



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTUDIO MAGNÉTICO INTEGRAL DE FLUJOS DE LAVA HISTÓRICOS DE
CENTRO Y OESTE DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA:
IMPLICACIONES DE CRONOLOGÍA ABSOLUTA Y ESTRUCTURA DE
EDIFICIOS VOLCÁNICOS

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE DOCTOR EN
CIENCIAS DE LA TIERRA (GEOFÍSICA DE LA TIERRA SOLIDA)

PRESENTA:

GERARDO CIFUENTES NAVA

TUTOR:

DR. AVTANDIL GOGICHAISHVILI
IINSTITUTO DE GEOFÍSICA

MORELIA, MICHOACÁN, MÉXICO, ENERO 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

COMITÉ TUTORIAL:

Dr. Avtandil Gogichaishvili
Dra. Ana Maria Soler Arechalde
Dra. Claudia Arango Galván
Dr. Victor Hugo Garduño Monroy (†)

JURADO EXAMINADOR:

Dr. René Efraín Chávez Segura
Dr. José Luis Macias Vázquez
Dr. Avtandil Gogichaishvili
Dr. Hector López Loera
Dr. Manuel Calvo Rathert

Gerardo Cifuentes Nava: *Estudio Magnético Integral de Flujos de Lava Históricos del Centro y Oeste de la Faja Volcánica Trans-Mexicana: Implicaciones de Cronología Absoluta y Estructura de Edificios Volcánicos*, T E S I S, ©, enero 2020.

DEDICATORIA

A mis ya no tan pequeños, Marina y Cristóbal, que son por lo que trabajo día con día.

A mis padres, académicos universitarios. A mi mamá, que como siempre he dicho, quería que fuera contador y no logró convencerme. A mi papá, ejemplo de vida, que siempre nos ha dejado hacer lo que queramos, consejero sugerente, imperativo y generoso.

A mis hermanos, las tres marías, Carmen, Cristina y Lupe, Juan y Rafael, y toda la familia sobrinos y sobrinos-nietos, que ya bastantes añitos hemos compartido siempre con gran cariño, de subida y de bajada.

A mis amigotes de la vida: Gerardo e Isa, Leonardo y Liz, Sandra Leticia. A mis amigotes de la otra vida, o sea el trabajo: Esteban, David, Andrés, Armando, Alejandro el grande, Alejandro el chaparro, Martín, Chucho, Anita, Xóchitl y faltan más.

Pero sobretodo a Yess (†) que fue durante los últimos años de mi vida fuente de inspiración y motor de muchos éxitos y alegrías, a su familia que desde Chihuahua siempre me ha apoyado, en especial a Rafaela, Sonia y Sandi. Y por último, pero no menos importante, a Alida que me ha acompañado y empujado amorosamente los últimos meses.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer profundamente a la Universidad Nacional Autónoma de México por todo el soporte y formación que he recibido durante toda mi vida. Particularmente al Servicio Magnético, la Unidad Michoacán y otras instancias del Instituto de Geofísica y al Departamento de Geofísica de la División en Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería.

A mi tutor de doctorado el Dr. Avto Gogichaishvili por todos los conocimientos compartidos, la guía y la invitación para llevar a cabo este proyecto. Así mismo a los miembros del comité tutorial a lo largo de este proceso, las Dras. Ana Maria Soler Arechalde y Claudia Arango Galván y el Dr. Victor Hugo Garduño Monroy (†). Cada uno de ellos aportó en gran medida con valiosas opiniones.

A los miembros del jurado examinador, los Dres. René Chávez, José Luis Macias, Hector López-Loera y Manuel Calvo, por tomarse la molestia de leer, opinar y corregir el presente trabajo. Con casi todos he compartido además grandes trabajos profesionales.

Al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, en particular a Araceli Chaman por su gran ayuda siempre.

A mi familia y todos mis seres queridos.

A mis amigos y compañeros de trabajo que me han soportado durante este proceso, en las buenas y en las malas, alentándome, apoyándome y empujándome para no cluadicar.

A todos los estudiantes que han circulado por mi carrera profesional como académico universitario, especialmente a los que han trabajado directamente con nosotros. Siempre se aprende de la sangre nueva, siempre.

Los diversos trabajos de campo, solo fueron posible, por la participación del Dr. Avto Gogichaishvili, el Dr. Miguel Ángel Cervantes, el Dr. Abel Cortés, la Dra. Leda Sánchez, el M. C. Esteban Hernández, la Dra. Cecilia Caballero, la Dra. Ana Caccavari, la Ing. Xóchitl Flores, el Ing. Alejandro Garcia, el (casi) Ing. Jesús Sánchez, Cristóbal Cifuentes y David Simón, así como estudiantes de la Facultad de Ingeniería y de la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia y de la Escuela y Observatorio de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Estrasburgo.

A las fuentes de financiamiento externas e internas a la UNAM, particularmente al CONACyT proyecto 252149 y a la DGAPA proyectos PAPIIT IN101717 e IN101920.

CONTENIDO

Resumen	1
Introducción	3
Capítulo 1. Datación con el Vector Magnético Completo para Algunas Rocas Piroclásticas Asociadas al Volcán de Colima Basada en Modelos Globales de Campo Geomagnético para los Últimos 14,000 Años	8
Capítulo 2. Fechamiento Arqueomagnético de Flujos de Lava del Holoceno Provenientes del Volcán Ceboruco, Occidente de México	30
Capítulo 3. Estudio Magnético Integral de Flujos de la Lava del Volcán Xitle: Implicaciones Arqueológicas sobre el Abandono de Cuicuilco	57
Capítulo 4. Relación de Anomalías Geomagnéticas Locales con Propiedades Magnéticas de las Rocas de los Flujos de Lava en el Parícutin (Occidente de México)	88
Capítulo 5. Conclusiones Generales	124

Resumen

Se presentan cuatro casos de estudio de volcanes del centro-occidente de México, localizados en la Faja Volcánica Trans-Mexicana, basados en mediciones magnéticas integrales: paleomagnetismo, fechamiento arqueomagnético, mediciones geomagnéticas, vuelos aeromagnéticos y magnetometría terrestre. El Volcán de Fuego de Colima, el Volcán Ceboruco, el Volcán Xitle y el Volcán Parícutin son los cuatro casos de estudio distribuidos a lo largo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. En cada uno de los casos se llevaron a cabo muestreos paleomagnéticos de sus erupciones mejor estudiadas y previamente caracterizadas, para determinar paleodirecciones y paleointensidades del momento de su formación; también se realizaron mediciones geomagnéticas sobre estos mismos sitios de muestreo. En los casos pertinentes se analizaron los vuelos aeromagnéticos del Servicio Geológico Mexicano y/o se llevaron a cabo levantamientos de magnetometría terrestre, para poder comprender mejor la distribución y estructura de los cuerpos magmáticos a profundidad. Los resultados muestran diferentes aspectos directamente relacionados con la cronología absoluta y la estructura de los edificios volcánicos. Estos resultados ayudan a comprender mejor el desarrollo y evolución de los volcanes estudiados.

Palabras clave: paleomagnetismo, arqueomagnetismo, magnetometría terrestre y aérea, Volcán de Colima, Volcán Ceboruco, Volcán Xitle, Volcán Parícutin

Abstract

Four cases of study of recent volcanoes from central-western Mexico are presented along the Trans-Mexican Volcanic Belt. The study is based on integrated magnetic measurements which included paleomagnetism, archaeomagnetic dating, direct geomagnetic measurements, aeromagnetism and terrestrial magnetometry. The Volcán de Fuego de Colima, the Ceboruco Volcano, the Xitle Volcano and the Parícutin Volcano are the four localities presenting an adequate distribution on the Trans-Mexican Volcanic Belt. In each case, paleomagnetic sampling was carried out on its well characterized eruptions to determine both directions and absolute intensities at the time of their formation; Direct geomagnetic measurements were also carried out on these same sampling sites. In the relevant cases, the aeromagnetic flights of the Mexican Geological Service were analyzed and / or ground magnetometry surveys were performed, in order to better understand the distribution and structure of the deep geological sources. The results show different aspects directly related to the absolute chronology and structure of volcanic buildings, since these become part of the best understanding of their development and evolution.

Keywords: paleomagnetism, archaeomagnetism, aerial and field magnetometry, Volcan de Fuego de Colima, Ceboruco Volcano, Xitle Volcano, Parícutin Volcano

Introducción

El estudio de las propiedades magnéticas de un volcán puede estar enfocado a diferentes objetivos de acuerdo a la definición misma de las propiedades que busca determinar cada uno de los estudios, como variación geomagnética secular, instantáneo anómalo, entre otros. No solo podemos llevar a cabo estudios paleomagnetico y arqueomagnéticos, sino además se pueden realizar mediciones directas de campo geomagnético y levantamientos aeromagnéticos y magnetometría terrestre. Cada uno de estos estudios tiene por separado objetivos diferentes y la combinación, en la medida que se pueda, de éstos, puede coadyuvarse entre ellos para llegar más allá de los objetivos individuales.

Mediciones de paleomagnetismo se enfocan principalmente a la determinación de paleodirecciones y paleointensidades de los flujos de lava en un volcán, para determinar la magnetización remanente de la roca (Termoremanencia) que son los valores el campo geomagnético en el momento del enfriamiento de estas lavas, esto es los valores instantáneos del campo contemporáneo al momento de su enfriamiento, en pocas palabras de su formación. Esta aplicación está enfocada principalmente a rocas con alto contenido de minerales ferrimagnéticos para que puedan registrar y conservar las propiedades magnéticas del campo geomagnético existente en el momento en que se enfriaron y donde además deben de ser depósitos geológicos en donde no debe de existir rotación o alteración posterior de estas formaciones.

De forma parecida al paleomagnetismo, el arqueomagnetismo, trata la determinación del campo geomagnético contemporáneo de la elaboración de los materiales cerámicos, pero solo para paleointensidades tratándose de materiales que no se encuentran *in situ*. Tal información se puede obtener mediante el estudio de la magnetización remanente en la roca como se mencionó. En ambos casos, para el paleomagnetismo y arqueomagnetismo, si se conoce con precisión las variaciones del campo geomagnético en el pasado, es posible establecer un registro de variación temporal (curva de

variación secular), el cual puede utilizarse como método de fechamiento. Autores como Tauxe (2010) han probado que este método puede ser tan preciso como los métodos de fechamiento radiométrico.

Las mediciones de campo geomagnético instantáneo determinará los valores vectoriales (direcciones e intensidades) de los sitios observados, siguiendo protocolos establecidos en observatorios geomagnéticos y para estaciones de repetición (Rasson, 2004), donde estos valores son representativos del campo magnético principal primordialmente, aunque sean valores absolutos que contengan todas las componentes de una medición instantánea: campo principal, de anomalías y exteriores. Esta metodología, en el caso de volcanes, servirá muy bien para establecer claramente la diferencia entre los valores de formación de los flujos de lava (paleomagnetismo) y los valores instantáneos de medición (geomagnetismo).

De forma más particular, los estudios de magnetometría aérea y terrestre, su objetivo principal es determinar el campo magnético residual (RMF) que es una reducción de las observaciones instantáneas en donde solo prevalece el campo de anomalías representativo de la corteza. La diferencia entre ambas es la resolución de observación, pues que mientras los levantamientos aeromagnéticos están enfocados a estructuras de longitud de onda larga, cuerpos de grandes dimensiones y profundos, la magnetometría terrestre esta enfocada a cuerpos superficiales de longitud de onda corta. Solo de acuerdo a la extensión y resolución de los levantamientos podrá ser posible que ambos estudios tengan un punto de coincidencia para longitudes de onda media, esto es cuerpos intermedios entre profundos y someros. En ambos casos los resultados, que son el campo de anomalías, son indicativos de la distribución de rocas y cuerpos geológicos superficiales y a profundidad, donde tendremos la capacidad de a través de diferentes procesamientos matemáticos como reducción al polo (Baranov y Naudy, 1964), continuación analítica (Henderson *et al.*, 1970) e inversión de datos (Oldenburg, 1984), poder llevar a cabo imágenes y modelos 2D y 3D de las estructuras a profundidad.

Objetivo

El objetivo principal del presente trabajo de doctorado es presentar a través de cuatro casos de estudio, la aplicación de estudios magnéticos para que de forma transversal alcancen un resultado cuyo objetivo particular se menciona en el título de cada uno de los cuatro capítulos (en cuyo caso ya existen tres artículos publicados).

Capítulo 1 Datación mediante el Vector Magnético Completo para algunas Rocas Piroclásticas asociadas al Volcán de Colima basada en Modelos Globales de Campo Geomagnético para los últimos 10,000 años.

Este capítulo trata del trabajo de campo llevado a cabo en tres sitios seleccionados en el Volcán de Fuego de Colima, donde se tomaron muestra para estudios paleomagnéticos y observaciones de campo geomagnético instantáneo, con el objetivo de ver la diferencia entre el paleocampo y el instantáneo además de llevar a cabo un fechamiento arqueomagnético y contrastarlo con las edades determinadas a través de métodos radiométricos (Cifuentes-Nava *et al.*, 2017).

Capítulo 2. Fechamiento Arqueomagnético de Flujos de Lava del Holoceno provenientes del Volcán Ceboruco, Occidente de México.

El trabajo en los flujos de lava del Volcán Ceboruco incluyó los muestreos paleomagnéticos y determinación arqueomagnética de cuatro flujos de lava, algunos de menos de 1,500 años, además de mediciones instantáneas de campo geomagnéticos en estos sitios, así como un pequeño análisis de su situación dentro del levantamiento aeromagnético llevado a cabo por el Servicio Geológico Mexicano. Los resultados son usados para fechar los flujos a través de la curva de variación secular reducidos para el occidente de México y compararlos con las dataciones radiométricas existentes, así mismo poder determinar a través de las observaciones geomagnéticas y la anomalía magnética residual (RMF) la

probable existencia de campos de influencia externa que puedan perturbar los resultados (Cifuentes-Nava *et al.*, 2019).

Capítulo 3. Estudio Magnético Integral de flujos de la lava del Volcán Xitle: implicaciones Arqueológicas sobre el abandono de Cuicuilco.

El estudio para el Volcán Xitle comprende una serie de muestreos en los flujos de lava expuestos en la cantera dentro del área de la Ciudad Universitaria en la Ciudad de México y observaciones de campo instantáneo, así como un par de perfiles de magnetometría terrestre. Al tener flujos de lava de aproximadamente unos 2,000 años de antigüedad se pueden llevar a cabo fechamientos arqueomagnéticos en donde se puedan comparar con los valores instantáneos de campo geomagnético y un modelo básico de la estructura a profundidad de los flujos de lava, para de tal forma coadyuvar a determinar las edades y consecuencias en la historia de Cuicuilco (Cervantes-Solano *et al.*, 2019).

Capítulo 4. Relación de Anomalías Geomagnéticas Locales con Propiedades Magnéticas de las Rocas de los Flujos de Lava en el Parícutin (Occidente de México).

En el Volcán Parícutin se llevaron a cabo actividades de estándares y operación de instrumentación para observar el campo magnético completo. Se tomaron muestras paleomagnéticas, así como de campo geomagnético instantáneo, además de que se llevó a cabo un análisis y modelado del levantamiento aeromagnético y de magnetometría terrestre. Al ser estudio de flujos de lava del volcán más reciente de los cuatro, tenemos abundante información que puede ser validada a través de la integración de los estudios que se hicieron. Los resultados muestran algunas inconsistencias entre los valores de direcciones e intensidades de campo magnéticos que se pueden atribuir tanto a fuentes a profundidad como someras tomando en cuenta los resultados de la magnetometría terrestre y aérea y sus respectivos modelos 2D y 3D.

Referencias

- Cervantes-Solano, M., Cifuentes-Nava, G., Caballero-Miranda, C. I., Goguitchaichvili, A., López-Loera, H., Delgado-Granados, H., Morales-Contreras, J., Urrutia-Fucugauchi, J. (2019). Estudio magnético integral de flujos de lava del volcán Xitle: implicaciones arqueológicas sobre el abandono de Cuicuilco. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 71 (2), 397-411, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2019v71n2a10>
- Cifuentes-Nava, G., Goguitchaichvili, A., López-Loera, H., Cervantes, M., Cortés, A., Sánchez-Bettucci, L., Macías, J. L., Morales, J., Rosas-Elguera, J. (2017). Full vector magnetic dating of some pyroclastic rocks associated to the Colima volcano, western Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 69 (3), 577-590, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2017v69n3a4>
- Cifuentes-Nava, G., Cervantes-Solano, M. A., Díaz-Ortega, U., Goguitchaichvili, A., López-Loera, H., Rosas-Elguera, J., Delgado-Granados, H., Morales-Contreras, J., Cejudo-Ruíz, R., Urrutia-Fucugauchi, J. (2019). Fechamiento arqueomagnético de flujos de lava del Holoceno provenientes del volcán Ceboruco, occidente de México. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 71 (2), 445-455, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2019v71n2a13>
- Oldenburg, D. W. (1984). An introduction to linear inverse theory. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, GE-22, 665–674.
- Rasson, J. L. (2004). About Absolute Geomagnetic Measurements in the Observatory and in the Field. Training Booklet for the XIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Kakioka, Japan.
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. Berkeley, University of California Press, 489 pp.

CAPÍTULO 1**DATACIÓN CON EL VECTOR MAGNÉTICO COMPLETO PARA ALGUNAS ROCAS PIROCLÁSTICAS ASOCIADAS AL VOLCÁN DE COLIMA BASADA EN MODELOS GLOBALES DE CAMPO GEOMAGNÉTICO PARA LOS ÚLTIMOS 14,000 AÑOS****Resumen**

Se llevaron a cabo estudios a detalle de magnetismo de rocas y paleomagnetismo en algunas rocas piroclásticas y fragmentos de cerámica precolombina asociados al Complejo Volcánico de Colima. Se realizó un set completo de mediciones magnéticas para estimar la mineralogía magnética y determinar las direcciones de magnetización remanente características y las intensidades absolutas. En este trabajo se reporta la determinación absoluta de la edad usando datación magnética para dos erupciones volcánicas asociadas al Volcán de Fuego de Colima. El modelo de campo geomagnético de predicción SHADIF14K, basado en el vector completo (declinación, inclinación y paleointensidad absoluta), fue usado por primera vez para bloques andesíticos de depósitos de flujo piroclástico con cerámicas intercaladas. Los resultados obtenidos concuerdan razonablemente con los estudios radiométricos disponibles (C^{14}), proveyendo una determinación más precisa de la edad del momento en que se enfriaron los flujos de lava.

Palabras clave: Datación magnética, Volcán de Colima, flujo piroclástico, cerámica prehispánica, Cinturón Volcánico Trans-mexicano

Abstract

Detailed rock-magnetic and paleomagnetic investigation were carried out on some pyroclastic rocks and pre-Columbian ceramic fragments associated with the Colima Volcanic Complex. A full battery of

magnetic measurements was performed to estimate the magnetic mineralogy and determine the remanent magnetization directions and absolute intensities. This study reports the absolute age estimation using archaeomagnetic dating for two volcanic eruptions associated with the Colima Volcano. The SHADIF14K geomagnetic prediction field global model, based on the complete vector (declination, inclination and absolute paleointensity) was used for first time on andesitic blocks of pyroclastic flow deposits with intercalated ceramics. The results obtained are reasonably consistent with the available radiometric studies (C^{14}), providing a more precise determination of the age at which the lava flows cooled down.

Keywords: Magnetic dating, Colima Volcano, pyroclastic flow, pre-Hispanic ceramics, Trans-Mexican Volcanic Belt

Introducción

El Volcán de Colima (también Volcán de Fuego) es uno de los volcanes más activos en Centro y Norte América, caracterizado por diversos eventos violentos de erupciones y explosiones freáticas durante los últimos 500 años. Su actividad ha documentado más de 50 erupciones de las cuales 28 han formado pequeños cuerpos de bloques y depósitos de flujo de ceniza (Saucedo *et al.*, 2011). Durante el mismo período, el Volcán de Colima ha generado al menos tres erupciones plinianas, en 1690, 1818 y 1913 (Luhr and Carmichael 1990; Saucedo *et al.*, 2005, 2010), que dieron origen a depósitos de bloques y flujo de cenizas con distancias máximas de 15 km desde la cima, producidos por el colapso de una columna eruptiva (Saucedo *et al.*, 2005; 2010). En 2015, el Volcán de Colima reanuda su actividad con un evento explosivo que produce flujo de lava, cenizas y bloques de 10.5 km de longitud (Capra *et al.*, 2016), su actividad continua está permanentemente monitoreada (http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=341040#bgvn_2807). Situado entre las ciudades de Guadalajara y Colima, presenta una orientación aproximada norte- sur y junto con el Cántaro y el Nevado de

Colima forman el Complejo Volcánico de Colima (CVC) en la porción oeste del Cinturón Volcánico Trans-mexicano (Figura 1.1a).

Muchas de las determinaciones de edad disponibles mediante los métodos K-Ar and C^{14} , pertenecen ya sea a los edificios volcánicos del Nevado o el Cántaro (Luhr and Prestegard, 1988; Robin *et al.*, 1987; Komorowski *et al.*, 1997, Cortés *et al.*, 2005, 2010). Recientemente Cortés (2015) reporta 30 dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de alta calidad llevadas a cabo que representan la más grande base de datos para el CVC. Sin embargo este método es solo aplicable para períodos mayores a 50 ka y su mejor precisión se alcanza para unidades volcánicas > 100 ka. Hasta ahora, la técnica de datación C^{14} ha sido tradicionalmente el método más usado para fechar erupciones (carbón en depósitos eruptivos o paleosuelos) que se produjo durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la datación C^{14} se logra con el carbón vegetal asociado a la materia orgánica carbonizada por los depósitos de flujo piroclásticos en caliente o flujos de lava (escasa) y paleosuelos enterrados que proporcionan las edades máximas de los eventos. Además, la mayoría de los materiales fechables no fueron quemados directamente por los productos eruptivos o el magma en cuestión. Por el contrario, la datación arqueomagnética que ahora puede extenderse hasta 14 ka y, por lo tanto, reemplazar o ayudar en parte a la datación C^{14} permite hasta la fecha en ciertas circunstancias obtener la edad de los materiales eruptivos (Pavón-Carrasco *et al.*, 2011 y 2014).

En este estudio se intenta fechar de forma magnética algunos depósitos de flujo piroclástico y de lava bien restringidos asociados al CVC para contribuir a la cronología absoluta de las erupciones volcánicas mediante investigaciones paleomagnéticas y magnéticas de rocas y muestras de cerámica encontradas en depósitos piroclásticos. Aunque esta novedosa metodología de datación ya se aplicó a los flujos de lava del Holoceno (Pérez-Rodríguez *et al.*, 2015; Quintana-García *et al.*, 2016; Böhnelt *et al.*, 2016), este estudio es el primer depósito piroclástico hasta la fecha.

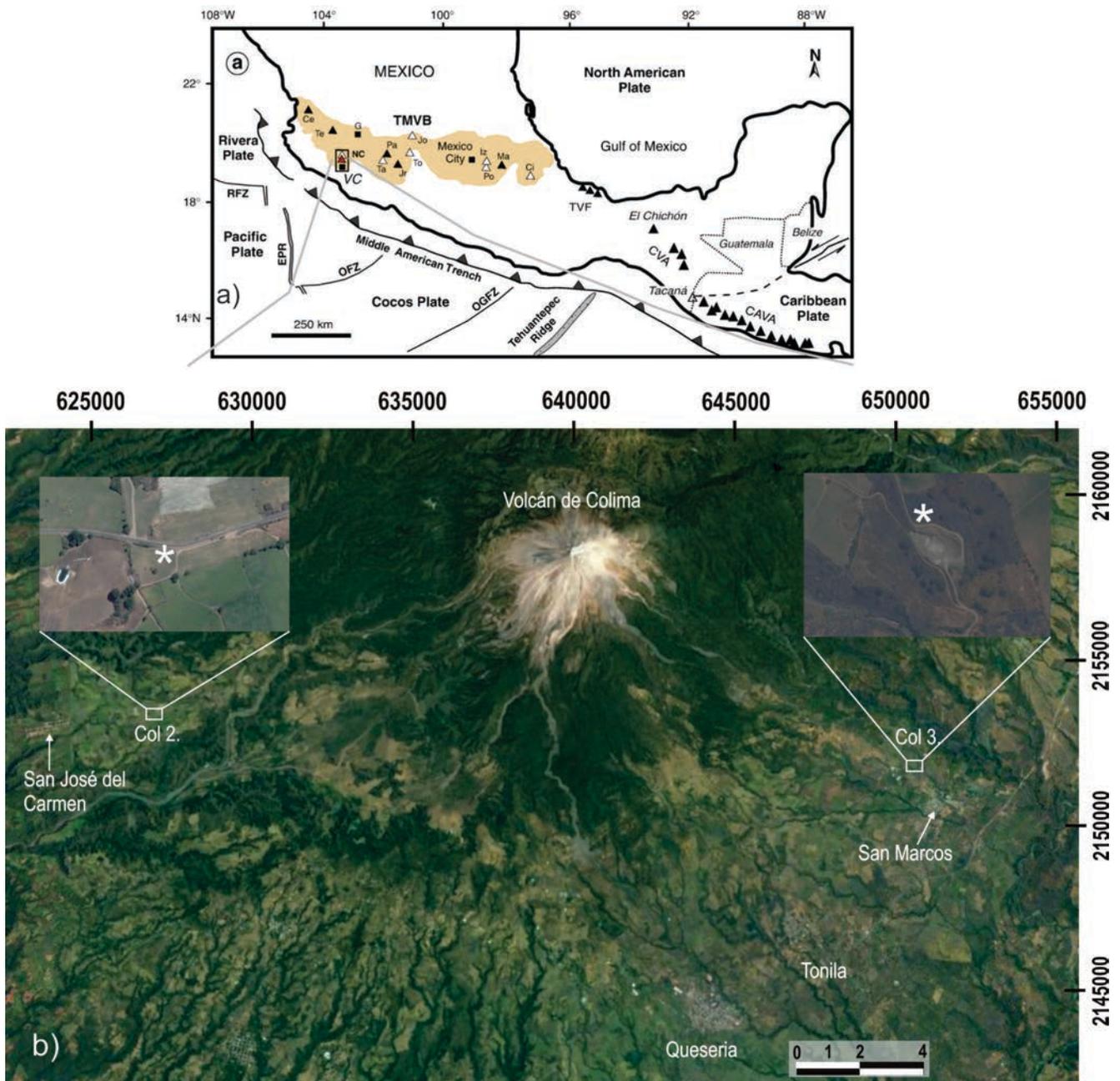


Figura 1.1. Ubicación del Complejo Volcánico de Colima en el Cinturón Volcánico Transmexicano occidental (a) y detalles de configuración de los sitios de San José del Carmen (SJC) y San Marcos (SM) (b).

Localización y Descripción de los sitios

San José del Carmen (SJC como Col 2 en la Figura 1.1b), está localizado a $19^{\circ}28.071'N$, $103^{\circ}44.204'O$ y una altitud de 1,350 m. En este sitio tenemos un depósito de flujo piroclástico compuesto por bloques incrustados en una matriz de ceniza amarilla (Figura 1.1). Se muestreo un

bloque de andesita de color gris y textura fanerítica, con plagioclasa y piroxenos en una matriz vítrea. El afloramiento se superpone directamente a un depósito de avalancha de escombros de 3,600 años estudiado por Cortés *et al.* (2010). Estos autores consideran este depósito como resultado de un evento causado por el colapso del edificio volcánico que emplazó el depósito de avalancha de escombros de tipo Bezymianny. La intrusión de un cuerpo magmático que ascendió a través del conducto principal dentro del edificio volcánico provocó su desestabilización y posterior colapso (Siebert *et al.*, 1987). En la sección 19, ubicada a unos 22 km de la cumbre actual del volcán Colima, en el margen oriental del río Armería y en la desembocadura del barranco de Los Ganchos (Cortés *et al.*, 2010), el depósito de avalanchas de escombros está cubierto por un depósito de lahar de casi 5 m de espesor con abundantes fragmentos de cerámica y carbón vegetal. Una muestra de este carbón vegetal fue fechada en 1940 ± 90 años de antigüedad (Cortés *et al.*, 2010). El depósito de lahar subyace a una secuencia ≥ 40 m de depósitos lacustres, lo que sugiere la existencia de un lago temporal entre el emplazamiento de la avalancha de escombros y la deposición de lahar. La presencia de fragmentos de cerámica en el embalse lahar sugiere que los asentamientos humanos en esta región presenciaron este colapso catastrófico del Volcán de Colima y la inundación posterior. Los fragmentos de cerámica podrían pertenecer a los primeros grupos humanos (Capacha) asentados en esta región alrededor de 820 años aC (comunicación personal con el arqueólogo Andrés Saúl Alcántara, Instituto Nacional de Antropología e Historia).

En el área del pueblo de San Marcos (SM como Col 3 en la Figura 1.1b, $19^{\circ} 27.334'N$, $103^{\circ} 30.780'O$ y altitud de 1217 m), 1.5 km hasta el NNW de la aldea, en el camino a Juan Barragán, se muestreo un depósito de flujo piroclástico amarillo de ~ 1.5 m de espesor compuesto de ceniza y piedra pómez. El depósito contiene abundantes remanentes de cerámica y fragmentos de carbón que datan de 280 ± 65 años de antigüedad (Cortés, 2015). La edad de estos depósitos y el contenido de cerámica sugieren que

este evento fue generado por una erupción histórica explosiva del actual edificio del Volcán de Colima, que afectó a los asentamientos humanos en la región.

Este depósito se sobrepone a un depósito de flujo piroclástico de 6 m de espesor, que consiste en clastos de andesita negra rodeados y bloques de escoria (piedra pómez) con abundantes fenocristales de hornblenda soportados por una matriz arenosa. En la parte basal, el depósito contiene abundante madera carbonosa y un mayor contenido de bloques de escoria (diámetros > 40 cm). En cambio, su parte superior contiene bloques con tamaños que van desde 10 a 30 cm. Estos depósitos se encuentran sobre un depósito de avalancha de escombros que data de aproximadamente 28,000 años y que se asoció con la actividad del volcán Paleofuego (antiguo edificio del Volcán de Colima), que se definió como el depósito de avalancha de escombros de San Marcos (Roverato *et al.*, 2011).

Para estimar las anomalías magnéticas asociadas a los sitios estudiados, compilamos un mapa aeromagnético compuesto (Figura 1.2) para toda el área del CVC (Lopez-Loera *et al.*, 2011). La zona se caracteriza por anomalías magnéticas de diferentes amplitudes y longitudes de onda asociadas con los edificios del CVC y estructuras intrusivas. El mapa aeromagnético comprende las coordenadas de 19 ° 21 'y 19 ° 40'N y de 103 ° 28' a 103 ° O que cubren un área de 1,094 km² (35.65 km por 30.68 km). El sitio SJC está ubicado en el margen NE de una anomalía de forma monopolar y semicircular que presenta una intensidad de magnetización del orden de 35 nT y una altitud de 1,349 m sobre el nivel del mar. El sitio SM está ubicado en una anomalía asociada con una zona magnética baja alargada en una dirección preferida NE-SW, que muestra una intensidad de magnetización del orden de -139 nT.

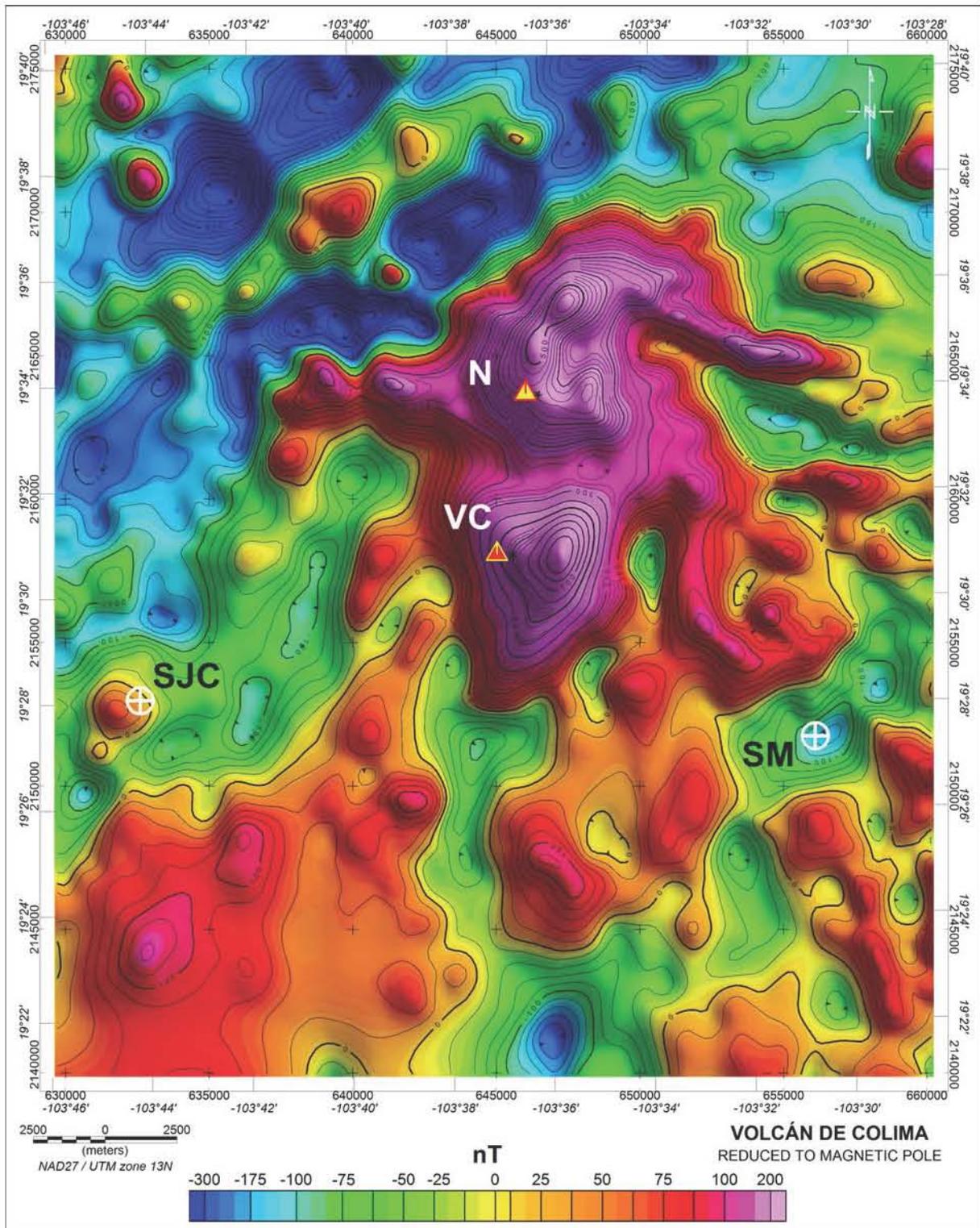


Figura 1.2. Distribución de anomalías magnéticas a lo largo del Volcán de Colima que muestra estructuras magnéticas alrededor de los sitios estudiados.

Técnicas de Laboratorio

Se realizaron varios experimentos de magnetismo de roca y paleomagnética para estimar la mineralogía magnética y determinar tanto la magnetización remanente característica como la arqueointensidad absoluta de bloques y muestras de cerámica.

Se registraron las curvas termomagnéticas continuas de hasta 600° C utilizando AGICO - MFK1B Kappabridge mientras que las mediciones de remanencia se realizaron con un magnetómetro tipo *spinner* JR6a. Un desmagnetizador de campo alterno LDA 3 de hasta 95 mT y un desmagnetizador térmico de doble cámara ASC TD48 (equipado con bobinas magnéticas), se usaron para aislar la magnetización remanente primaria. El método variante de Thellier (Thellier y Thellier, 1959; Coe, 1978) se empleó para las mediciones de paleointensidad absoluta. El campo magnético en laboratorio fue fijado en 45 μ T, con 0.5 μ T de precisión. Treinta pasos de temperatura desde 150 hasta 560° C, se distribuyeron a lo largo de todos los experimentos y se realizaron calentamientos de control (los llamados controles pTRM) después de cada dos pasos de temperatura. En el caso de las muestras de cerámica, se dividieron en seis fragmentos y se orientaron en cápsulas de sal en seis posiciones diferentes ($\pm X, \pm Y \pm Z$) para disminuir el efecto de la anisotropía magnética (Morales *et al.*, 2009 y 2012). Los experimentos de ritmo de enfriamiento se realizaron siguiendo un procedimiento modificado al descrito por Chauvin *et al.*, 2000 (i. e., Morales *et al.*, 2009). Se usaron tres enfriamientos consecutivos (rápido, lento, rápido) en el momento de temperatura más alta para estimar el efecto de la tasa de enfriamiento y, por lo tanto, la corrección de los valores brutos de intensidad absolutos. La duración del enfriamiento natural lento fue de alrededor de 7 horas.

Resultados y Observaciones Finales

Sitio San José del Carmen (SJC)

La curva termomagnética continua registrada para SJC (Figura 1.3a) indica magnetita casi pura o algún miembro extremo de titanomagnetita con un contenido de titanio muy bajo ya que la temperatura de

Curie (determinada con el método de Prevot *et al.*, 1983) está cercano a los 565° C. Las curvas de calentamiento y enfriamiento son razonablemente reversibles, especialmente entre 350 y 570° C. No se detecta evidencia firme de una segunda fase ferrimagnética. En contraste, los experimentos de tratamiento magnético evidenciaron un componente secundario muy fuerte, probablemente debido a un efecto de rayo que puede eliminarse aplicando un campo alterno de 30 mT. La magnetización remanente característica se define entre 35 y 90 mT (Figura 1.3b). El tratamiento magnético con el campo alterno demostró ser eficiente y capaz de eliminar casi por completo la firma de magnetización remanente secundaria ya que las direcciones paleomagnéticas están bastante bien definidas (Figura 1.3c). La dirección media característica del sitio soportada por 7 de los 9 núcleos recolectados es $Inc = 39.6^{\circ}$, $Dec = 350.7^{\circ}$, con parámetros de precisión $\alpha_{95} = 2.2^{\circ}$ y $k = 633$. Debido a la presencia de una fuerte magnetización secundaria, los experimentos de paleointensidad absoluta no tienen sentido.

SITE SAN JOSE DEL CARMEN

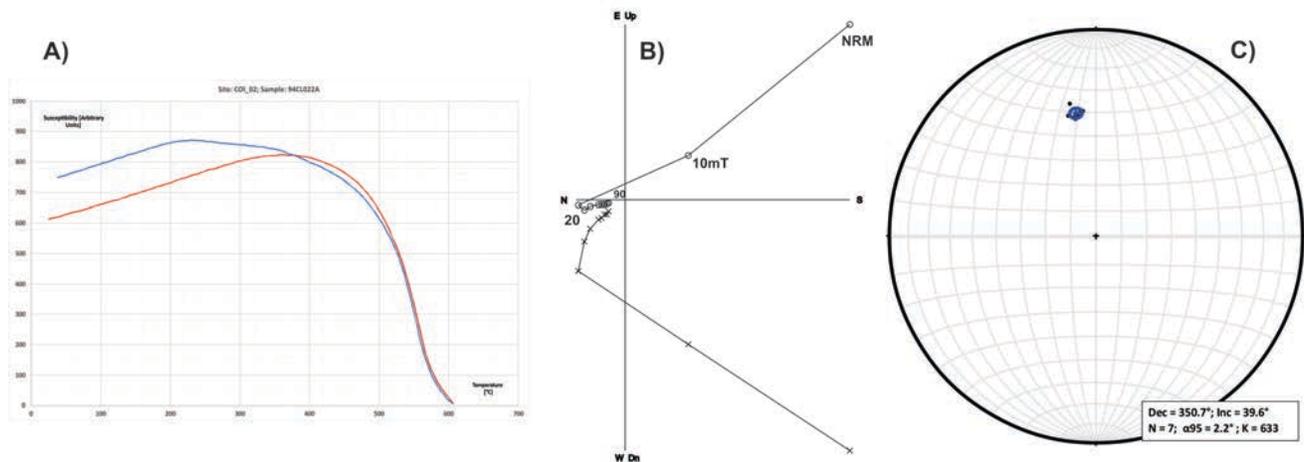


Figura 1.3. Resumen de experimentos de magnetismo de roca y paleomagnética para el flujo de lava piroclástica de San José del Carmen: a) Curva de susceptibilidad frente a temperatura con ciclo de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul), b) gráfico de vector ortogonal de desmagnetización de campo alterno y c) proyección en áreas iguales de paleodirecciones medias características.

Sitio San Marcos (SM)

La mineralogía magnética de los bloques de San Marcos es más compleja ya que se detectaron dos fases ferrimagnéticas durante el calentamiento, mientras que solo parece haber magnetita en el segmento de enfriamiento. La fase de baja temperatura con un punto de Curie de aproximadamente 320°C puede corresponder a las titanomaghemitas (Figura 1.4a) que se caracterizan por su mayor inestabilidad térmica. Siete muestras fueron sometidas a un procedimiento de desmagnetización por campos alternos. Básicamente, las muestras muestran una magnetización remanente uni-vectorial aunque acompañadas de una pequeña componente viscosa hasta 10 a 15 mT. Solo el 60 por ciento de la magnetización se elimina después de aplicar el campo alterno de 95 mT (Figura 1.4b), lo que atestigua que la remanencia está dominada por pequeños granos de pseudo-dominio sencillo. La dirección media característica del sitio soportada por 6 muestras es $\text{Inc} = 55.1^{\circ}$, $\text{Dec} = 229.4^{\circ}$ con parámetros de precisión $a_{95} = 2.1^{\circ}$ y $k = 1,039$ (Figura 1.4c, Tabla 1.1A). Aunque determinado con precisión, es obvio que estas direcciones no tienen sentido geomagnético y deben atribuirse al movimiento del bloque después del emplazamiento de los flujos piroclásticos durante el proceso de enfriamiento.

Por otro lado, en las muestras de cerámica, hasta tres fases magnéticas pueden estar presentes en el depósito de flujo piroclástico de San Marcos al juzgar la gráfica de susceptibilidad en función de la temperatura (Figura 1.5a). La titanomagnetita baja en Ti, la magnetita y probablemente también la hematita coexiste en esta cerámica, mostrando en general una alta reversibilidad y, por lo tanto, una estabilidad térmica relativamente alta. La hematita parece tener una contribución muy pequeña en las magnetizaciones, ya que la remanencia se elimina casi completamente en campos alternos de 95 mT (Figura 1.5b). La magnetización remanente viscosa también está presente aquí, pero se elimina fácilmente a 10 mT. La dirección media característica del sitio después de la aplicación de la corrección de inclinación es $\text{Inc} = 27.3^{\circ}$, $\text{Dec} = 4.4^{\circ}$ con parámetros de precisión $a_{95} = 2.6^{\circ}$ y $k = 677$ (Figura 1.5c).

SITE SAN MARCOS (LAVA)

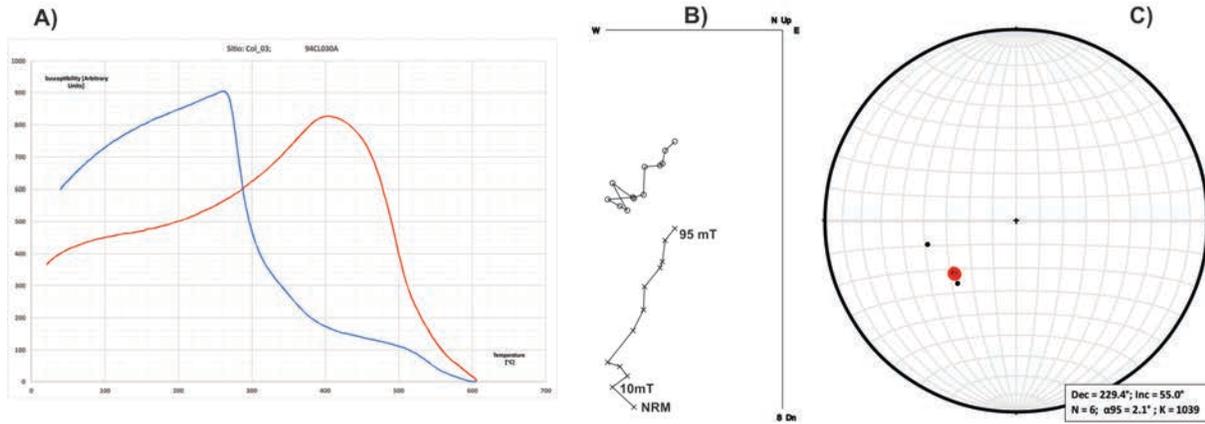


Figura 1.4. Resumen de experimentos de magnetismo de roca y paleomagnética para el flujo de lava piroclástica de San Marcos: a) Curva de susceptibilidad en función de la temperatura con ciclo de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul), b) gráfico vectorial ortogonal de desmagnetización de campo alterno y c) proyección en áreas iguales de paleodirecciones medias características.

SITE SAN MARCOS (POTTERY)

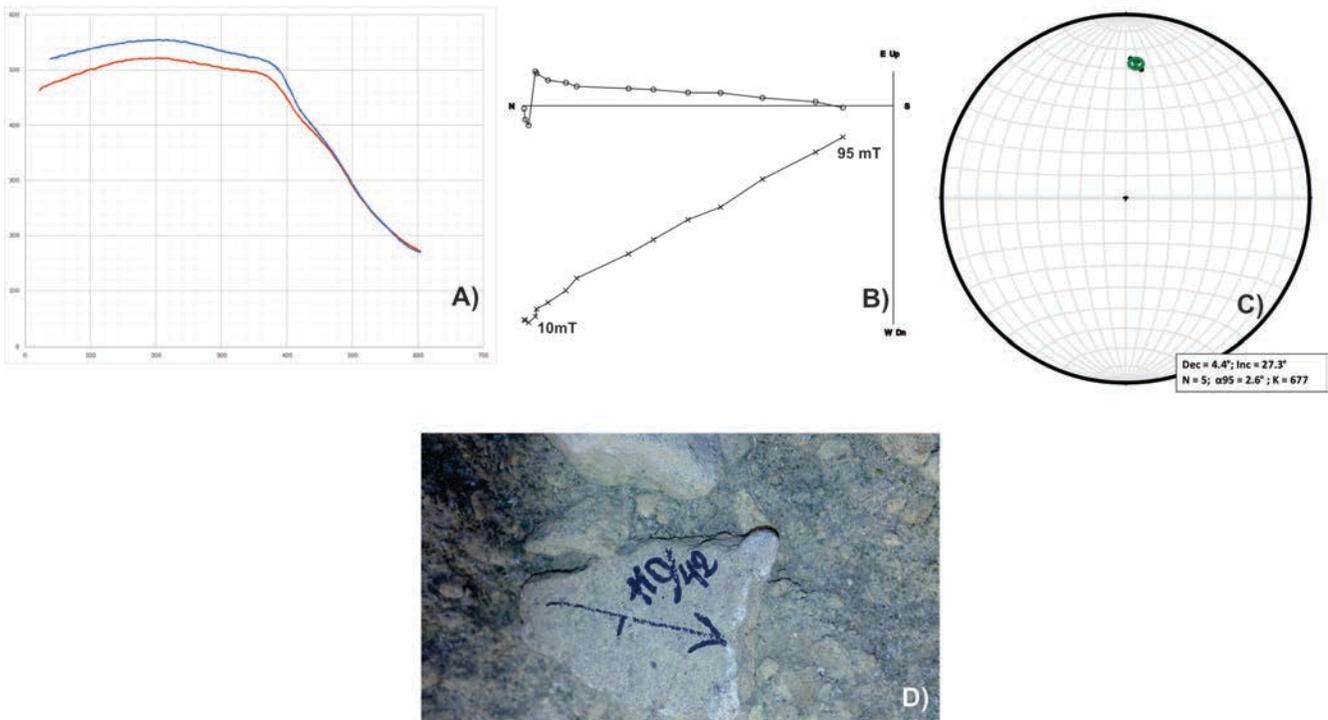


Figura 1.5. Resumen de experimentos de magnetismo de roca y paleomagnética para muestras de cerámica orientada intercaladas en depósitos de flujo de lava piroclástica de San Marcos: a) Curva de susceptibilidad frente a temperatura con ciclo de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul), b) gráfico de vector ortogonal de alternancia desmagnetización

de campo, c) proyección en áreas iguales de paleodirecciones medias características y d) fragmento de cerámica intercalado en flujo piroclástico.

Tabla 1.1. Resultados de paleodirección y paleointensidad para unidades volcánicas de Colima y fragmento de cerámica orientada: A) Resultados de paleodirecciones medias de sitio y fragmento para unidades volcánicas de Colima y fragmento de cerámica orientada. Sitio: nombres de la muestra (SJC-San José del Carmen, SM-San Marcos); n / N: n es el número de muestras utilizadas en el cálculo de promedio, mientras que N se refiere al número total de muestras por sitio; Inc y Dec: inclinación y declinación medias; k y a95: parámetro de precisión y ángulo de confianza del 95%. B) resultados de paleointensidad a nivel de muestra. n: el número de pasos de calentamiento utilizados para la determinación de la intensidad; T_{min}-T_{max}: el intervalo de temperatura de determinación de intensidad; B (corr): valor de paleointensidad corregido por efecto de ritmo de enfriamiento; γ es el ángulo entre la dirección de ChRM y la de la magnetización compuesta igual a NRM (T) si CRM (T) es cero. Se obtuvo de los gráficos ortogonales derivados de los experimentos de paleointensidad de Thellier; f: la fracción de NRM utilizada para la determinación de la intensidad; g: el factor de brecha; P: el factor de calidad definido por Coe et al. (1978).

A)

Sitio	n/N	Inc (°)	Dec (°)	a95 (°)	k
Lava SJC	7/8	39.6	350.7	2.2	633
Lava SM	6/8	55	229.4	2.1	1039
Cerámica SM	5/5	27.3	4.4	2.6	677

B)

Sitio	Muestra	n	T _{min} -T _{max} (°C)	B(corr) (CR) (mT)	sH	g	f	g	q
San	99C067A	11	200-560	50.9	3.4	3.3	0.93	0.83	18.9
Marcos	99C067A	10	200-540	46.9	2.8	3.7	0.76	0.81	14.6
Cerámica	99C068A	9	250-540	48.4	3.4	3.8	0.73	0.8	11.4
	99C068B	10	200-540	53.3	3.6	5.1	0.69	0.77	8.6
	99C070A	10	200-540	51.6	3.3	2.9	0.73	0.79	14.1
	99C071A	9	250-540	50.8	3.6	4.2	0.74	0.81	10.6
			Media=	50.3					
			d.s.=	2.3					

En lo que respecta a los experimentos de arqueointensidad, los gráficos de Arai para los bloques de San Marcos presentan un comportamiento cóncavo bien marcado y no se observa linealidad en todo el segmento (Figura 1.6). Además, los cambios mineralógicos significativos durante el calentamiento no permiten la aplicación de la corrección de la tasa de enfriamiento. Por lo tanto, no se obtuvieron determinaciones positivas para el bloque. En contraste, la muestra de cerámica produjo una determinación de calidad técnica muy alta. Estas muestras produjeron un comportamiento casi lineal tanto en la diagrama Arai-Nagata como en los gráficos de Zijderveld asociados, con comprobaciones de pTRM positivas (control de calentamientos) dentro del 10%. Existen pequeños componentes viscosos secundarios, pero pueden eliminarse fácilmente en los primeros pasos de temperatura, entre los 250 y 300° C. Los parámetros de calidad (Coe *et al.*, 1978) coinciden con los criterios comúnmente adoptados y se cumple el parámetro SCAT (Shaar y Tauxe, 2013). Todas las muestras analizadas muestran determinaciones confiables de intensidad absoluta (Tabla 1.1B). Para estas, se utilizó la fracción f de la NRM (magnetización remanente natural) que varían entre 0.69 y 0.93 y el factor de calidad q de 8.6 a 18.9; fueron generalmente mayores que 10. El ángulo γ entre la dirección de ChRM (magnetización remanente característica) y aquella de la magnetización compuesta igual a NRM (T) si CRM (T) es cero (CRM se refiere a la magnetización remanente química), obtenida de los gráficos ortogonales derivadas de los experimentos de paleointensidad de Thellier, se encontró siempre por debajo de 5 grados. La corrección de la velocidad de enfriamiento redujo ligeramente la desviación estándar de las intensidades medias. Los valores de arqueointensidad individuales obtenidos en este estudio oscilaron entre 46.9 y 53.3 μT . La arqueointensidad media obtenida de cinco especímenes fue de 50.3 (2.3) μT , que es ligeramente más alta que la intensidad del campo geomagnético actual para el área de Colima.

Datación magnética

El modelo de predicción geomagnética global SHADIF14K.dif (Pavon-Carrasco *et al.*, 2014) se usó con éxito como herramienta confiable de datación principalmente para material arqueomagnético

(Morales *et al.*, 2016; Terán-Guerrero *et al.*, 2016). Además, investigaciones recientes demostraron su utilidad para datar con precisión varias rocas volcánicas a lo largo del Cinturón Volcánico Transmexicano formado durante el Holoceno (Pérez-Rodríguez *et al.*, 2015; Bohnel *et al.*, 2016; Garcia-Quintana *et al.*, 2016). Para el caso de los bloques que contienen depósitos de flujo piroclásticos producidos por el Volcán de Colima, se logró una determinación de la edad absoluta exitosa para dos sitios (Figuras 1.7 y 1.8). En el sitio de San José del Carmen, el bloque produjo dos intervalos de tiempo posibles entre 1776 a 1634 aC y 1143 a 1236 dC. El primer intervalo, sin embargo, determinado sobre la base de la inclinación magnética y la declinación, parece ser la edad más apropiada del depósito porque coincidió con del rango de incertidumbres con el fechamiento anterior con radiocarbono del sitio. Por lo tanto, un intervalo entre 1776-1634 aC se considera como la mejor estimación del tiempo de emplazamiento del depósito de flujo piroclástico de San José del Carmen. La datación magnética del sitio de San Marcos está respaldada por los parámetros completos del vector geomagnético (direcciones e intensidad) recuperados del fragmento de cerámica incorporado por el depósito de flujo piroclástico. Un intervalo de tiempo único que va desde 1548 a 1591 dC es la estimación de edad más probable para la erupción. Por lo tanto, el resultado obtenido está razonablemente bien de acuerdo con la datación radiométrica disponible.

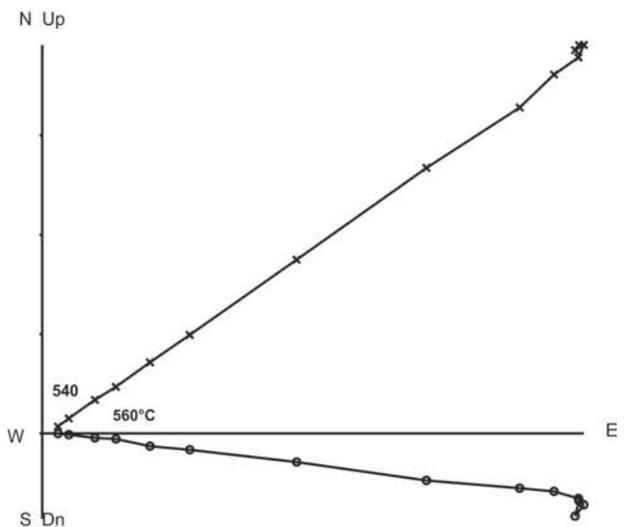
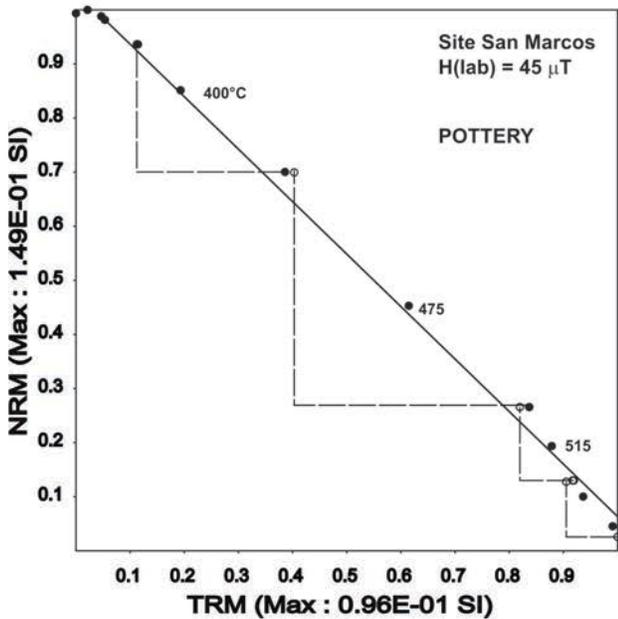
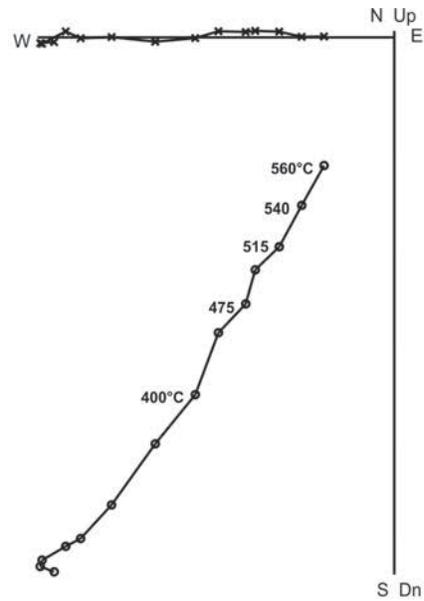
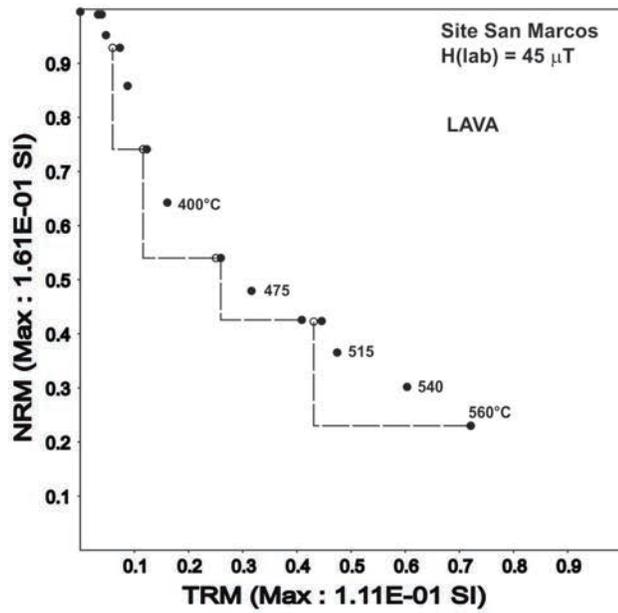


Figura 1.6. Ejemplos de curvas NRM-TRM también conocidas como gráficos de Arai-Nagata y gráficos vectoriales ortogonales asociados de puntos finales de NRM para el bloque de flujo de lava de San Marcos y el fragmento de cerámica (consulte el texto para obtener más detalles).

SITE SAN JOSE DEL CARMEN

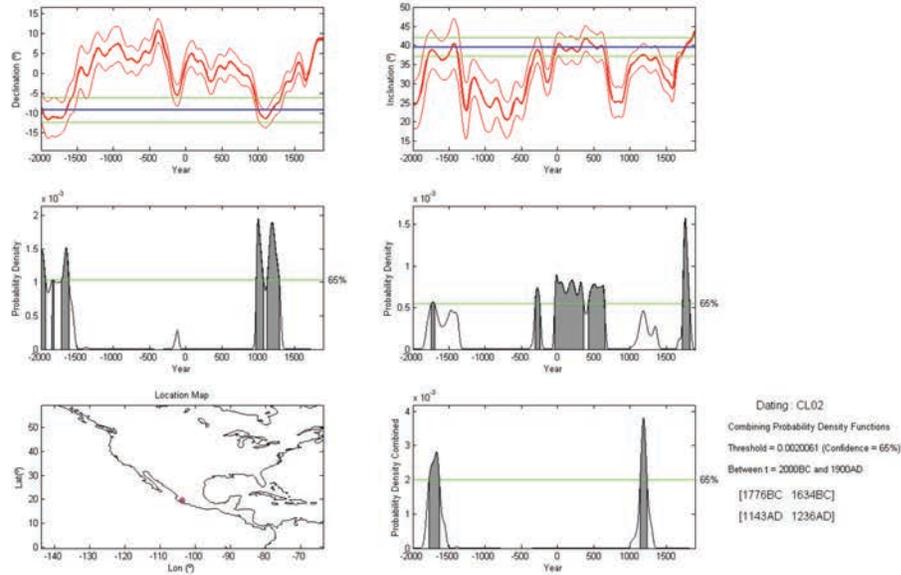


Figura 1.7. Datación magnética del bloque de lava de San José del Carmen utilizando la herramienta Matlab de Pavón-Carrasco et al., 2014 basado en la declinación y la inclinación.

SITE SAN MARCOS

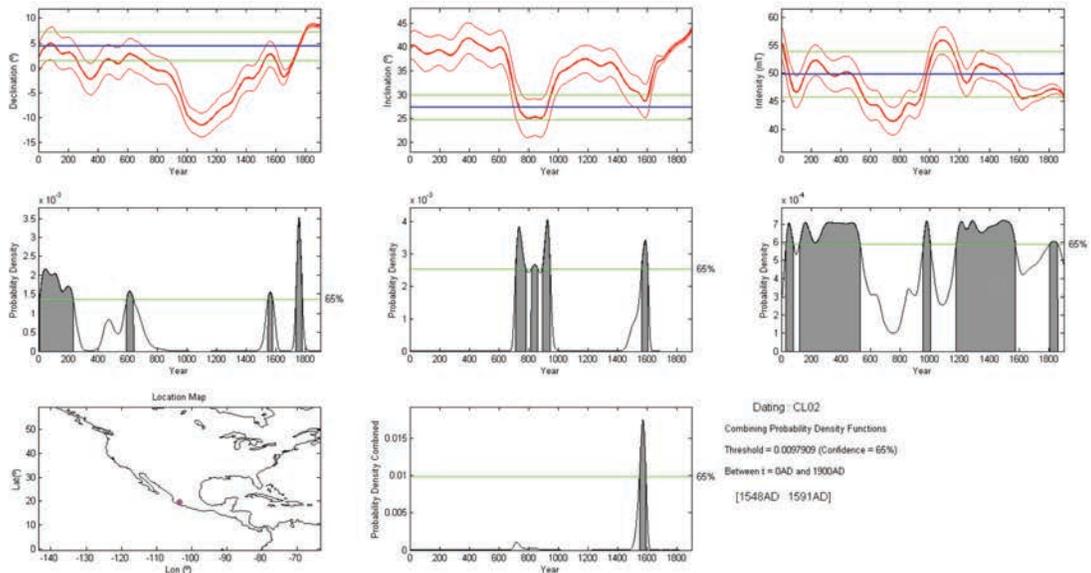


Figura 1.8. Datación magnética del bloque de lava del sitio de San Marcos utilizando la herramienta Matlab de Pavón-Carrasco et al., 2014 basado en declinación, inclinación e intensidad absoluta.

Medición de Componentes Geomagnéticas

Se llevaron a cabo observaciones de Campo Geomagnético en ambos sitios San Jose del Carmen (SJC Col 2) y San Marcos (SM Col 3)), en forma conjunta del muestreo de núcleos paleomagnéticos. Los instrumentos usados fueron un Magnetómetro de Declinación e Inclinación (DIM o DI-flux) Mingeo/DTU basado en un tedolito Zeiss THEO-010B y Magnetómetro de Intensidad Total de efecto Overhauser GEM modelo GSM19. En el sitio de San José del Carmen se obtuvieron valores de 6.6520° de Declinación, 46.3562° de Inclinación y $40,339$ nT de Intensidad Total en un solo punto de observación (A) junto al flujo de material extrusivo (Tabla 1.2). Para San Marcos se llevaron a cabo dos mediciones, una primera (A) en un punto aledaño, separado unos 50 m del sitio de obtención de las muestras paleomagnéticas y uno segundo (B) sobre el flujo piroclástico muestreado, los valores obtenidos tienen diferencias poco significativas y que pueden asociarse seguramente a la magnetización remanente del flujo piroclástico que aún así muestra valores muy cercanos al punto A, valores considerados fuera de la influencia de B (Tabla 1.2).

Tabla 1.2. Valores de Campo Geomagnético instantáneo observado en los sitios San Jose del Carmen (COL 2) y San Marcos (COL 3).

Sitio	D [°]		I [°]		F [nT]		dD [°]	dI [°]	dF [nT]
	A	B	A	B	A	B	B-A	B-A	B-A
CL01	6.5057		45.9334		39967.4				
CL02	6.6520		46.3562		40339.1				
CL03	6.6369	6.6879	45.8724	46.2722	40164.6	40272.0	0.0510	0.3998	107.4
Media	6.5982		46.0540		40157.0				

Conclusiones

La aplicación del método de datación arqueomagnética utilizando el modelo SHADIF14K.dif para el depósito de flujo piroclástico producido por el Volcán de Colima dio resultados positivos, ya que las edades obtenidas están en un rango razonablemente bueno con las fechas radiométricas disponibles.

Vale la pena notar que las edades obtenidas por el método C^{14} representan la edad durante la cual la materia orgánica fue carbonizada y luego incorporada dentro de la formación del suelo y no necesariamente corresponde a la edad de la roca estudiada. En cambio, la edad obtenida por el método arqueomagnético corresponde al momento de emplazamiento del flujo piroclástico de la arena posterior a la roca. Estos procesos y el tiempo transcurrido entre el emplazamiento del flujo piroclástico y el carbón en los paleosuelos podrían ser la pequeña diferencia observada entre ambas edades. Por lo tanto, la metodología de datación arqueomagnética proporciona una determinación más precisa de la edad entre el momento de enfriamiento de la roca y el momento de la erupción. Debido al intervalo de tiempo involucrado, el método de datación arqueomagnética tiene una ventaja significativa en comparación con los métodos radiométricos de K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que se aplican a intervalos de tiempo más antiguos (> 50 ka).

Agradecimientos: Los autores agradecen el apoyo financiero proporcionado por UNAM-PAPIIT IN101717, mientras que CONACYT n ° 252149 proporcionó algunos fondos parciales.

Referencias

- Böhnel, H., Pavón-Carrasco, F. J., Sieron, K., Mahgoub, A. N. (2016). Palaeomagnetic dating of two recent lava flows from Ceboruco volcano, western Mexico. *Geophysical Journal International*, 207(2), 1203–1215.
- Capra, L., Macías, J. L., Cortés, A., Dávila, N., Saucedo, R., Osorio-Ocampo, S., Arce, J. L., Gavilanes-Ruiz, J. C., Corona-Chávez, P., García-Sánchez, L., Sosa-Ceballos, G., Vázquez, R. (2016). Preliminary report on the July 10–11, 2015 eruption at Volcán de Colima: Pyroclastic density currents with exceptional runouts and volume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 39–49.

Chauvin, A., García, A., Lanos, Ph., Laubenheimer, F. (2000). Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 120, 111–136.

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*, 83, 1740–1756.

Cortés, A. (2015). Historia eruptiva del volcán Nevado de Colima y su evolución dentro del Complejo Volcánico, de Colima (CVC). México, Universidad Nacional Autónoma de México, Ph.D. Thesis, 186 p.

Cortés, A., Garduño, V. H., Macías, J. L., Navarro- Ochoa, C., Komorowski, J. C., Saucedo, R., Gavilanes, J. C. (2010). Geologic mapping of Colima volcanic complex (Mexico) and implications for hazard assessment, *in* Groppelli, G., Viereck-Goette, L. (eds.), *Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas*. Geological Society of American Special Paper, 464, 1–16.

Cortés, A., Garduño, V. H., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J. C., Saucedo, R., Macías, J. L., Gavilanes, J. C. (2005). Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 10, scale 1:100,000, 1 sheet, 37 p.

De la Cruz-Reyna, S. (1993). Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(1–2), 51–68.

García-Quintana, A., Goguitchaichvili, A., Morales, J. M., Cervantes-Solano, S. Osorio- Ocampo, J., Macías, 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.

Global Volcanism Program (2013). Colima (341040) (online): *in* Volcanoes of the World, v. 4.5.6. Venzke, E. (ed.), Smithsonian Institution, available at <<http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=341040>>, accessed 05/03/2017.

Komorowski, J. C., Navarro, C., Cortés, A., Saucedo, R., Gavilanes, J. C. (1997). The Colima Complex: Quaternary multiple debris avalanche deposits, historical pyroclastic sequences (pre-1913, 1991 and 1994), in IAVCEI, Plenary Assembly, Fieldtrip guidebook: Guadalajara, Jalisco. Puerto Vallarta, México, Gobierno del Estado de Jalisco, Secretaría General, Unidad Editorial, 1-38.

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(3), 349-370.

Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E. (1990). *Geology of Volcan de Colima*. Editor: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 107, 101 pp.

Luhr, J. F., Prestegard, K. L. (1988). Caldera formation at Volcán de Colima, México, by a large Holocene volcanic debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35, 335-348.

Macías, J. L., Saucedo, R., Gavilanes, J. C., Varley, N., Velasco-García, S., Bursik, M. I., Vargas-Gutiérrez, V., Cortés, A. (2006). Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del Volcán de Colima y perspectivas futuras. *GEOS*, 25(3), 340-351.

Morales, J., Goguitchaichvili, A., Acosta, G., González-Morán, T., Alva-Valdivia, L. M., Robles-Camacho, J., Hernández- Bernal, M. S. (2009). Magnetic properties and archeointensity determination on Pre Columbian pottery from Chiapas, Mesoamerica. *Earth Planets Space*, 61, 83-91.

Morales, J., Goguitchaichvili, A., Aguilar-Reyes, B., Pineda, M., Carvallo, C., Baramendi, L., Hernández, G., Oliveros, A. (2012). A Detailed Rock-Magnetic and Archeointensity Investigation on

some pottery Relics and Burned Floors from Tzintzuntzan Archeological Site, Western Mesoamerica. *Geoarchaeology*, 27(6), 521–537.

Morales, J., del Sol Hernández-Bernal, M., Goguitchaichvili, A., Punzo-Díaz, J. L. (2016). An integrated magnetic, geochemical and archeointensity investigation of casting debris from ancient metallurgical sites of Michoacán, Western Mesoamerica. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 61(2), 290–309.

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., Santis, A. D. (2014). A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 98–109.

Pavón-Carrasco, F. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., Torta, J. M. (2011). A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, 32(8), 408–419.

Pérez-Rodríguez, N., Morales-Contreras, J., García-Tenorio, F., Gogishaishvili, A. (2015). Fechamiento arqueomagnético de las últimas tres erupciones plinianas del volcán Popocatepetl. *Proceedings São Paulo, Brasil, Latinmag Letters, Special Issue*, 6, C11, 1–7.

Prévot, M., Mankinen, E. A., Gromme S. C., Coe, R. S. (1983). How the geomagnetic field vector reverses polarity. *Nature*, 316(6025), 230–234.

Robin, J., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J. M., Gourgand, A., Vincent, P. M. (1987). Eruptive history of the Colima volcanic complex (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 99–113.

Roverato, M., Capra, L., Sulpizio, R., Norini, G. (2011). Stratigraphic reconstruction of two debris avalanche deposits at Colima Volcano (Mexico): Insights into pre-failure conditions and climate influence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 207, 33–46.

Saucedo, R., Macías, J. L., Gavilanes, J. C., Arce, J.L., Komorowski, J. C., Gardner, J.E., Valdez-Moreno, G. (2010). Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3–4), 149–166.

Saucedo, R., Macías, J. L., Sheridan, M. F., Bursik, M. I., Komorowski, J. C. (2005). Modeling of pyroclastic flow of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 103–115.

Shaar, R., Tauxe, L. (2013). Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from thellier-type experiments. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14, 677–692.

Siebert, L., Glicken, H., Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai- type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 49, 435–459.

Terán-Guerrero, A., Goguitchaichvili, A., Esparza- López, R., Morales, J., Elguera, J. R., Soler, A. M., Cárdenas, E., Urrutia-Fucugauchi, J. (2016). A detailed rock-magnetic and archaeomagnetic investigation on wattle and daub building (Bajareque) remains from Teuchitlán tradition (NW Mesoamerica). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 5, 564–573.

Thellier, E., Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annals of Geophysics*, 15, 285–376.

CAPÍTULO 2**FECHAMIENTO ARQUEOMAGNÉTICO DE FLUJOS DE LAVA DEL HOLOCENO PROVENIENTES DEL VOLCÁN CEBORUCO, OCCIDENTE DE MÉXICO****Resumen**

En el presente trabajo se aplicó el método de fechamiento arqueomagnético a rocas provenientes de cinco flujos de lava que pertenecen al campo volcánico Ceboruco en Jalisco, en el occidente de México, utilizando el modelo de predicción de campo geomagnético SHADIF.14K a partir de las inclinaciones, declinaciones e intensidades absolutas. Se estudiaron cinco flujos de lava de cinco eventos eruptivos, los cuales tienen edad establecida por métodos radiométricos de C^{14} . En dos sitios se obtuvo un fechamiento similar al obtenido mediante el método radiométrico; un sitio presentó discrepancias con la datación radiométrica, dado que se trata de eventos volcánicos distintos (explosivo vs. efusivo) y las rocas usadas en este estudio fueron emplazadas en diferente tiempo. En dos sitios el fechamiento no se pudo hacer debido a que las rocas pudieron haber sufrido alguna rotación o desplazamiento posterior al emplazamiento no advertido durante el muestreo.

Palabras clave: Datación, Arqueomagnetismo, Volcán Ceboruco, Holoceno

Abstract

In this study we present the magnetic dating results of five independent lava flows belonging to the Ceboruco volcanic field in Jalisco, western Mexico, using the SHADIF14K geomagnetic field prediction model. Five lava flows corresponding to well-

documented eruptive events were studied. The ages of these flows have already been established by radiometric methods (C^{14}). In two sites, the archaeomagnetic ages coincide with C^{14} ages previously reported. In one site the archaeomagnetic age is considerably different from the radiocarbon age, possibly due to a discrepancy between one or both of the ages and the actual age of emplacement. For the two remaining lava flows, the paleomagnetic directions were found to be scattered and thus no characteristic remanence was determined. These sites probably underwent some rotation or a later displacement that was unnoticed during the sampling.

Keywords: Archaeomagnetism, Dating, Ceboruco Volcano, Holocene

Introducción

Un amplio campo de aplicación del arqueomagnetismo es su uso como herramienta de fechamiento de rocas ya que, bajo ciertas condiciones, éstas registran las características del campo magnético terrestre (CMT) existente en el momento de su formación. Tal información se puede obtener mediante el estudio de la magnetización remanente en la roca. Si se conocen con precisión las variaciones del CMT en el pasado, es posible establecer un registro de variación temporal (curva de variación secular), el cual puede utilizarse como método de fechamiento; este método es conocido como fechamiento paleomagnético/arqueomagnético y puede ser tan preciso como el método de fechamiento radiométrico (Tauxe, 2010). El método por C^{14} se usa con mayor frecuencia para fechar rocas del Pleistoceno Tardío y Holoceno (< 40 ka), sin embargo, este fechamiento se hace frecuentemente con el carbón asociado a la formación rocosa o paleosuelo que se encuentra debajo o sobre y no directamente en la roca, lo que puede ocasionar una interpretación

incorrecta de la edad del emplazamiento (Siebe *et al.*, 2004); en cambio, el método arqueomagnético posee una ventaja significativa ya que permite fechar el momento de formación de las rocas. Por otro lado, los métodos radiométricos por K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fechan directamente la roca de gran antigüedad, pero actualmente se han convertido ya en un método alternativo para fechar lavas formadas durante los últimos 14,000 años (*e. g.* Pavón-Carrasco *et al.*, 2011; Roperch *et al.*, 2015).

Dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) existen algunos campos volcánicos potencialmente aptos para utilizar el método arqueomagnético (*e.g.* Sieron y Siebe, 2008; Pérez-Rodríguez *et al.*, 2015; García-Quintana *et al.*, 2016; Mahgoub *et al.*, 2017). Además, el estudio de aparatos volcánicos con actividad reciente permite refinar la curva de variación secular para diferentes regiones. En particular, el campo volcánico Ceboruco, en Nayarit y Jalisco ($21^{\circ}7'30''\text{N}$ $104^{\circ}30'30''\text{O}$), representa una excelente oportunidad para poder aplicar el método de fechamiento arqueomagnético, ya que presenta vulcanismo reciente y cuenta con varios fechamientos radiométricos y descripciones detalladas de los eventos eruptivos. En el presente trabajo se presentan los resultados de un estudio paleomagnético realizado a cinco flujos de lava del volcán Ceboruco en Jalisco, realizado con el objetivo de determinar las edades de los emplazamientos mediante el modelo de variación del CMT para los últimos 14,000 años.

Descripción del área de estudio, localización y muestreo de los flujos de lava estudiados

Según Nelson (1980), el campo volcánico Ceboruco-San Pedro ocupa un área de 1600 km²; cuenta con 70 chimeneas y 16 conos de ceniza monogénicos, y se encuentra entre los estados de Jalisco y Nayarit en la parte occidental de la FVTM. El volcán predominante de

este campo es el volcán Ceboruco, un estratovolcán Cuaternario compuesto principalmente por andesitas y dacitas, con dos calderas concéntricas anidadas, resultado de una erupción Pliniana y el colapso posterior de una cúpula interna (Frey *et al.*, 2004).

Las relaciones estratigráficas de la erupción Pliniana Jala ocurrida hace ~1000 años indican que después de ésta se han producido siete flujos de lava mayores, los cuales fueron emitidos desde el cráter central y hacia los flancos, además de múltiples conos y domos de lava ubicados en la cima en las colindancias del cráter. La erupción más reciente de este volcán ocurrió en 1870 (Caravantes, 1870; Iglesias *et al.*, 1877). Sieron y Siebe (2008) describen detalladamente la historia eruptiva de este volcán y señalan que es difícil determinar las edades de las erupciones posteriores a la erupción con el método radiométrico debido a que los afloramientos no cuentan con suficiente material útil para el fechamiento.

La estrategia de muestreo estuvo determinada principalmente por dos condiciones: recolectar muestras del flujo de lava de la erupción bien documentada de 1870 y de los flujos de lava de edades determinadas mediante el método radiométrico de C^{14} . Debido a que las muestras utilizadas para los fechamientos son fragmentos de carbón encontrados dentro de flujos piroclásticos o paleosuelos (Sieron y Siebe, 2008; Nelson, 1980), en dos casos fue necesario utilizar fotografías aéreas y mapas de elevación digital para determinar la extensión del flujo de lava asociado y entonces recolectar en ese sitio las muestras (sitios CB_01 y CB_02 en nuestro estudio, 04-24 y 04-31, respectivamente, en Sieron y Siebe, 2008), en el resto de los casos se recolectaron las muestras directamente de los flujos de lava referidos. Se recolectaron 47 núcleos para estudio paleomagnético estándar de cinco flujos de lava distintos alrededor del volcán (de 8 a 10 núcleos por flujo, Figura 2.1). Todas las muestras fueron orientadas con compás magnético y en algunos casos con compás solar.

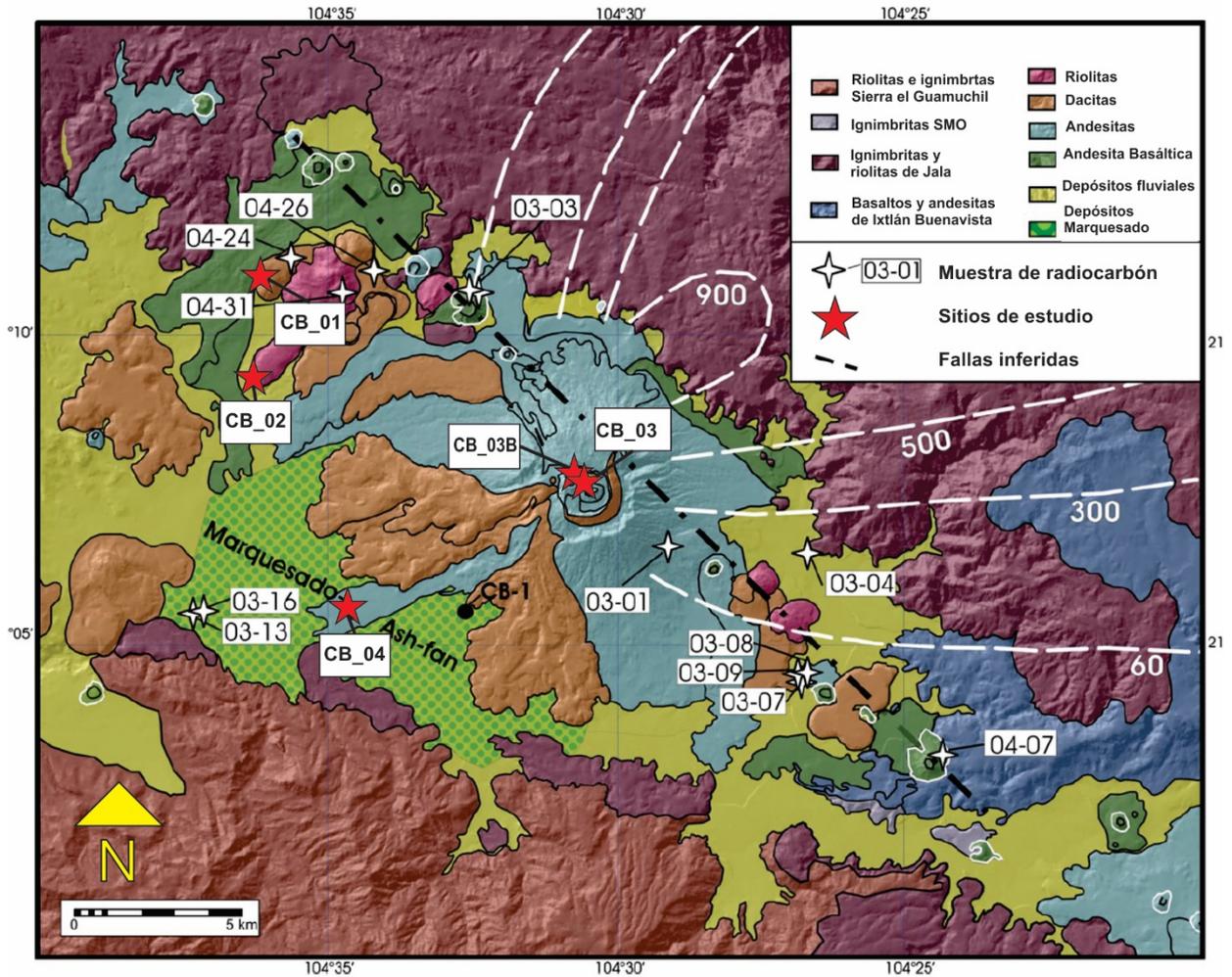


Figura 2.1. Detalle de los flujos de lava del volcán Ceboruco y sus alrededores (modificado de Sieron y Siebe, 2008). Los sitios de muestreo se indican con una estrella roja.

Con el propósito de estimar la posible influencia de las anomalías magnéticas locales asociadas a los sitios estudiados, se elaboró un mapa aeromagnético compuesto de toda la región aledaña al volcán y que comprende a los sitios estudiados. La información se obtuvo a partir de un vuelo hecho por el Consejo de Recursos Minerales (CRM, actualmente Servicio Geológico Mexicano) en 1983, en el cual se usó un magnetómetro Geometrics G-803, con una sensibilidad de 0.25 nT, el magnetómetro de la estación base fue un Geometrics 856 A con una sensibilidad de 1 nT; se utilizó un radar altimétrico Sperry y el

sistema de navegación fue visual. Los valores del campo magnético (IGRF, 1980) para la fecha del vuelo eran: Intensidad del campo 43,401 nT; Inclinación $47^{\circ}44'$ y Declinación $8^{\circ}52'$. Los sitios estudiados se observan en la Figura 2.2, que muestra el mapa con la configuración de los isovalores del campo magnético reducido al polo (Baranov y Naudy, 1964).

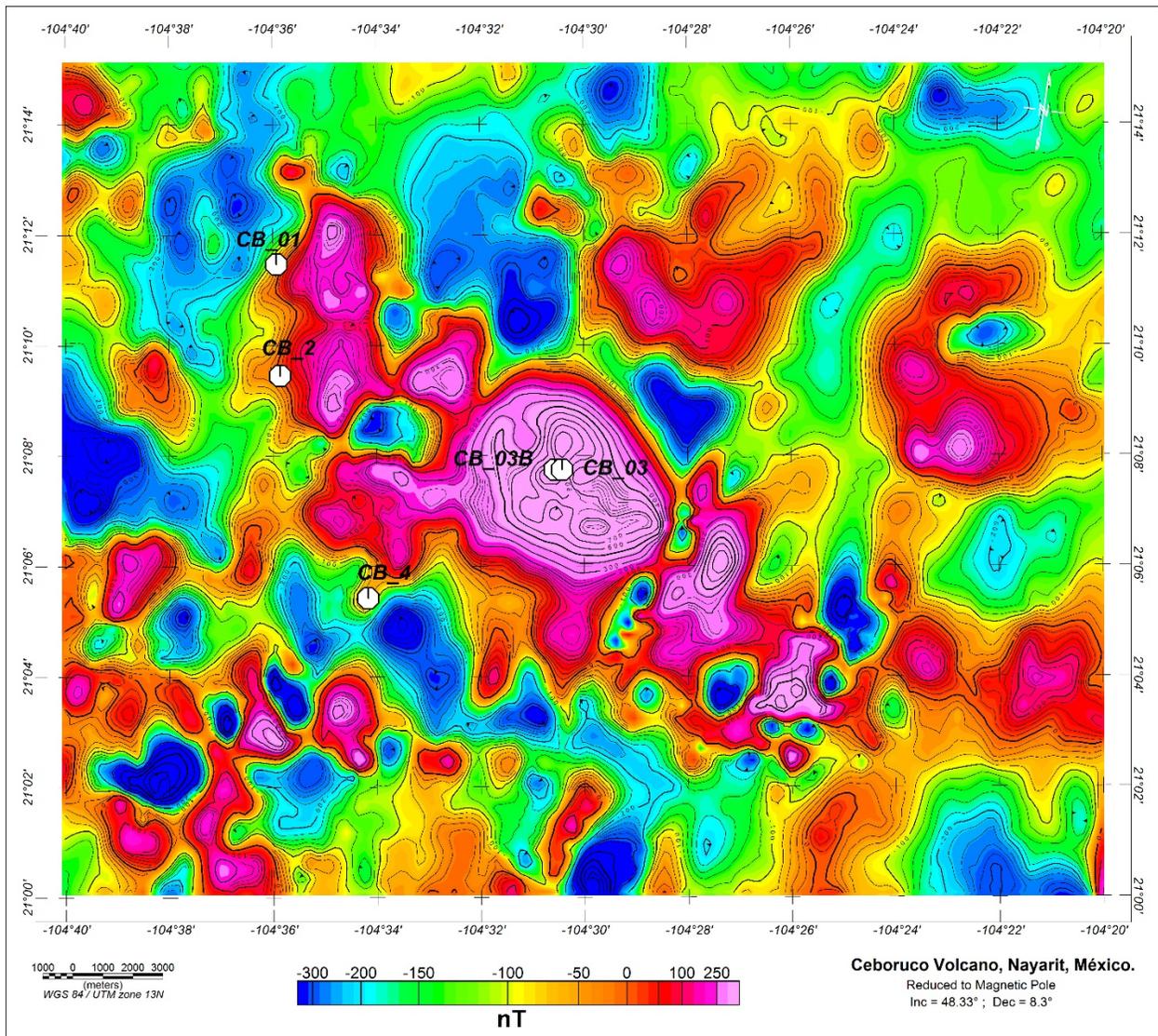


Figura 2.2. Mapa de la anomalía magnética reducida al polo del volcán Ceboruco en el que se muestran las principales estructuras magnéticas alrededor de los sitios de estudio.

El sitio CB_01 se encuentra en la porción NO a 9,560 m al NO de la anomalía principal, ubicada en el centro del mapa aeromagnético. Se ubica en el gradiente O de una anomalía aeromagnética secundaria de forma alargada con dirección principal N-S con una longitud de 3,476 m, que en dirección E-O tiene 3,241 m. El sitio del muestreo está a 860 msnm y un valor de intensidad aeromagnético de 14.4 nT.

El sitio CB_02 se localiza también en la porción NO del mapa y al S de la CB_01, a una distancia de 3,729 m, a una altura de 1,199 msnm y muestra una intensidad de magnetización aeromagnética de -78 nT. La anomalía aeromagnética secundaria a la que está asociada este sitio está elongada en dirección NS, con una longitud de 4,109 m, mientras que en la dirección E-O es de 3,269 m. Esta anomalía concurrente con el sitio de muestreo se ubica en la porción NO del patrón aeromagnético que se observa en el mapa de reducción al polo.

Los sitios CB_03 y CB_03B se ubican en el centro del mapa aeromagnético. La configuración de isovalores muestra un patrón aeromagnético con rumbo NO-SE en el que se destaca la anomalía central que está asociada al cráter. Estos sitios están correlacionados a una gran anomalía aeromagnética de forma semicircular con dimensiones de 7,960 m en dirección NO-SE y de 6,825 m en dirección NE-SO del volcán Ceboruco. La muestra CB_03 se asocia a una intensidad de magnetización del orden de los 875.5 nT y a una altitud de 2,145 m, y la CB_3B se correlaciona a una intensidad de magnetización del orden de los 856.3 m y se encuentra a una altitud de 2,168 m.

El sitio CB-04 se localiza al SO de la anomalía principal. Se asocia también a un pequeño vértice de anomalía de forma alargada en dirección NE-SO de 1,795 m de longitud y 745 m de ancho. Este sitio se ubica a una altitud de 929 m y tiene una intensidad de magnetización del orden de los -45 nT.

Direcciones paleomagnéticas características

Con la finalidad de obtener las direcciones características de la remanencia magnética presente en las muestras, se realizaron procesos de desmagnetización mediante campos alternos en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Se desmagnetizaron de 6 a 8 muestras por sitio aplicando campos magnéticos con intensidades desde 5 mT hasta 90 mT con incrementos graduales de 5 mT. Las componentes de la remanencia para cada muestra y las direcciones paleomagnéticas medias por sitio se determinaron mediante el método de análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) y, posteriormente, con la estadística de Fisher (1953). En la mayoría de las muestras estudiadas (60%) se observó una sola componente estable con un comportamiento unidireccional hacia el origen en los diagramas ortogonales de Zijdeveld (1967) (Figura 2.3, muestra 94U007A). En otros casos, el 30% de las muestras, se observó también una segunda componente de magnetización poco significativa probablemente de origen viscoso, la cual fue fácilmente removida en las primeras etapas de desmagnetización (Figura 2.3, muestra 94U027A). Finalmente, en algunos casos no fue posible desmagnetizar por completo las muestras aplicando campos de hasta 90 mT, sin embargo, se observó un comportamiento lineal hacia el origen, por lo que se considera que es posible aislar las componentes direccionales características (Figura 2.3, muestras 94U031A y 94C043A).

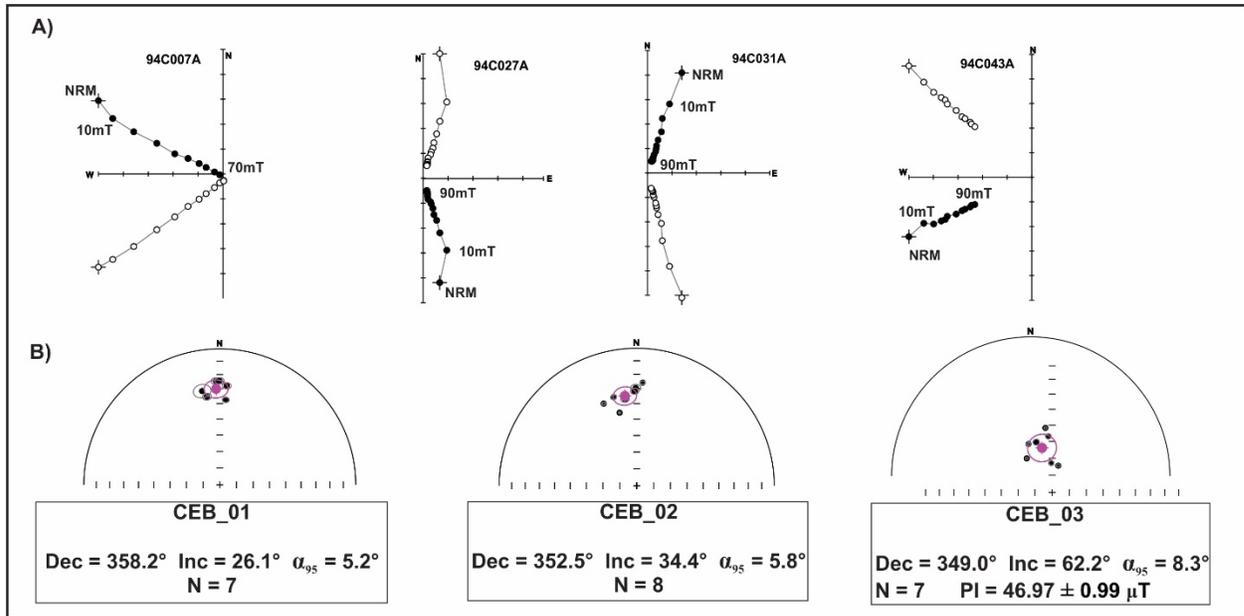


Figura 2.3. Diagramas ortogonales de áreas iguales con las direcciones magnéticas promedio para los sitios de estudio empleados para el fechamiento arqueomagnético.

Para determinar la naturaleza y estabilidad térmica de los portadores magnéticos presentes en las rocas estudiadas, se llevaron a cabo experimentos de susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas termomagnéticas continuas K-T). Se usó un susceptibilímetro AGICO Kappa Bridge modelo MFK1, para calentar las muestras desde la temperatura ambiente hasta los 650 °C en presencia de gas argón, para reducir la posible oxidación durante el calentamiento. Las curvas termomagnéticas indican la existencia de dos fases magnéticas durante el calentamiento con temperaturas de Curie cercanas a los 320 °C y de 560 °C, lo cual apunta a la titanomagnetita con contenido variable en titanio como la responsable de la magnetización. Las curvas de enfriamiento son similares a las de calentamiento mostrando una ligera disminución de la susceptibilidad inicial, la cual es producto de la oxidación producida durante el calentamiento, Figura 2.4.

La determinación de intensidad paleomagnética absoluta fue hecha por el método de doble calentamiento de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) modificado por Coe (1967). El calentamiento y enfriamiento se llevó a cabo en un horno ASC TD-48 en presencia de aire. Las determinaciones de la paleointensidad se llevaron a cabo en 12 pasos de temperatura entre la temperatura ambiente y 540 °C, temperatura a la cual la magnetización de la mayoría de los especímenes era removida por completo. La intensidad del campo de laboratorio aplicado fue de 45 μT lográndose mantener con una precisión de hasta 0.1 μT durante el experimento. Se llevaron a cabo controles de calentamiento pTRM-checks (*e.g.* Thellier y Thellier, 1959). Para que una determinación de paleointensidad fuera considerada confiable debió cumplir con los siguientes parámetros de calidad: (i) En el diagrama NRM–pTRM, el número de puntos alineados $N \geq 5$, (ii) el factor de fracción de NRM f (Coe *et al.*, 1978) > 0.5 , (iii) el radio b (error estándar/pendiente absoluta de la línea de mejor ajuste del diagrama de Arai) < 0.1 (Arai, 1963), (iv) el factor de calidad $q > 5$ (Coe *et al.*, 1978) y (v) los resultados de paleointensidad obtenidos de los diagramas NRM–pTRM no deben tener forma cóncava, debido a que en esos casos es probable que la remanencia esté asociada a la presencia de granos multidominio (Levi y Merrill, 1978). Luego de realizar los experimentos, dos muestras provenientes del sitio CEB_03 superaron los criterios, obteniéndose así determinaciones exitosas para este sitio, que arrojó un valor promedio de **PI = 46.97 \pm 0.99 μT** , Tabla 2.1, Figura 2.5.

Tabla 2.1. Resultados de paleointensidad. n es el número de pasos de calentamiento usados para la determinación de la paleointensidad, T_{min}-T_{max} es el intervalo de temperatura empleado para la determinación, F ± ΔF es el valor de la paleointensidad en MicroTeslas y su correspondiente desviación estándar, f es la fracción de NRM utilizada para la determinación, g y q son los factores de calidad definidos por Coe et al. (1978).

Sitio	Muestra	N	T _{max} - T _{min} °C	f	g	q	F ± ΔF μT
CB_03	94C023A	11	540 - 200	0.94	0.78	76.73	47.42 ± 0.45
	94C024A	11	540 - 200	0.97	0.77	64.23	46.52 ± 0.54
						PROM.	46.97 ± 0.99

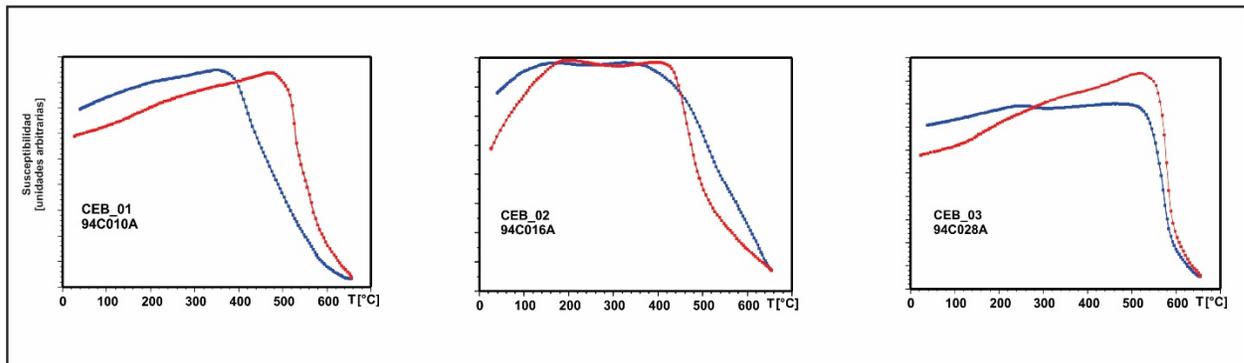


Figura 2.4. Curvas termomagnéticas continuas K-T. Las curvas de color rojo indican el calentamiento y las azules el enfriamiento, la susceptibilidad magnética se muestra en unidades arbitrarias.

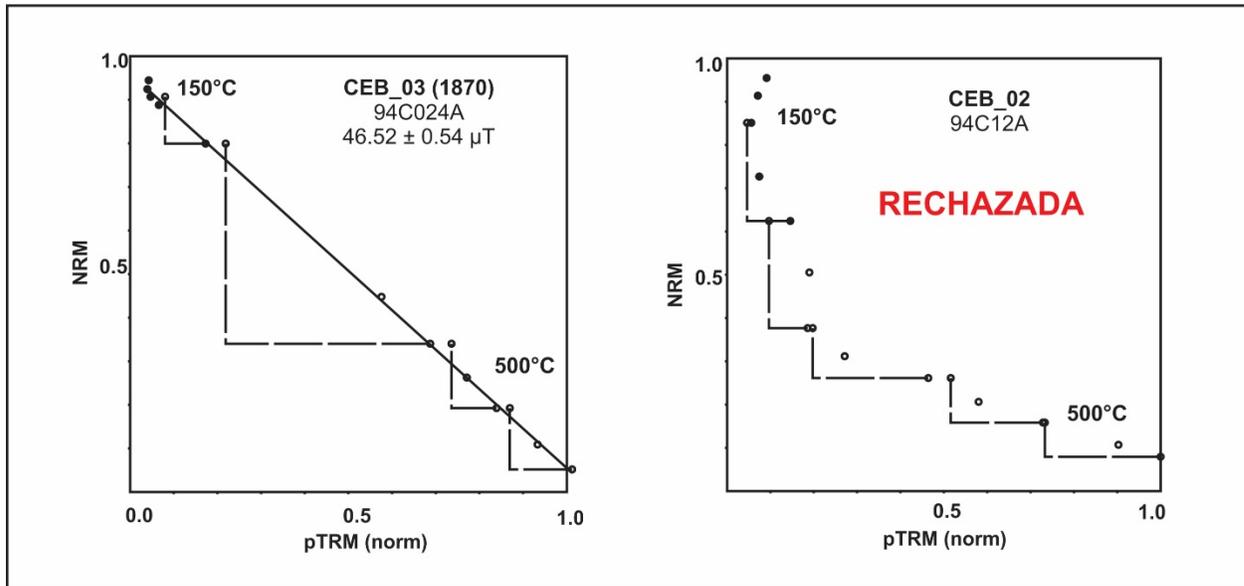


Figura 2.5. Diagramas de Arai-Nagata (Arai, 1963) de los experimentos de paleointensidad según el método de Thellier-Thellier (datos representativos).

Fechamiento arqueomagnético

El fechamiento arqueomagnético se obtuvo con el modelo de variación del Campo Magnético Terrestre propuesto por Pavón-Carrasco *et al.* (2014). Este modelo fue desarrollado empleando datos arqueomagnéticos y de flujos de lava distribuidos globales e incluye además los registros históricos del modelo GUFM1 (Jackson *et al.*, 2000). El modelo SHADIF.14k permite determinar curvas de variación paleosecular con sus incertidumbres desde el año 12000 antes de Cristo hasta el año 1900 de nuestra era. Este modelo puede usarse como herramienta de fechamiento, ya que permite hacer una comparación de los datos direccionales y de intensidad de los sitios estudiados con los de la curva de variación correspondiente, de esta forma es posible proporcionar un intervalo de edad probable.

El fechamiento arqueomagnético pudo obtenerse en tres sitios, CB_01, CB_02 y CB_03, mientras que en dos sitios el método no pudo ser aplicado debido a la dispersión de los

datos direccionales y de intensidad magnética, por lo que se obtienen varios intervalos de edades igualmente probables haciendo ambigua la determinación. La causa probable es que las muestras fueron tomadas de bloques de roca rotados o desplazados posteriormente al emplazamiento, lo cual no fue advertido durante el muestreo. En la Tabla 2.2 (Figura 2.6) se muestran los resultados del fechamiento y la edad radiométrica reportada previamente.

Para el sitio CB_01, utilizando únicamente los datos direccionales, se obtuvo como intervalo de edad más probable 735 - 933 DC. Este intervalo difiere del reportado por Sieron y Siebe (2008) de 996 - 1168 DC. La diferencia puede estar asociada a que, según el mismo artículo, la estimación de la edad se basó en determinaciones individuales realizadas en muestras de carbón o bien de paleosuelos asociados a los productos de las erupciones y no directamente a los afloramientos. En cambio, el fechamiento de este estudio fue hecho utilizando muestras de roca del afloramiento, por lo que podría tratarse de dos eventos eruptivos diferentes muy cercanos en tiempo, primero la erupción, la emisión de lavas y posteriormente una etapa eruptiva explosiva, por lo cual es más probable que la edad reportada por el presente estudio corresponda al inicio de la actividad volcánica eruptiva y concuerde con el inicio de la actividad de la erupción Pliniana de Jala.

Tabla 2.2. Resumen de los datos paleomagnéticos y las edades obtenidas. Lat. y Long. son la latitud y longitud geográfica de los sitios de estudio, Dec. e Inc. son la declinación e inclinación magnética respectivamente, α_{95} es el radio del cono del 95% de confianza de la estadística de Fisher.

Flujo	Lat. (°N)	Long. (°O)	Dec. (°)	Inc. (°)	α_{95} (°)	k	Intervalo de edad más probable	Edad previamente	Fuente consultada
CB_01	21°09.479'	104°35.871'	358.2	26.1	5.2	115	735 - 933 DC	996 -1168 DC	Sieron y Siebe 2008
CB_02	21°11.494'	104°35.932'	352.5	34.4	5.8	83	192 - 69 AC	734 - 690 AC	Sieron y Siebe 2008
CB_03	21°07.773'	104°30.442'	349.0	62.2	8.3	54	1810 - 1900 DC	1870	Documentos históricos
CB_03B	21°07.779'	104°30.547'	18.80	57.2	6.3	93	ND	---	---
CB_04	21°05.464'	104°34.184'	249.80	-38.40	6.4	109	ND	---	---

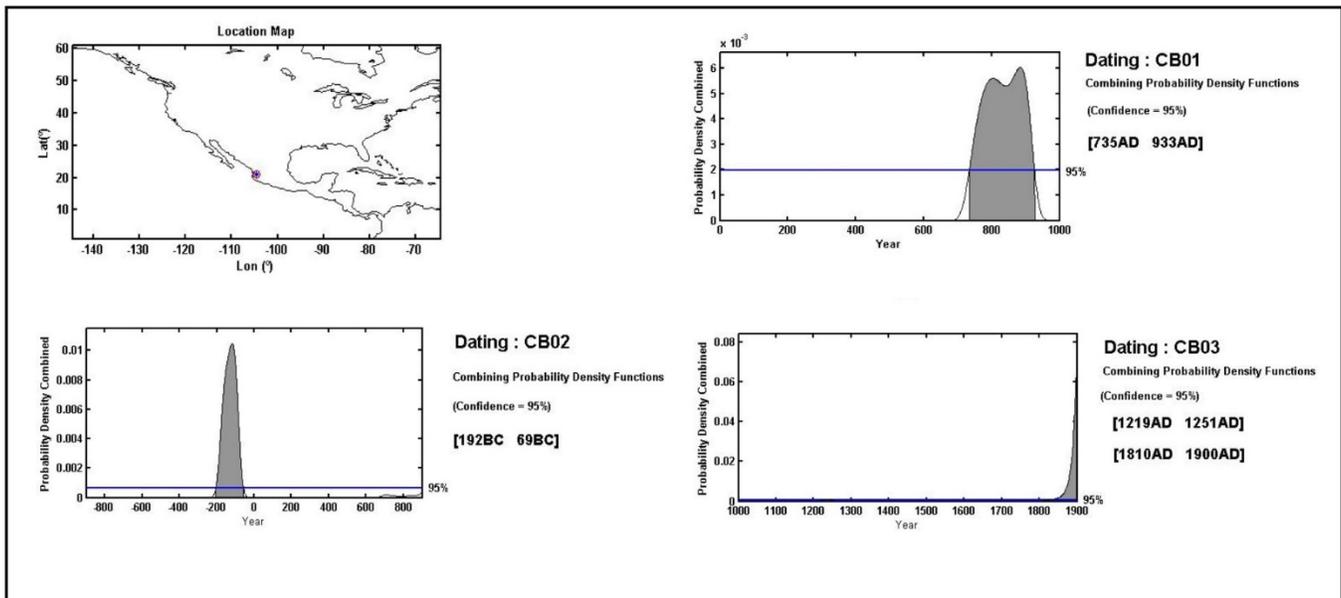


Figura 2.6. Fechamiento de los flujos de lava. Se muestran las gráficas de probabilidad combinada al 95% de confianza; dentro de los corchetes se indica el intervalo de edad más probable. Estas gráficas fueron hechas con la herramienta de Matlab ARCHAEO-DATING de Pavón Carrasco et al. (2011).

En el sitio CB_02, con datos direccionales, se obtuvo un intervalo de edad probable de 192 - 69 AC. Esta edad difiere a la reportada por Sieron y Siebe (2008) de 734 - 690 AC. En este caso la diferencia puede atribuirse a que la edad que reportan se obtuvo mediante muestras de carbón obtenidas en depósitos freatomagmáticos, mientras que nuestra determinación se obtuvo a partir de una muestra de roca proveniente del afloramiento de lava de la erupción. Nuevamente la diferencia en las edades podría indicar la temporalidad de dos eventos eruptivos cercanos en tiempo, la emisión de lavas y posteriormente la erupción explosiva, por lo que, a pesar de esta diferencia, esta nueva determinación concuerda con la historia eruptiva previa a la erupción de Jala y es probable que el flujo de lava sea anterior a la erupción reportada por Sieron y Siebe (2008).

Para el sitio CEB_03, además de los datos direccionales, se incluyó el valor de la paleointensidad promedio ($46.97 \pm 0.99 \mu\text{T}$) para determinar la edad, lo cual produjo un intervalo probable de 1810 - 1900 DC. Este sitio corresponde a una erupción histórica bastante bien documentada del año de 1870 (García, 1875; Iglesias *et al.*, 1877), la cual queda incluida dentro del intervalo. Este mismo flujo fue estudiado por Böhnelt *et al.* (2016), quienes, empleando la misma herramienta de fechamiento y un número mayor de muestras, reportaron resultados similares a los nuestros (1755-1871 DC). La coincidencia de ambas determinaciones con la edad real de la erupción pone de manifiesto la confiabilidad del método arqueomagnético como herramienta de fechamiento.

Mediciones de Componentes Geomagnéticas

Las observaciones geomagnéticas llevadas a cabo en el Volcán Ceboruco se realizaron en los cuatro puntos de muestreo paleomagnético (Figura 2.1) siguiendo la metodología, en donde para CB01, CB02, CB03B y CB04, se midieron en *A* puntos fuera de la influencia del flujo de lava y *B* junto al sitio de extracción de núcleos para los estudios paleomagnéticos. En todos los casos se midieron los valores de Declinación (*D*), Inclinación (*I*) e Intensidad Total (*F*) del Campo Geomagnético, así como perfiles de magnetometría, para obtener el campo magnético residual después de la corrección por variación diurna y de campo principal, con el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (TEO) como referencia. Los instrumentos usados fueron un Magnetómetro de Declinación e Inclinación (DIM o DI-flux) Mingeo/DTU basado en un teodolito Zeiss THEO-010B y un Magnetómetro de Intensidad Total de efecto Overhauser GEM modelo GSM19. Los valores obtenidos se resumen en la Tabla 2.3, donde también se hace el cálculo de la diferencia entre la zona de influencia *B-A*.

Tabla 2.3. Valores de Campo Geomagnético Instantáneo observado en los puntos de muestreo en el Volcán Ceboruco.

Sitio	D [°]		I [°]		F [nT]		dD [°]	dI [°]	dF [nT]
	A	B	A	B	A	B	B-A	B-A	B-A
CB03B	6.9541	6.1489	46.6351	46.0420	40,849.2	40,502.7	-0.8052	-0.5931	-346.5
CB04	6.8580	-13.8568	46.5293	49.7780	41,533.2	43,512.6	-20.7148	3.2487	1,979.4
CB01	6.5528	6.4371	49.0168	48.4340	41,726.0	41,611.3	-0.1157	-0.5828	-114.7
CB02	8.1178	7.0946	48.1250	46.8101	40,711.1	40,898.4	-1.0232	-1.3149	187.3
Media	7.1207	1.4560	47.5766	47.7660	41204.9	41631.3	-5.6647	0.1895	426.4

CB03B

El sitio CB03B se localiza dentro del cráter del Volcán Ceboruco (Figura 2.1), en la colada de lava producto de la erupción de 1870 (Sieron y Siebe, 2008), donde como se mencionó, las mediciones *A* y *B* se llevaron a cabo fuera de la zona de influencia y junto al muestreo paleomagnético respectivamente (Figura 2.7). Los valores observados de campo geomagnético instantáneo (Tabla 2.3) nos dan una diferencia de -0.8052° en Declinación, -0.5931° en Inclinación y -346.5 nT para la Intensidad Total, los cuales no son significativos y que son muy cercanos a los calculados por el *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF época 2015.0) que son 6.8343° en Declinación, 48.1788° en Inclinación y 41166.4 nT para la Intensidad Total.



Figura 2.7. Localización del sitio CB03B dentro del cráter principal del Volcán Ceboruco.

El perfil magnetométrico fue adquirido en dirección NS, a partir de *A* hasta *B*. Tiene una longitud aproximada de 40 m y termina justo al pie del domo que se observa en la Figura 2.7. Su amplitud total es de unos -200 nT, alcanzando el máximo gradiente en su porción

sur (Figura 2.8), justo en donde se llevaron a cabo los muestreos paleomagnéticos, que es el domo.

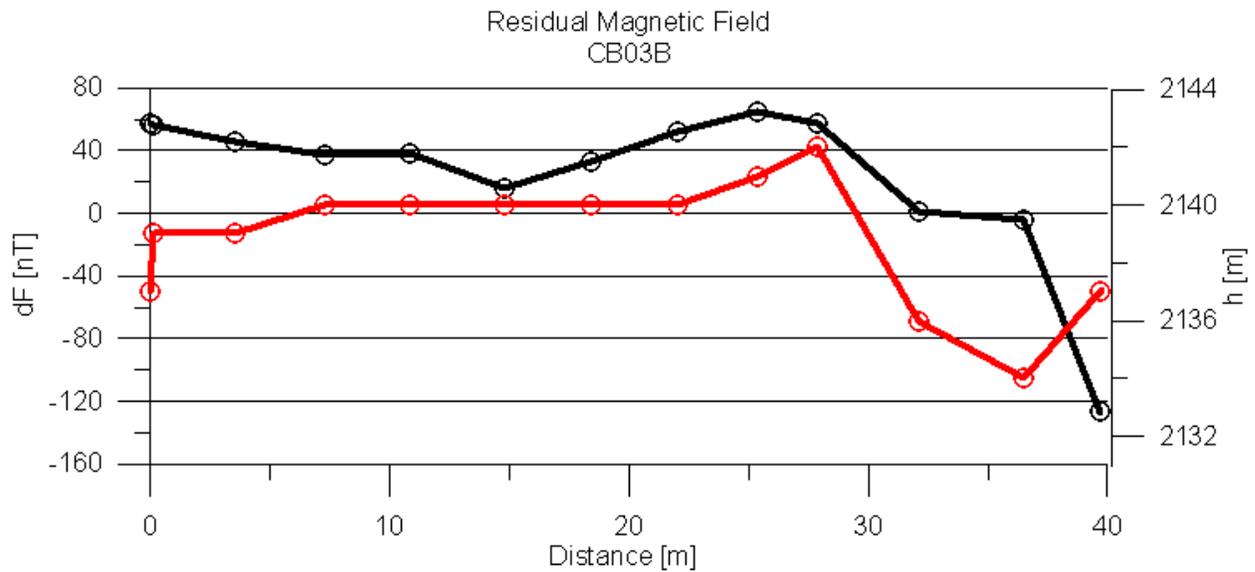


Figura 2.8. Campo magnético residual (dF) en CB03B. Las estaciones geomagnéticas, A y B, se encuentran en el inicio y final del perfil respectivamente, en rojo tenemos el perfil de elevaciones.

CB04

Se localiza al sur de la estructura volcánica, sobre el flujo de andesita llamada Ceboruco (Sieron y Siebe, 2008). La observación A esta aproximadamente 40 m al sur de B (Figura 2.9). Las diferencias del campo geomagnético instantáneo (Tabla 2.3) son para la Declinación -20.7148° , la Inclinación 3.2487° y para la Intensidad Total 1979.4 nT. En este caso si se encuentran fuertes diferencias en las tres componentes geomagnéticas. Mientras que en A los valores son muy cercanos a los calculados con el *IGRF* (época 2015.0), en B muestran una valores diferentes tanto en las direcciones, -13.8568° para Declinación que corresponde al Oeste, 49.7780° en la Inclinación y 43,512.6 nT para la Intensidad Total. En realidad los valores medidos en B, sobre la andesita llamada Ceboruco, con una fecha

cercana a 1528 AD (Sieron y Siebe, 2008), corresponden a valores de Declinación Oeste muy cercanos y acordes con el modelo matemático *gumf1* (Jackson *et al.*, 2000).



Figura 2.9. Localización del sitio CB04 al sur del edificio volcánico, en la vecindad de la andesita Ceboruco.

Para el perfil magnetométrico (Figura 2.10), adquirido de SSW a NNW, de A hacia B, la distancia es de casi 42 m con una anomalía magnética de -4000 nT. Se puede apreciar claramente un dipolo magnético que no se alcanza a describir completamente, pero que indica muy bien el comienzo de la andesita Ceboruco después del bajo topográfico que representa el arroyo que bordea y delimita por el sur a la mencionada andesita (ver Figura 2.9).

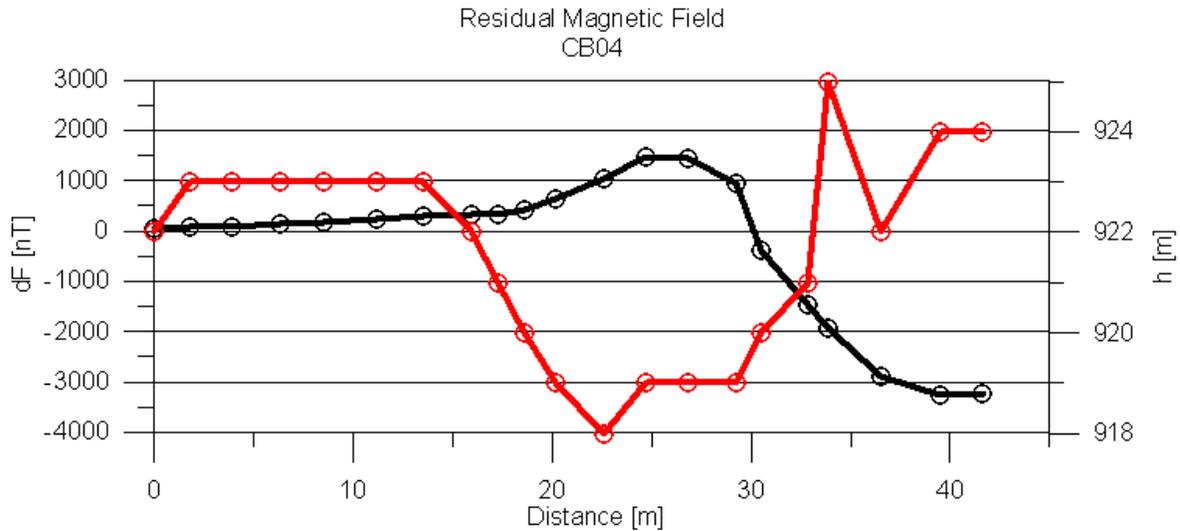


Figura 2.10. Campo magnético residual (dF) en CB04. Las estaciones geomagnéticas, A y B, se encuentran en el inicio y final del perfil respectivamente, en rojo tenemos el perfil de elevaciones.

CB01

La estación se localiza en un afloramiento perteneciente a la Erupción Pliniana de Jala con una edad aproximada de 996-1168 AD (Sieron y Siebe, 2008). La medición en A se localiza 45 m al SW de B, donde se llevó a cabo el muestreo paleomagnético (Figura 2.11). Las diferencias para las observaciones geomagnéticas instantáneas para ambos puntos no son significativas, donde para la Declinación es -0.1157° , la Inclinación -0.5828° y la Intensidad Total -114.7 nT (Tabla 2.3). Al igual que en CB03B los valores observados en A y B son muy cercanos a los calculados para el IGRF en la época de observación.

El perfil magnetométrico, con dirección SW-NE, desde A hacia B, tiene una longitud aproximada de 45 m (Figura 2.12). El campo magnético residual (dF) no presenta un rango amplio, tan solo de 200 nT aproximadamente, donde apenas comienza a describirse un dipolo a partir de los 20 m, que parece ser indicativo del comienzo de la presencia del afloramiento del flujo de lava de la Erupción Pliniana de Jala.

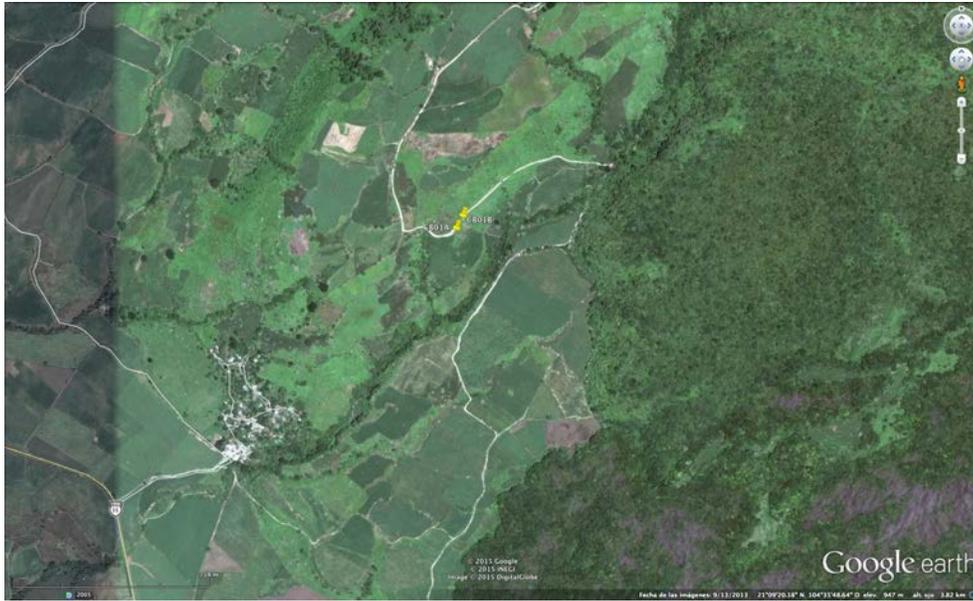


Figura 2.11. Localización del sitio CB01 al oeste del complejo volcánico, al borde del evento pliniana de Jala.

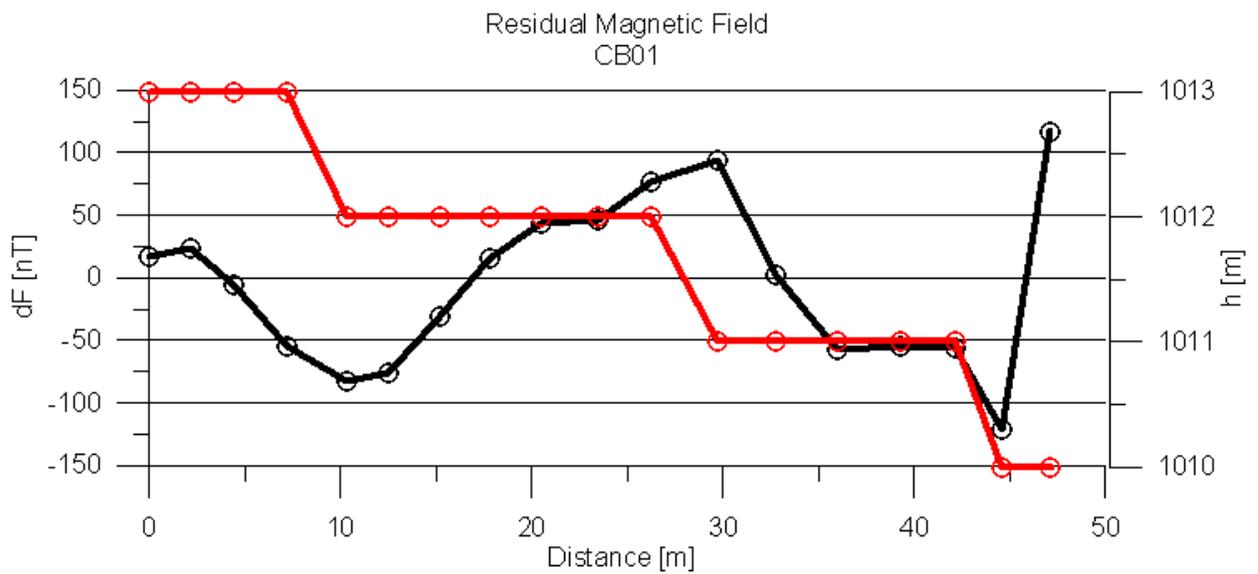


Figura 2.12. Campo magnético residual (dF) en CB01. Las estaciones geomagnéticas, A y B, se encuentran en el inicio y final del perfil respectivamente, en rojo tenemos el perfil de elevaciones.

CB02

El muestreo de CB02 se llevó a cabo sobre el flujo de lava llamado Potrerillo (Sieron y Siebe, 2008), donde el punto *A* se encuentra 12 m al SWW del *B* que esta junto al muestreo paleomagnético (Figura 2.13). No se pudieron separar mas debido a la dificultad de llevarlo a cabo por el camino y la vegetación presente. Al igual que CB03B y CB01 las diferencias observadas entre *A* y *B* fueron muy pequeñas: Declinación con -1.0232° , Inclinación con -1.3149 e Intensidad Total con 187.3 nT (Tabla 2.3). Así mismo, son valores muy cercanos al *IGRF* como se ha mencionado en otros dos casos.



Figura 2.13. Localización del sitio CB02 al oeste del complejo volcánico, al borde del evento pliniana de Jala.

El perfil magnetométrico (Figura 2.14), con tan solo 12 m de longitud, para el campo magnético residual (dF), no tiene un rango muy amplio, tan solo 400 nT. A pesar de tener una dirección SSW-NEE, si se alcanza a observar una tendencia negativa hacia el final, seguramente indicativa del limite del flujo de lava de muestreo. Es probable que de haber sido con una orientación mas S-N el rango de la anomalía hubiera sido mayor.

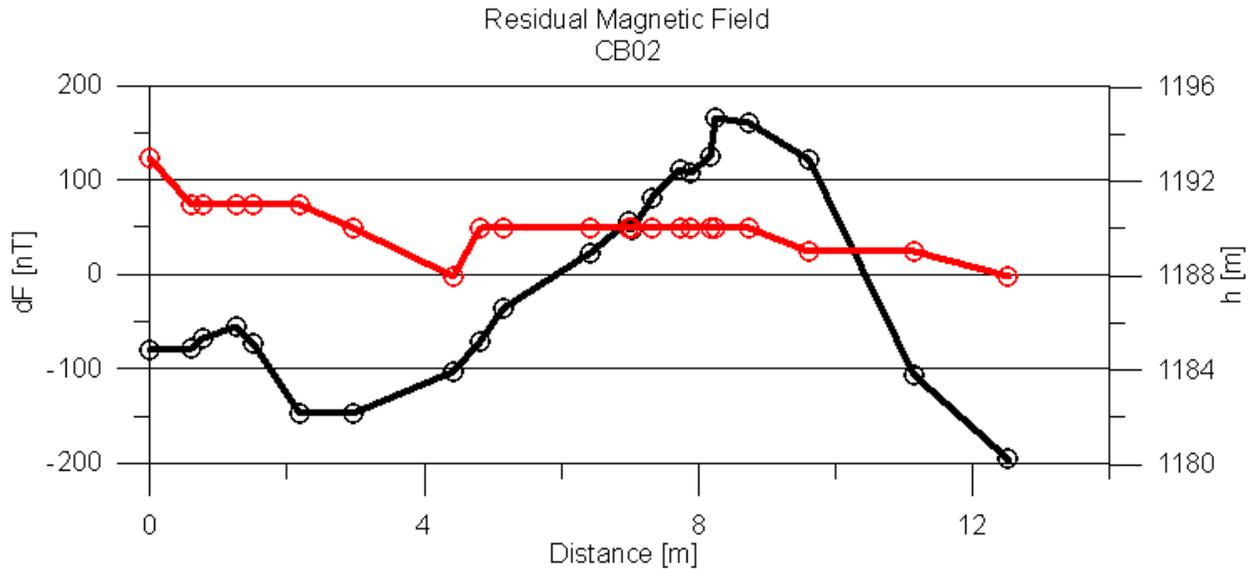


Figura 2.14. Campo magnético residual (dF) en CB02. Las estaciones geomagnéticas, A y B, se encuentran en el inicio y final del perfil respectivamente, en rojo tenemos el perfil de elevaciones.

Conclusiones

La aplicación del método de fechamiento arqueomagnético mediante el modelo de variación del campo magnético SHA.DIF.14K a rocas provenientes de cinco flujos de lava que pertenecen al campo volcánico Ceboruco en Jalisco, permite establecer con mayor certeza edades de los emplazamientos. En el sitio CB_01 la nueva edad encontrada concuerda con el inicio del periodo eruptivo previamente reportado conocido como la erupción Pliniana Jala. En el sitio CB_02 la determinación de la edad paleomagnética difiere de la edad radiométrica previamente reportada; esta diferencia puede atribuirse al origen de las distintas muestras usadas en ambas determinaciones, por lo que según nuestro fechamiento el flujo de lava es anterior a la erupción reportada por Sieron y Siebe (2008).

La edad encontrada para el sitio CB_03 coincide con los documentos históricos, 1870 DC, y concuerda también con una edad paleomagnética reportada recientemente. Esto nos

permite considerar a esta determinación como un ejemplo de confiabilidad del método arqueomagnético como herramienta para fechar erupciones volcánicas recientes. A grandes rasgos se puede afirmar que las nuevas edades paleomagnéticas encontradas concuerdan con la historia eruptiva del volcán, aunque requiere de un mayor muestreo y trabajo de mayor detalle para definir el inicio del periodo del emplazamiento de lava.

Agradecimientos. Este trabajo fue apoyado por el proyecto UNAM PAPIIT IA106517. AG agradece el apoyo del Proyecto CONACYT No. 251249 y el apoyo parcial de UANAM PAPIIT 101717.

Referencias

Arai, Y. (1963). Secular variation in the intensity of the past geomagnetic field. Tokyo, University of Tokyo, MSc thesis, 84 p.

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

Böhnel, 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.

Caravantes, A. (1870). El Ceboruco. *La Naturaleza*, Periódico Científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural, México, Imprenta de Ignacio Escalante, Tomo 1, 248-252.

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.

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, 1740-1756.

Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 217, 295-305.

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, 259-276.

García, S. (1875). Una visita al pueblo de S. Cristóbal. Viaje al Ceboruco: Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Guadalajara, Edición oficial, Tipografía de S. Banda, Tomo II, 354 p.

García-Quintana, A., Goguitchaichvili, A., Morales, J., Cervantes-Solano, M., Osorio-Ocampo, S., Macías, 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.

Iglesias M., Bárcena, M., Matute, J. I. (1877). El Ceboruco. *Anales del Ministerio de Fomento de México*, 1, 168-196.

Jackson, A., Jonkers, A. R., Walker, M. R. (2000). Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358 (1768), 957-990.

Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 62 (3), 699-718.

Levi, S., Merrill, R. T. (1978). Properties of single-domain, pseudo-single-domain, and multidomain magnetite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83, 309-323.

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.

Nelson, S. A. (1980). Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 2290-2431.

Pavón-Carrasco, F. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., Torta, J. M. (2011). A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, 32 (8), 408-419.

Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., Santis, A. D. (2014). A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 98-109.

Pérez-Rodríguez, N., Morales-Contreras, J., García-Tenorio, F., Goguitchaichvili, A. (2015). Fechamiento arqueomagnético de las últimas tres erupciones plinianas del volcán Popocatepetl, en Rapalini, A.E., Caballero-Miranda, C., Goguitchaichvili, A. (eds.), *Proceedings São Paulo, Brasil: São Paulo, Latinmag Letters, Special Issue*, 6, C11, 1-7.

Roperch, P., Chauvin, A., Lara, L. E., Moreno, H. (2015). Secular variation of the Earth's magnetic field and application to paleomagnetic dating of historical lava flows in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 242, 65-78.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66 (3), 203-225.

Sieron, K., Siebe, C. (2008). Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176 (2), 241-264.

Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. Berkeley, University of California Press, 489 p.

Thellier, E., Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*, 15, 285-376.

Zijderveld, J. D. A., Collinson, D., Creer, K. M., Runcorn, S.K. (1967). AC demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in paleomagnetism*, 1, 254-286.

CAPÍTULO 3**ESTUDIO MAGNÉTICO INTEGRAL DE FLUJOS DE LA LAVA DEL VOLCÁN XITLE: IMPLICACIONES ARQUEOLÓGICAS SOBRE EL ABANDONO DE CUICUILCO****Resumen**

El volcán Xitle forma parte del campo volcánico Cuaternario Chichinautzin, localizado al sur del Valle de México. Sus lavas se emplazaron sobre el centro arqueológico de Cuicuilco, uno de los primeros asentamientos urbanos de México del periodo Preclásico. La erupción del Xitle tuvo un gran impacto, ya que ocasionó grandes cambios económicos y sociales favoreciendo la consolidación de Teotihuacán como la ciudad principal en el Valle de México. Diversos estudios radiométricos sitúan la edad de la erupción entre los 4000 y los 1500 años BP (antes del presente) y son evidencia de que Cuicuilco fue abandonado a causa de una erupción entre los años 200 BC (antes de nuestra era) y 200 AD (de nuestra era) sin definir con suficiente exactitud hasta ahora la edad de este evento. Por lo que contribuir a la precisión de la edad de la erupción continúa siendo tema de gran interés. A continuación, se presentan nuevos resultados de una datación arqueomagnética realizada a muestras de roca provenientes de una secuencia de flujos de lava del volcán Xitle localizada al Sur del Valle de México en las inmediaciones del campus de Ciudad Universitaria (CU) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Para las determinaciones se usaron un vector geomagnético completo y se empleó el modelo de predicción de campo SHA.DIF.14K. Los resultados de la datación permiten identificar dos periodos eruptivos, el primero entre los años 1742 a 1491 BC y el segundo relacionado con el volcán Xitle, comprendido entre 79 BC y 595 AD. La edad del segundo periodo es compatible

con la posibilidad de un abandono paulatino de Cuiculco y coincide con las edades aceptadas para el periodo eruptivo más importante del volcán.

Palabras clave: Xitle, Arqueomagnetismo, Cuiculco

Abstract

The Xitle volcano is part of the Quaternary Chichinautzin volcanic field, located in the southern part of the Valley of Mexico. Their lavas were emplaced on the archaeological site of Cuiculco, one of the first urban settlements in Mexico of the Preclassic period. This eruption had a great impact, since it caused great economic and social changes favoring the consolidation of Teotihuacan as the dominant city in the Valley of Mexico. Available radiometric studies place the age of the eruption between 4000 to 1500 years BP (before present) and are evidence that Cuiculco abandonment was due to an eruption between 200 BC (before Christ) and 200 AD (Anno Domini/ after Christ) without defining exactly enough the age of this event. Therefore, contributing to the accuracy of the age of the eruption continues to be of great interest. The results of new archaeomagnetic dating of rock samples from a sequence of lava flows from Xitle volcano at the area of the University of Mexico (UNAM) campus are presented below. A full geomagnetic vector and the field prediction model SHA.DIF.14K were used for such determinations. Two eruptive periods are identified, the first between 1742 and 1491 BC and the second related to the eruption of Xitle volcano between 79 BC and 595 AD. The age of the second period is compatible with the hypothesis of gradual abandonment of Cuiculco and coincides with the accepted ages for the volcano's most important eruptive period.

Keywords: Xitle, Archaeomagnetism, Cuicuilco

Introducción

El volcán Xitle forma parte del campo volcánico Cuaternario Chichinautzin localizado al sur del Valle de México (Herrero-Bervera *et al.*, 1896; Urrutia-Fucugauchi y Martín del Pozzo, 1993). Es un cono monogenético cuyas lavas cubren un área aproximada de 80 km² en el que se identifican siete unidades de flujos (Figura 3.1; Delgado Granados *et al.*, 1998). El flujo más extenso hacia el norte es de más que 13 km de longitud, cubre un área de 70 km² (Delgado Granados *et al.*, 1998; Martín del Pozzo *et al.*, 1997) y se encuentra emplazado sobre el centro arqueológico de Cuicuilco, considerado como uno de los primeros asentamientos urbanos del Valle de México (Heizer y Bennyhoff, 1958). Desde un punto de vista arqueológico, la erupción del Xitle tuvo repercusiones muy significativas, ya que se estimaba que para el Preclásico Tardío la población que habitaba esta zona era superior a los 20,000 habitantes, sin embargo, en condiciones aún no determinadas, el sitio fue abandonado y destruido a causa de una erupción entre los años 200 BC y 200 AD (Blanton *et al.*, 1981), sin conocerse con suficiente precisión hasta ahora la edad de este evento. Existen algunas evidencias obtenidas de la exploración del basamento principal de la pirámide de Cuicuilco que sugieren que el abandono fue paulatino (Piña-Chan, 1967; Muller, 1990; Navarrete, 1991), aunque la gran mayoría del asentamiento y sus alrededores fueron cubiertos por las lavas. Los efectos de este acontecimiento ocasionaron grandes cambios en el contexto económico y social favoreciendo la consolidación de Teotihuacán como la ciudad principal en el Valle de México (Heizer y Bennyhoff, 1958). Por este motivo conocer con precisión la edad de la erupción del Xitle continúa siendo de gran interés. Actualmente las edades obtenidas mediante radiocarbón se agrupan alrededor de los

2000 años BP (Delgado Granados *et al.*, 1998; González *et al.*, 2000; Siebe, 2000) existiendo determinaciones individuales con edades desde los 4000 hasta 1500 años BP (Urrutia-Fucugauchi, 1996). Más recientemente, Urrutia-Fucugauchi *et al.*, (2016) reportaron una edad obtenida por el método de datación arqueomagnética de 2086 BP con un intervalo de 95% de confianza entre 1995 y 2177 años BP, edad que refuerza la hipótesis de la relación entre el abandono de Cuicuilco y la erupción del Xitle. Hasta ahora este volcán ha sido considerado como monogenético y se desconoce la duración de la erupción, aunque se supone que puede ser del orden de una década, similar a la duración de las erupciones históricas del volcán Parícutin, de 1943 a 1953, (Luhr y Simkin, 1993) y el volcán Jorullo, de 1759 a 1774, (Bullard, 1976). Alva-Valdivia (2005) reporta una edad C^{14} de 1960-65 años BP de una muestra de paleosuelo obtenida en la base de esta sección mientras que Siebe (2000) reporta una edad también de radiocarbón de 1670 ± 35 años BP para la erupción. Estas determinaciones y la dispersión en las más de 30 edades reportadas (Urrutia-Fucugauchi, 1996, 2016., Siebe 2000) han sugerido que la duración de la erupción podría ser mayor. El objetivo de este estudio es determinar mediante el método de datación arqueomagnética las edades de seis flujos de lava del volcán Xitle que permitan conocer con mayor precisión la historia eruptiva del volcán para examinar sus posibles repercusiones vulcanológicas y arqueológicas.

Muestreo y estudio paleomagnético

El muestreo se realizó en el sitio conocido como *La Cantera* ($19^{\circ}18.784'N$, $99^{\circ}10.317'O$) en las inmediaciones de la CU (Figura 3.1A). En este sitio se encuentra la exposición más completa de flujos de lava con un espesor de ~ 40 m y corresponde a la unidad V de descrita por Delgado Granados *et al.* (1998), se distinguen siete unidades individuales de lava (Figura 3.1B) con

espesores de 2 a 8 m cada uno. Las muestras se obtuvieron con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, todas las muestras fueron orientadas con una brújula magnética y con la brújula solar siempre que fue posible. En total se obtuvieron 53 núcleos paleomagnéticos estándar (8 a 10 muestras por flujo) provenientes de seis flujos y fueron numerados consecutivamente según su posición estratigráfica siendo el Flujo 1 el que está en la parte inferior y el Flujo 6 el que está en la parte superior.

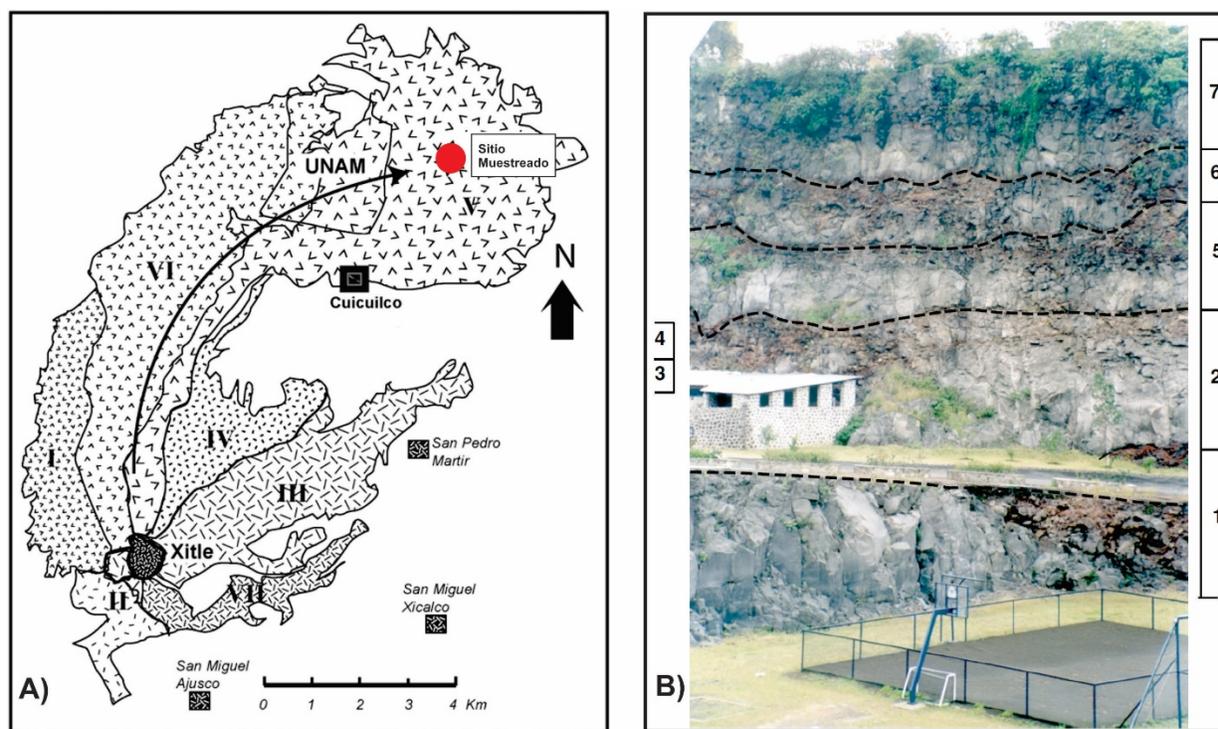


Figura 3.1. A) Mapa esquemático del volcán Xitle, la flecha indica la dirección inferida del flujo y los números romanos las unidades de lava identificadas en orden estratigráfico (Delgado-Granados et al., 1998), el círculo de color rojo indica el sitio de muestreo el cual corresponde a la unidad V; B) Identificación de los flujos estudiados y su relación estratigráfica (modificado de Alva-Valdivia, 2006).

Modelo magnético terrestre de la sección estudiada

Para definir la geometría y profundidad de los flujos volcánicos estudiados, se realizó un modelo 2D del campo magnético residual de la sección (identificada como X01A) el cual presenta una dirección W-E y una longitud del orden de los 200 m. La geometría, profundidad y propiedades magnéticas de las fuentes para ajustar la sección magnética, se muestran en la Figura 3.2 y Tabla 3.1. Para realizar este modelado utilizamos el programa GM-SYSTEM de Geosoft, el cual utiliza una rutina de inversión, basada en el algoritmo de Marquardt (1963), para linealizar e invertir los cálculos. GM-SYSTEM utiliza una aplicación de este algoritmo para datos magnéticos, proceso desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) en el software SAKI (Webring, 1985). La sección magnética es modelada por cuerpos poligonales con diferentes magnetizaciones (Tabla 3.1).

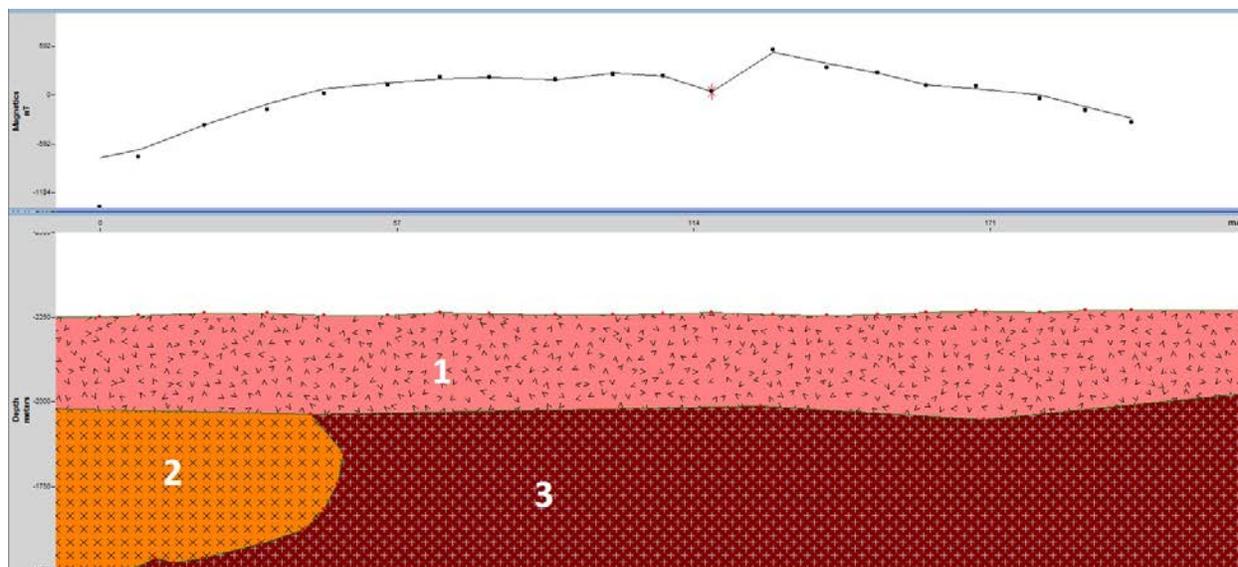


Figura 3.2. Modelo de la sección magnética terrestre X01A con dirección W-E del volcán Xitle ubicada en la zona de la cantera de la UNAM, las zonas 1 y 2 representan flujos de lava 5 y 4 respectivamente mientras que la zona 3 se utilizó para modelar el resto de los flujos en conjunto para compensar la ausencia de datos sobre la variación de las propiedades magnéticas con la profundidad

Tabla 3.1. Datos de inclinación (Inc.), declinación (Dec.), susceptibilidad magnética (K) y magnetización (Mag.) utilizados para ajustar la sección magnética terrestre X01A en el modelo de la Figura 3.2.

Flujo	Inc (°)	Dec (°)	K (SI)	Mag (A/m)
1(5)	38.7	5.8	0.00896	5
2(4)	34.5	4.1	0.003	3

Tratamientos magnéticos

Los tratamientos magnéticos fueron realizados en las instalaciones del Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Todas las muestras fueron cortadas en especímenes paleomagnéticos cilíndricos estándar y colocadas dentro de un blindaje magnético durante dos semanas para reducir la posibilidad de una remagnetización de origen viscoso. Posteriormente se les midió la magnetización remanente natural (MRN) con un magnetómetro de giro AGICO JR5. Para examinar la estabilidad magnética y la dirección de la magnetización remanente característica (ChRM) las muestras fueron sometidas a desmagnetización progresiva mediante campos alternos de 10 a 12 pasos con una intensidad máxima de 90 mT utilizando un desmagnetizador GSD Schonstedt. Las direcciones características (ChRM) de cada muestra se determinaron mediante el análisis de componentes principales (PCA; Kirschvink, 1980) mientras que las direcciones promedio de cada sitio fueron calculadas siguiendo la estadística de Fisher (1953). En total se desmagnetizaron 48 muestras (8 por flujo). En la mayoría de las muestras estudiadas (60 %) se aprecian dos componentes de magnetización, la primera de ellas es removida durante los primeros pasos de

desmagnetización (campos de 5mT a 10 mT) y representa menos del 10% del valor de la magnetización total de las muestras y probablemente sea de origen viscoso. Una vez removida esta componente el comportamiento es lineal hacia el origen de coordenadas en los diagramas ortogonales de Zijderveld (1967). Otro grupo de muestras (31%) correspondientes a los flujos 2 y 5 conservan cerca del 40 al 50% de la magnetización inicial luego de haberles aplicado campos magnéticos de 90 mT sin embargo, se observa también un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas. En el 9% restante de las muestras se identificó una sola componente estable con un comportamiento unidireccional hacia el origen. En todos los casos fue posible aislar las componentes direccionales de la magnetización remanente característica ChRM (6 a 12 puntos) con una máxima desviación angular $MAD < 4^\circ$ por lo que las considera de origen primario. En la Figura 3.3 se muestran gráficas representativas de las desmagnetizaciones. Posteriormente se obtuvieron los promedios de Fisher (1956) para cada flujo con valores de incertidumbre α_{95} menores a 8° , lo cual indica buena precisión en las determinaciones. El resumen de estos resultados se muestra en la Tabla 3.2 y en la Figura 3.4.

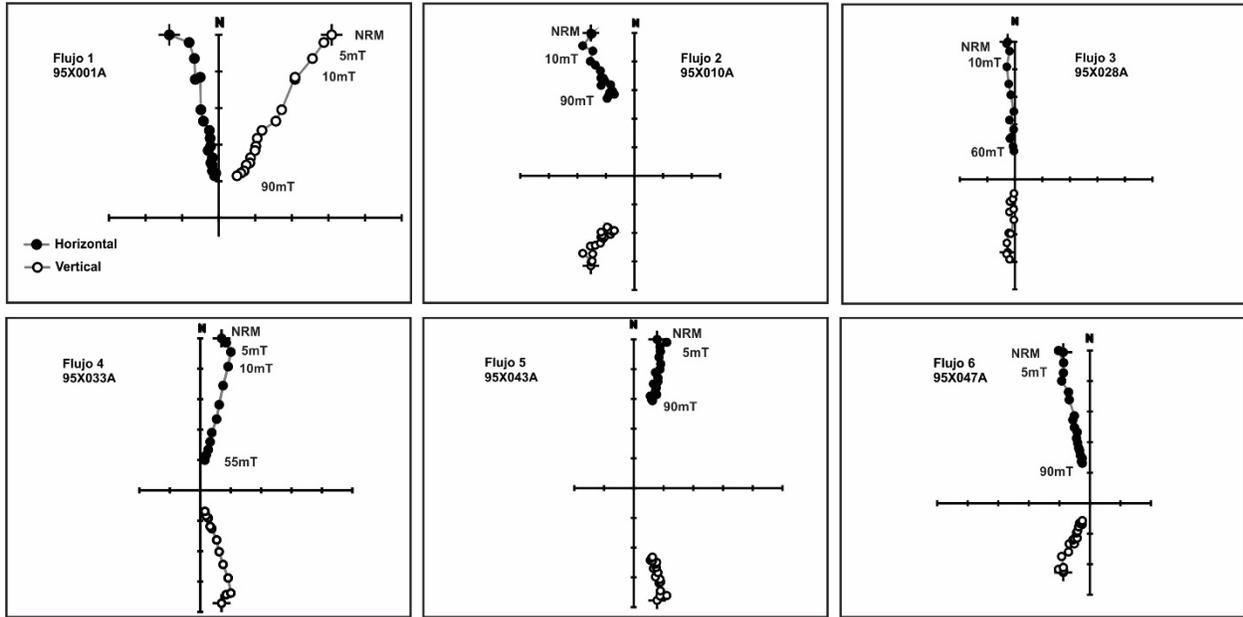


Figura 3.3. Diagramas ortogonales de desmagnetización representativos de los flujos de lava estudiados. Los números indican el valor máximo del campo magnético aplicado en cada paso de desmagnetización.

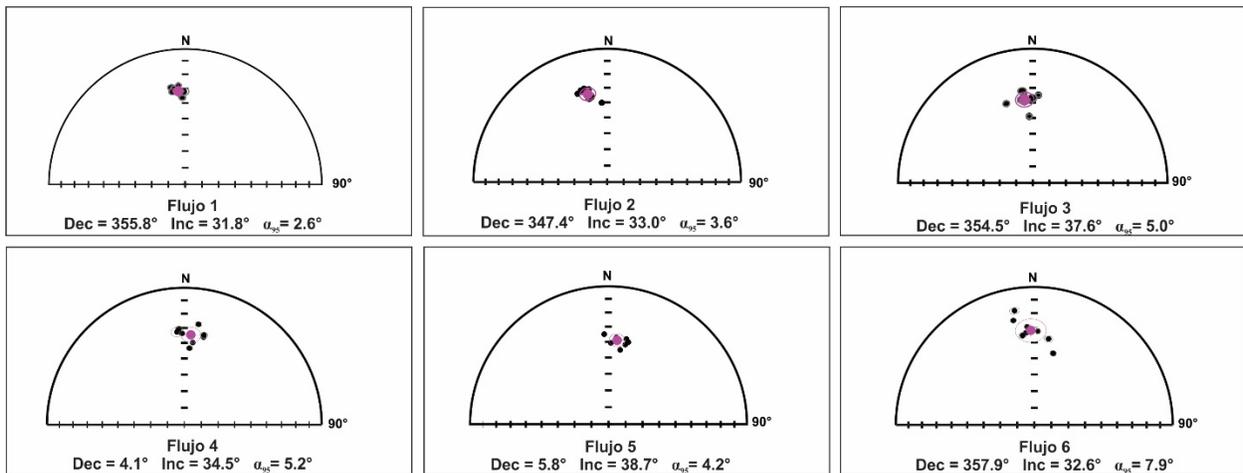


Figura 3.4. Diagramas de áreas iguales con las direcciones paleomagnéticas promedio para los flujos estudiados. Dec. es la declinación magnética promedio, Inc. es la inclinación magnética promedio y α_{95} el ángulo del 95% de confianza de la estadística de Fisher.

Tabla 3.2. Resumen de los datos paleomagnéticos calculados por flujo. Dec. es la declinación magnética promedio, Inc. es la inclinación magnética promedio, k y α_{95} son el parámetro de precisión y el ángulo del 95% de confianza de la estadística de Fisher.

<i>Flujo</i>	<i>N/n</i>	<i>Dec</i> (°)	<i>Inc</i> (°)	α_{95} (°)	<i>k</i>
Flujo 1	8/8	355.8	31.8	2.6	443
Flujo 2	8/8	347.4	33.0	3.6	233
Flujo 3	8/8	354.5	37.6	5.0	124
Flujo 4	8/8	4.1	34.5	5.2	116
Flujo 5	8/8	5.8	38.7	4.2	172
Flujo 6	8/8	357.9	32.0	7.9	50

Magnetismo de rocas

Para determinar la naturaleza y estabilidad térmica de los portadores magnéticos presentes en las rocas estudiadas se llevaron a cabo experimentos de susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas K-T). Se utilizó un susceptibilímetro AGICO Kappa Bridge modelo MFK1. Una muestra de cada flujo fue calentada desde la temperatura ambiente hasta los 620°C a un ritmo de 20°C/min en presencia de gas argón para reducir los efectos de la oxidación durante el calentamiento y posteriormente enfriada al mismo ritmo. Las curvas termomagnéticas indican la existencia de una fase magnética durante el calentamiento con temperaturas de Curie entre los 520°C y 560°C, lo cual sugiere magnetita o titanomagnetita con contenido bajo en titanio como la responsable de la magnetización. Las curvas de enfriamiento son similares a las de

calentamiento mostrando una disminución de la susceptibilidad inicial menor al 15% la cual es probablemente producto de la oxidación producida durante el calentamiento (Figura 3.5).

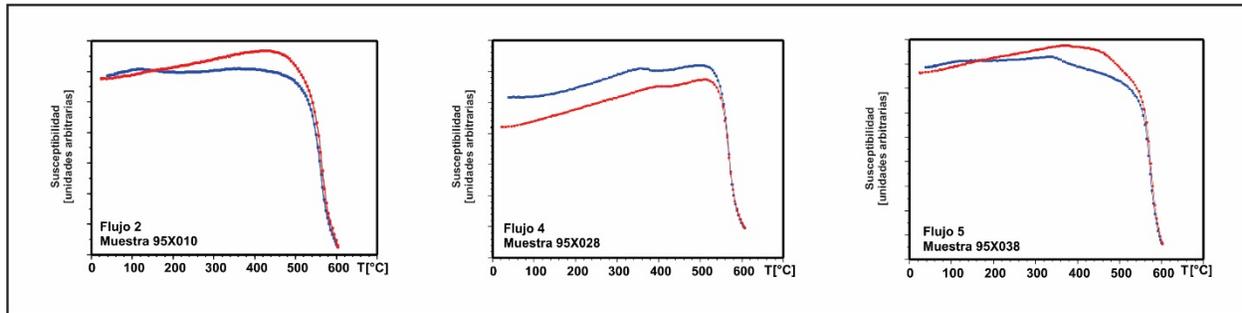


Figura 3.5. Curvas termomagnéticas continuas K-T. Las curvas de color rojo indican el calentamiento y las azules el enfriamiento, la susceptibilidad magnética se muestra en unidades arbitrarias.

Paleointensidad

La determinación de la paleointensidad (PI) se realizó siguiendo el método de doble calentamiento de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) modificado por Coe (1967). Solo las muestras que mostraron una sola componente direccional de NRM en los diagramas ortogonales de Zijdeveld (1967) y una variación menor al 15% en los valores de la susceptibilidad magnética entre el calentamiento y enfriamiento fueron seleccionadas, en total se usaron 42 muestras para los experimentos de paleointensidad. Las muestras fueron calentadas en 12 pasos de temperatura entre los 100° y 580°C, se aplicó un campo de laboratorio de 45 μ T paralelo al eje Z empleando un desmagnetizador ASC TD48.

Para garantizar la confiabilidad de los resultados en la determinación de la PI se utilizaron los siguientes criterios de selección para que una determinación individual fuera considerada como aceptable y ser incluida en el cálculo del promedio. (i) El número de puntos utilizados en el ajuste lineal del diagrama NRM-pTRM debe ser de al menos 5 ($N \geq 5$), (ii) debe utilizarse por

lo menos el 40% del total de la NRM original (parámetro f , Coe *et al.*, 1978), (iii) el factor de calidad $q > 5$ (Coe *et al.*, 1978), (iv) el radio b (error estándar/pendiente absoluta de la línea de mejor ajuste del diagrama de Arai) < 0.1 , (v) los resultados de paleointensidad obtenidos de los diagramas NRM-pTRM no deben tener forma cóncava, debido a que en esos casos es probable que la remanencia esté asociada con la presencia de granos multidominio (Levi y Merrill, 1978) y (vi), el cálculo del promedio por flujo debe incluir al menos 3 determinaciones individuales con una desviación estándar d.s. $< 10 \mu\text{T}$. Los resultados de la PI promedio obtenida para cada flujo se muestran en la Tabla 3.3 y en la Figura 3.6 las gráficas representativas.

Datación arqueomagnética

La datación arqueomagnética se obtuvo utilizando la herramienta “Archaeodating” (Pavón-Carrasco *et al.*, 2011) a partir del modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k propuesto por Pavón-Carrasco *et al.*, (2014). Este modelo permite hacer una comparación de los datos direccionales y de intensidad de los flujos estudiados con los de la curva de variación paleosecular correspondiente y proporciona un intervalo de edad estadísticamente posible y su nivel de confianza. Este método de datación ha sido utilizado con resultados favorables para obtener edades de flujos de lava de erupciones volcánicas recientes (Mahgoub *et al.*, 2017; García-Quintana *et al.*, 2016; Böhnelt *et al.*, 2016; Pérez-Rodríguez *et al.*, 2015). Una característica de este método de datación es que proporciona intervalos de edades posibles dentro de los cuales es probable que la edad “real” se encuentre a un nivel del 95% de confianza por lo que en las determinaciones es común encontrar varios intervalos de edades con la misma probabilidad. Las gráficas de probabilidad y los intervalos de edades encontrados para los flujos estudiados se pueden ver en la Figura 3.7.

Tabla 3.3. Resultados de paleointensidad. N es el número de pasos de calentamiento usados para la determinación de la paleointensidad, T_{min}-T_{max} es el intervalo de temperatura empleado para la determinación, F ± ΔF es el valor de la paleointensidad y su correspondiente desviación estándar, f es la fracción de NRM utilizada para la determinación, g y q son los factores de calidad definidos por Coe et al., (1978). En negritas se indican las determinaciones individuales descartadas para el promedio.

<i>Flujo</i>	<i>Muestra</i>	<i>T_{min}</i> (°C)	<i>T_{max}</i> (°C)	<i>N</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	<i>F</i> (μT)	<i>ΔF</i> (μT)
Flujo 1	94X003B	300	540	5	0.93	0.46	5.56	28.31	2.17
	94X004B	300	540	6	0.90	0.66	14.99	41.47	1.63
	94X005B	300	540	6	0.74	0.63	13.98	54.90	1.84
	94X006B	300	540	5	0.66	0.52	5.71	47.08	2.82
	94X007B	350	560	6	0.82	0.65	15.42	45.46	1.56
	94X009A	200	450	5	0.54	0.72	12.22	45.54	7.96
	Promedio							43.79	8.78
Flujo 2	94X010B	300	540	5	0.65	0.59	6.71	66.54	3.81
	94X011B	300	540	5	0.74	0.42	7.38	68.85	2.88
	94X012B	300	540	6	0.69	0.66	14.70	48.24	1.51
	94X013B	300	500	6	0.52	0.69	5.30	50.16	3.44
	94X014B	300	540	7	0.64	0.65	9.18	59.42	2.69
	94X018A	300	540	7	0.68	0.74	29.86	83.75	1.42
	94X019A	200	540	7	0.69	0.51	6.38	66.12	3.61
	Promedio							63.30	12.12
Flujo 3	94X020B	300	560	6	0.48	0.68	9.84	69.31	2.28

CAPÍTULO 3. VOLCÁN XITLÉ

	94X021B	300	560	9	0.58	0.83	8.47	75.14	4.28
	94X022B	200	560	9	0.84	0.84	16.82	78.43	3.31
	94X023B	200	560	9	0.63	0.78	9.46	75.39	3.89
	94X025B	300	560	7	0.80	0.75	12.82	64.36	3.04
	94X026B	300	560	6	0.89	3.05	9.78	75.59	3.05
	Promedio							73.04	5.19
Flujo 4	94X030B	200	540	9	0.97	0.81	22.78	61.05	2.12
	94X031B	200	540	7	0.93	0.74	20.84	63.72	2.08
	94X032B	300	540	7	0.87	0.74	12.59	82.59	4.18
	94X033B	300	540	8	0.79	0.77	24.08	68.65	1.74
	94X034B	200	560	9	0.71	0.80	14.34	61.90	2.46
	94X035B	200	560	9	0.55	0.80	10.54	69.33	2.88
	94X036A	300	560	8	0.61	0.80	11.87	64.23	2.61
	Promedio							67.35	7.42
Flujo 5	94X037B	100	540	9	0.53	0.81	11.42	76.99	2.87
	94X038B	300	560	8	0.47	0.82	7.66	62.31	3.16
	94X039B	300	540	6	0.74	0.39	5.62	50.87	2.63
	94X040B	200	540	8	0.75	0.69	10.16	59.51	3.04
	94X041B	300	540	7	0.74	0.72	12.09	65.65	2.87
	94X042B	200	540	8	0.76	0.65	11.86	56.96	2.39
	94X045B	300	540	7	0.73	0.69	8.46	57.11	3.38
	Promedio							61.34	8.31

CAPÍTULO 3. VOLCÁN XITLÉ

Flujo 6	94X046B	300	560	9	0.39	0.80	5.70	70.14	3.90
	94X047B	200	560	10	0.61	0.83	8.95	55.38	3.17
	94X048B	400	560	7	0.36	0.74	4.01	67.82	4.53
	94X049B	300	560	7	0.67	0.73	11.25	53.40	2.34
	94X052B	200	560	9	0.83	0.82	12.77	69.92	3.74
	94X053B	300	560	7	0.90	0.79	6.38	53.91	5.99
	94X054A	300	540	7	0.77	0.79	4.53	50.45	6.77
	Promedio							56.61	7.65

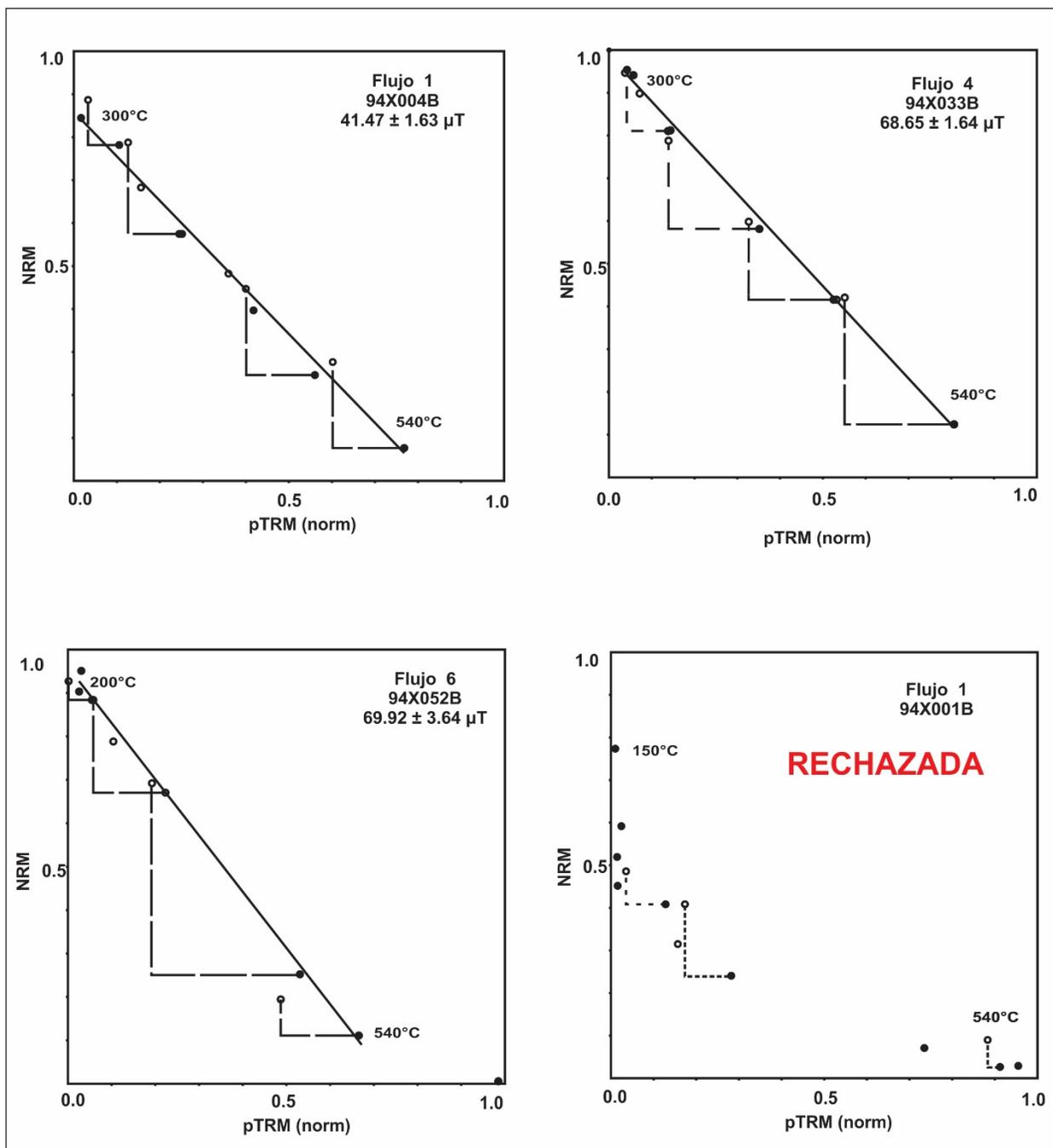


Figura 3.6. Diagramas de Arai de los experimentos de paleointensidad según el método de Thellier (1959), (resultados representativos).

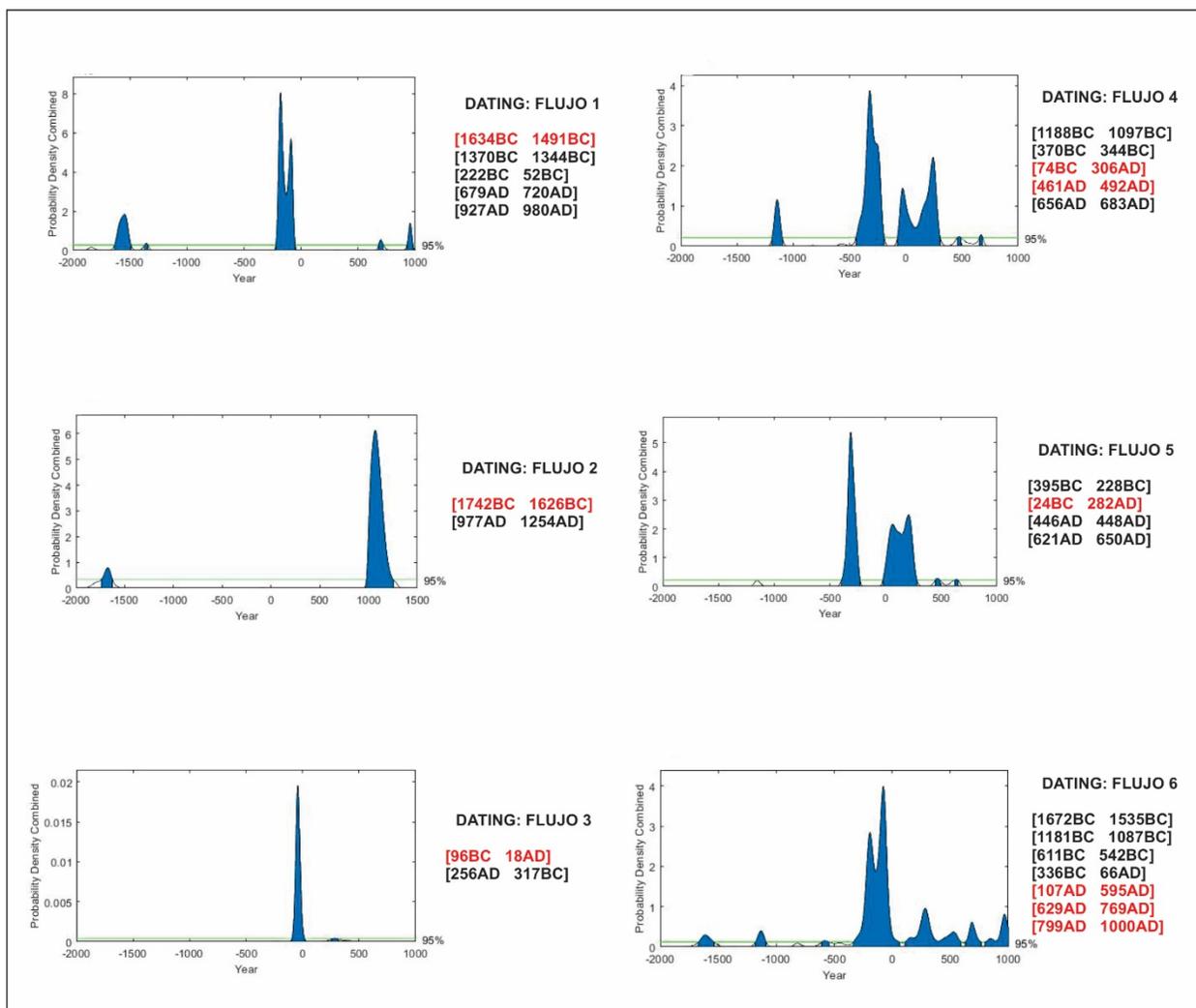


Figura 3.8. Secuencia de edades obtenidas por la datación arqueomagnética. Los rectángulos de color rojo indican los intervalos que concuerdan mejor con la estratigrafía, los rectángulos de color azul representan los intervalos de edad descartados.

Discusión de los resultados de la datación

La mayoría de las edades radiométricas para la erupción del Xitle están agrupadas alrededor de los 2000 años BP (Siebe, 2000; Urrutia-Fucugauchi 1996, Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2016) por lo es posible que el emplazamiento de los flujos de lava estudiados sucediera en un intervalo muy estrecho de tiempo sin embargo, existen también determinaciones radiométricas que arrojan una antigüedad cercana a los 4000 años BP (Fergusson y Libby, 1963, 1964) así como la edad más joven de 1670 BP encontrada por Siebe (2000). Para fines de la datación arqueomagnética se puede suponer que los flujos de lava estudiados son independientes y que fueron emplazadas con una diferencia de tiempo suficiente la cual permite distinguir las características del campo magnético de la Tierra registrado en ellas por lo que es posible asociarles una edad arqueomagnética individual a partir de los datos paleomagnéticos direccionales y de intensidad encontrados. Se determinaron las direcciones características en la totalidad de las muestras estudiadas y se obtuvo el promedio paleomagnético de cada uno de los seis flujos de lava con una certeza del 95% (α_{95}) entre 2.6° y 7.9°. Los experimentos de paleointensidad produjeron, luego de aplicar los criterios de selección antes mencionados, 38 determinaciones individuales y se obtuvo el promedio estadístico con su desviación estándar para los seis flujos con valores de PI entre los 43.74 y 73.04 μT y desviaciones estándar de entre 5.19 a 12.12 μT .

Luego de hacer las interpretaciones estratigráficas discutidas anteriormente se obtiene para el Flujo 1 (Dec = 355.8°, Inc = 31.8°, α_{95} = 2.6°, PI = 43.79 \pm 8.78 μT) un intervalo de edad probable de [1634 - 1491] BC (3584 - 3141 BP). Esta edad es considerablemente más antigua a la edad reportada por Alva-Valdivia (2005; 1960 - 65 BP) obtenida de una muestra de carbón de la base de este mismo flujo y es más próxima al grupo de edades radiométricas más antiguas reportado por Urrutia-Fucugauchi (1996) cercano a los 4000 BP. La diferencia puede ser

atribuida a que esas determinaciones se realizaron mediante el método de C^{14} a partir de muestras de carbón asociado a la formación rocosa o del paleosuelo que se encuentra a su alrededor por lo que, debido al origen del carbón presente en las muestras, es posible que sean temporalmente distintas. En cambio, la datación de este estudio fue hecha utilizando muestras de roca del afloramiento por lo cual, es más probable que esta edad corresponda al inicio de la actividad volcánica eruptiva.

En el caso del Flujo 2 (Dec = 347.4° , Inc = 33.0° , $\alpha_{95} = 3.6^\circ$, PI = $63.30 \pm 12.12\mu\text{T}$) el intervalo de edad más probable es [1742 - 1626] BC (3692 - 3576 BP). Debido al elevado valor en la incertidumbre de la PI este intervalo de edad es más grande y se superpone al propuesto para Flujo 1. La similitud entre los datos direccionales y sus incertidumbres sugieren que los flujos 1 y 2 pudieron haber sido emplazados en un periodo muy corto y a falta de mayor precisión en la PI se les puede considerar contemporáneos. Aun así, la combinación de ambas edades establece un límite temporal para el inicio del este periodo eruptivo entre los 1742 a 1491 años BC (3692 - 3441 BP).

Dado que estas determinaciones se hicieron en un solo sitio, sin haber hecho una comparación con flujos de lava similares en otras localidades, debido a que esta exposición es única, se puede concluir que los Flujos 1 y 2 son pertenecientes a la misma erupción, pero no necesariamente provenientes del volcán Xitle, cuya naturaleza monogenética ha sido ampliamente documentada (v.g. Martin del Pozzo, 1982; Delgado Granados *et al.*, 1998; Siebe, 2000). Delgado Granados *et al.* (1998), a partir de datos radiométricos compilados de diferentes autores discuten la existencia de un evento eruptivo en esta zona cuya edad se determinó en 3957 ± 113 años BP. Estos dos primeros flujos de lava estarían relacionados a este evento eruptivo y no necesariamente relacionados con el Xitle.

El intervalo de edad probable obtenido para el Flujo 3 (Dec = 354.5° , Inc = 37.6° , $\alpha_{95} = 5.0^\circ$, PI = $73.04 \pm 5.19\mu\text{T}$) es de [96 BC - 18 AD], (2046 - 1932 BP). Esta determinación es consistente con la edad arqueomagnética reportada por Urrutia-Fucugauchi *et al.*, (2016) de 2177 a 1995 BP, y con la edad radiométrica reportada por Delgado Granados *et al.*, (1998) de 1977 ± 43 años BP y se aleja de la edades más jóvenes propuestas para la erupción del Xitle de alrededor de los 1670 años BP (Siebe *et al.*, 2000; González *et al.*, 2000). Observando a las edades encontradas para los flujos anteriores se aprecia que transcurrieron cerca de 1400 años entre ellas lo que sugiere que esta secuencia de lavas representa dos periodos eruptivos, uno reciente relacionado con el Xitle y otros más antiguo, cuya fuente de origen es desconocida. La edad determinada, además, coincide con la edad propuesta para el abandono de Cuicuilco.

Para el Flujo 4 (Dec = 4.1° , Inc = 34.5° , $\alpha_{95} = 5.2^\circ$, PI = $67.35 \pm 7.42\mu\text{T}$) según el gráfico de probabilidad existen tres intervalos de edad probables, dos de ellos congruentes con el contexto estratigráfico [74 BC - 306 AD] y [461 - 492 AD]. El primero de ellos incluye por completo al intervalo de edad del flujo anterior mientras que el segundo es más estrecho y supone una edad menor al flujo superior adyacente por lo que se propone al primero como la edad probable del emplazamiento. La superposición entre las edades de los Flujos 3 y 4 sugiere que ambos se formaron durante un periodo muy corto comprendido entre [2024 - 1644] años BP. Este intervalo incluye también a las edades reportadas previamente para la erupción del Xitle.

Para el Flujo 5 (Dec = 5.8° , Inc = 38.7° , $\alpha_{95} = 4.2^\circ$, PI = $61.34 \pm 8.31\mu\text{T}$) la datación y el contexto estratigráfico permiten establecer un intervalo de edad probable de [24BC - 282AD] el cual está completamente incluido dentro del intervalo de edad propuesta para el Flujo 4. Revisando los datos direccionales y las incertidumbres de estos dos flujos, se observa que tienen una distancia

angular de 4.5° por lo que se les considera estadísticamente idénticas y se presume que estos dos flujos se formaron casi simultáneamente.

Para el Flujo 6 (Dec = 357.9° , Inc = 32.0° , $\alpha_{95} = 7.9^\circ$, PI = $56.61 \pm 7.65\mu\text{T}$) se proponen tres intervalos de edades probables [107 - 595AD], [629 - 769AD] y [799 - 1000AD]. A falta de mayor información sobre la edad de este flujo y el siguiente, los tres intervalos son estadísticamente posibles, aunque solo el primero de ellos es compatible con el promedio de las determinaciones radiométricas para la erupción y con la edad arqueomagnética obtenida por Urrutia-Fucugauchi *et al.*, (2016). También existe la posibilidad de que el Flujo 6 se haya formado posteriormente por lo que puede establecerse al intervalo de 799 AD a 1000 AD como el límite en la edad del emplazamiento. El rango de edad del Flujo 6 incluye la edad reportada por Siebe (2000) de 1670 ± 35 años BP.

Los rangos de edad aquí reportados (Flujos 3-5) son concordantes con la edad reportada por Delgado Granados *et al.*, (1998), quienes determinaron la edad de la erupción del Xitle en 1977 ± 43 años BP.

Medición de Componentes Geomagnéticas

El mismo día de los muestreos Paleomagnéticos se llevaron a cabo observaciones de Campo Geomagnético en el sitio conocido como La Cantera, en las inmediaciones del campus de Ciudad Universitaria (CU) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). En las dos observaciones, X01A y X01B (Figura 3.9), se midieron los valores de Declinación (D), Inclinación (I) e Intensidad Total (F) del Campo Geomagnético, así como perfiles de magnetometría, para obtener el campo magnético residual después de la corrección por variación diurna y de campo principal, con el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (TEO) como

referencia. Los instrumentos usados fueron un Magnetómetro de Declinación e Inclinación (DIM o DI-flux) Mingeo/DTU basado en un teodolito Zeiss THEO-010B y un Magnetómetro de Intensidad Total de efecto Overhauser GEM modelo GSM19.



Figura 3.9. Localización de las estaciones de observación del Campo Geomagnético Instantáneo en La Cantera.

Los valores obtenidos (Tabla 3.4), para X01A fueron para la Declinación de 5.3452° , la Inclinación de 46.3778° y la Intensidad Total de 39890.84 nT, mientras que para X01B es obtuvieron para la Declinación 5.0447° , la Inclinación 45.3196° y la Intensidad Total 39927.0 nT. Debemos de considerar que el sitio X01A, como se puede observar en la Figura A, tiene lecturas mas veraces que X01B, debido a su localización ya que está fuera de la zona de influencia de los derrames de lava muestreados. Estas lecturas, en X01A, corresponden muy bien a los valores calculados del *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF época 2015.0).

Tabla 3.4. Valores de Campo Geomagnético Instantáneo observado en La Cantera X01a y X01B.

Sitio	D [°]		I [°]		F [nT]		dD [°]	dI [°]	dF [nT]
	A	B	A	B	A	B	B-A	B-A	B-A
X01	5.3452	5.0447	46.3778	45.3196	39,890.94	39,927.00	-0.3005	-1.0581	36.06

Los perfiles de campo magnético residual X01Awe, X01Bsn y X01we, se midieron en una dirección WE con 200 m, SN con 70 m y WE con 80 m, respectivamente (ver Figura 3.9). En los tres casos la topografía es para fines prácticos plana. La Figura 3.10 muestra el campo magnético residual para X01A, donde tenemos una anomalía magnética con una amplitud total de -2000 nT, reflejo de la composición del subsuelo y modelada en la Figura 3.2.

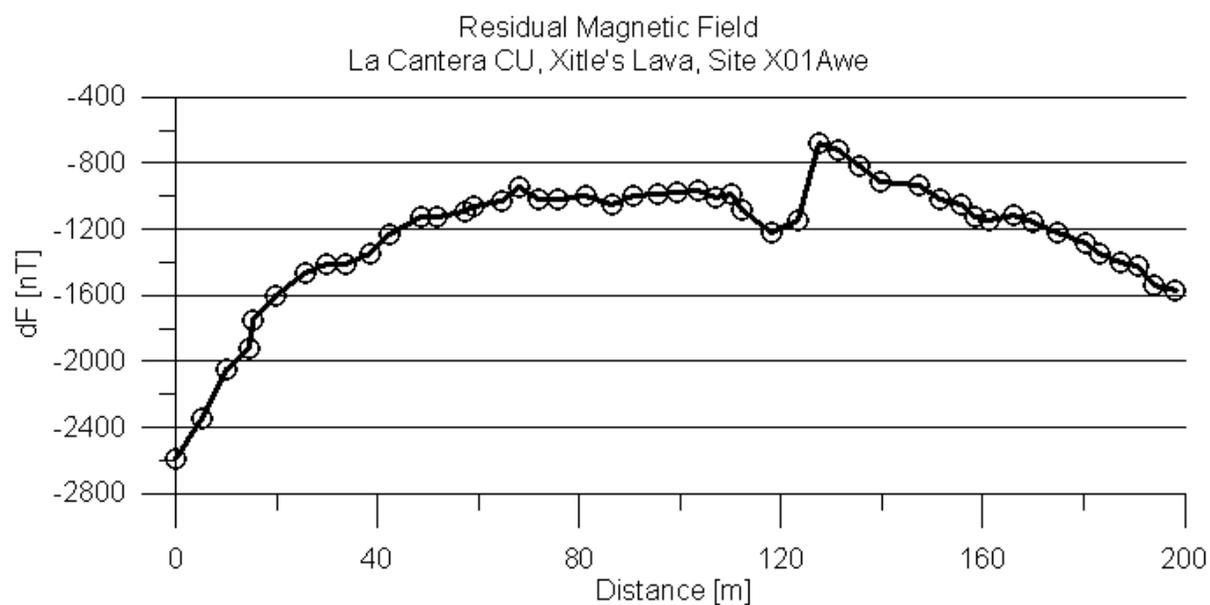


Figura 3.10. Campo magnético residual (dF) en X01A, la estación geomagnética se encuentra aproximadamente a los 100 m.

Para los perfiles X01Bsn (Figura 3.11) y X01Bwe (Figura 3.12) tienen una amplitud total de -1500 nT en ambos casos, no tenemos un modelo de cada sitio puesto que su localización puede

estar influenciada por la cercanía a obras civiles que pueden contribuir a los valores del campo magnético residual, sobre todo en los extremos de la curva. X01Bsn muestra un dipolo muy marcado en la parte central que, si no existiera la cercanía de obras civiles, se podría pensar en la influencia de el cambio a profundidad de las capas de los derrames basálticos en dirección SN.

Por otra parte en X01Bwe tenemos un máximo magnético en el lado oeste, un mínimo en su parte central y un nuevo máximo, menos marcado, hacia el este. Al observar los valores de las amplitudes, corresponden muy bien a un cambio litológico cercano a profundidad, reflejo de los materiales que componen los flujos lávicos del Xitle que se están estudiando.

En ambas Figuras (3.11 y 3.12), podemos observar que la anomalía magnética en la parte correspondiente a la posición de la estación geomagnética es de -1000 nT.

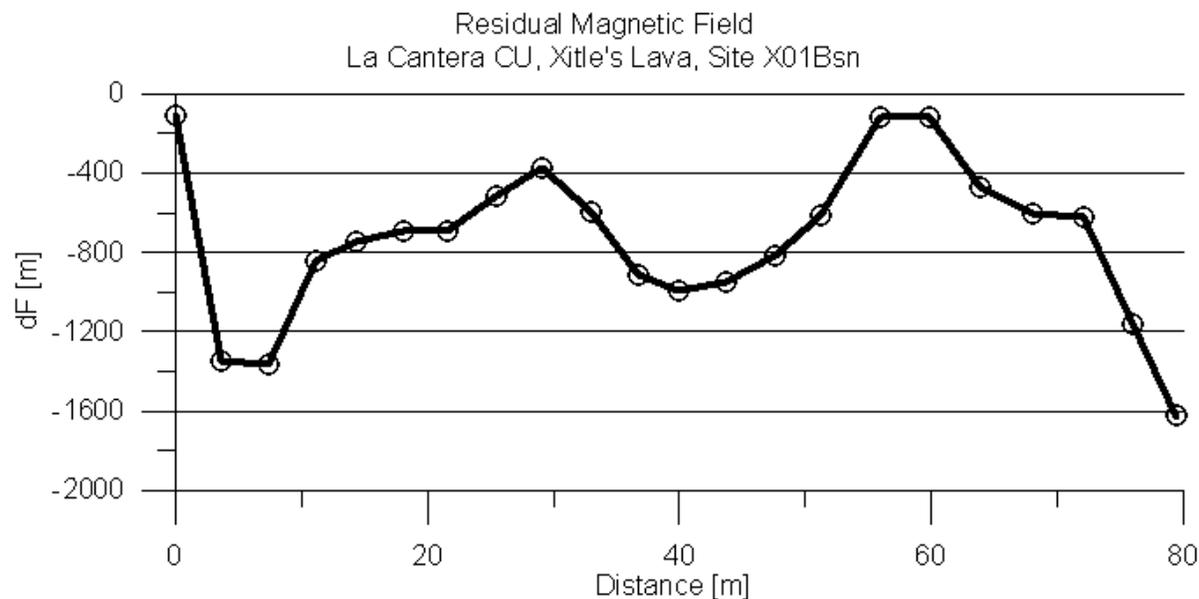


Figura 3.11. Campo magnético residual (dF) en X01Bsn, la estación geomagnética se encuentra aproximadamente a los 40 m.

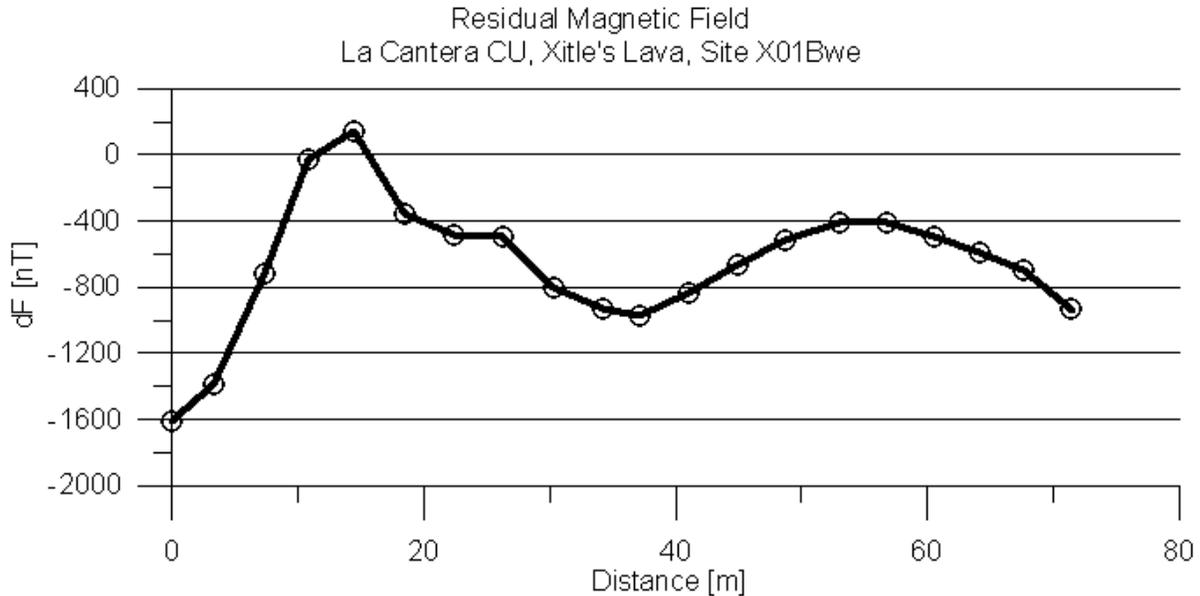


Figura 3.12. Campo magnético residual (dF) en X01Bwe, la estación geomagnética se encuentra aproximadamente a los 35 m.

Conclusiones

Las direcciones de magnetización característica ChRM encontradas mediante el proceso desmagnetización por campos alternos consideradas de origen primario, permitieron determinar las paleodirecciones de cada uno de los flujos de lava estudiados. Con los 38 resultados individuales de los experimentos de PI se estableció el promedio de la intensidad magnética registrada en los seis flujos. Los experimentos de susceptibilidad magnética en función de la temperatura indican que la magnetita o titanomagnetita con bajo contenido en titanio es el mineral responsable de la magnetización en las rocas estudiadas.

La secuencia de edades arqueomagnética presentada responde a la hipótesis de que los flujos de lava se emplazaron en tiempos distintos y representa un primer intento de asociarles edades individuales utilizando la datación arqueomagnética, la cual, a su vez, es una herramienta basada en probabilidades por lo que no descarta la existencia de otras posibilidades además de que estos

resultados habrán de confrontarse con las evidencias tanto vulcanológicas como arqueológicas. Las direcciones medias y las determinaciones de paleointensidad reportadas para las lavas del Xitle presentan dispersiones y rangos amplios de variación (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2016; Alva-Valdivia, 2005; Urrutia-Fucugauchi, 1996) mayores a los esperados para rocas volcánicas recientes y dado que la precisión en las dataciones depende de los registros paleomagnéticos y de la curva geomagnética de referencia (Speranza *et al.*, 2006), estos rangos de variación inciden directamente en las dataciones magnéticas lo que podría explicar la amplitud de los rangos de las edades aquí encontradas.

En términos generales y a juzgar por las edades previamente discutidas se identifican dos periodos eruptivos, el primero de ellos entre los 1742 a 1491 años BC y comprende a los Flujos 1 y 2 y el segundo periodo asociado al volcán Xitle comprendido entre 79BC y 595 AD durante el cual se formaron los Flujos 3 al 6. Esta propuesta es compatible con la evidencia sobre el abandono de Cuicuilco y su relación con un periodo eruptivo más significativo del volcán Xitle y es compatible también con la posibilidad de que el abandono haya sido paulatino ya que, si bien la erupciones fueron casi simultaneas, a partir de los intervalos de edad aquí encontrados, existe la posibilidad de que ocurrieran con la diferencia de tiempo suficiente para permitir a la población regresar a la ciudad durante estos periodos.

Agradecimientos. Este trabajo fue apoyado por el proyecto UNAM PAPIIT IA106517. AG agradece el apoyo del Proyecto CONACYT No. 251249 y el apoyo parcial de UANAM PAPIIT 101717. Agradecemos también el apoyo del M. en C. David E. Torres Gaytán para la realización del modelo magnético.

Referencias

- Alva-Valdivia, L. (2005). Comprehensive paleomagnetic study of a succession of Holocene olivine basalt flow: Xitle Volcano (Mexico) revisited. *Earth Planets Space*, 57, 839-53.
- Blanton, R. E., Kowalewski, S. A., Feinman, G., Appel, J. (1981). *Ancient Mesoamerica*. Cambridge University Press, Cambridge UK, 300 pp.
- Böhnel, 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.
- Bullard, F.M. (1984). *Volcanoes of the Earth*. 2nd ed. University of Texas Press, Austin, TX, 629 pp.
- 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, 1740-1756.
- 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.
- Delgado-Granados, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H. L., Méndoz-Rosales, C., Silva-Romo, G. (1998). Geology of the Xitle volcano in southern Mexico City -A 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 115–131.
- Fergusson, G. J., Libby, W. F. (1963). UCLA radiocarbon dates II. *Radiocarbon*, 5, 1-22.
- Fergusson, G. J., Libby, W. F. (1964). UCLA radiocarbon dates III. *Radiocarbon*, 6, 318-339.

Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. In Proceedings of the Royal Society of London A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 217, 295-305).

García-Quintana, A., Goguitchaichvili, A., Morales, J., Cervantes-Solano, M., Osorio-Ocampo, S., Macías, 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.

González, S., Pastrana, A., Siebe, C., Duller, G. (2000). Timing of the prehistoric eruption of Xitle Volcano and the abandonment of Cuiculco Pyramid, Southern Basin of Mexico. Geological Society, London, Special Publications, 171, 205-224.

Heizer, R. F., Bennyhoff, J. A. (1958). Archeological investigations of Cuiculco, Valley of Mexico, 1957. Science, 127, 232-233.

Herrero-Bervera, E., Urrutia-Fucugauchi, J., Martin del Pozzo, A. L., Böhnell, H., Guerrero, J. (1986). Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low-latitudes: a paleomagnetic record from the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geophysics Research Letters, 13, 1442-1445.

Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 62, 3, 699-718.

Levi, S., Merrill, R. T. (1978). Properties of single-domain, pseudo-single-domain, and multidomain magnetite. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 83, 309-323.

Luhr, J. F., Carmichael, I. S. (1985). Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759-1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 90, 142-161.

Luhr, J. F., Simkin, T., Cuasay, M. (1993). Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield. US Geoscience Press, 427pp.

- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters: SIAM. Journal on Applied Mathematics, 11, 431-441.
- 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.
- Martin Del Pozzo, A.L., Cordoba, C., López, J. (1997). Volcanic impact on the southern Basin of Mexico during the Holocene. Quaternary International, 43, 181-190.
- Martin Del Pozzo, A. L. (1982 9. Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. Bulletin Volcanologique, 45, 1, 9.
- Muller, F. (1990). La cerámica de Cuicuilco B. Un rescate arqueológico. Instituto Nacional de Antropología e Historia, Colección Científica, Serie Arqueología No. 186, 285 pp.
- Navarrete, C. (1991). Cuicuilco y la arqueología del Pedregal: Crónica de un desperdicio. Arqueología, 5, 69-84.
- Pavón-Carrasco, F. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., Torta, J.M. (2011). A Matlab tool for archaeomagnetic dating. Journal of Archaeological Science, 32, 8, 408-419.
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., Santis, A. D. (2014). A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. Earth and Planetary Science Letters, 388, 98-109.
- Pérez-Rodríguez, N., Morales-Contreras, J., García-Tenorio, F., Gogishaishvili, A. (2015). Fechamiento arqueomagnético de las últimas tres erupciones plinianas del volcán Popocatepetl. en Rapalini, A.E., Caballero-Miranda C., Gogichaishvili, A. (editores): Proceedings São Paulo, Brasil, Latinmag Letters, Special Issue, 6, C11, 1-7.

Piña-Chan, R. (1967). Un complejo Coyotlatelco en Coyoacán, México, D. F.. *Anales de Antropología*, Instituto de Investigaciones Históricas UNAM, México. 4, 141-160.

Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64.

Speranza, F., Branca, S., Coltelli, M., D'Ajello Caracciolo, F., Vigliotti, L. (2006). How accurate is “paleomagnetic dating”? New evidence from historical lavas from Mount Etna. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111, B12.

Tauxe, L. (2010), *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press, United States, 489 pp.

Thellier, E., Thellier, O. (1959), Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*, 15, 285-376.

Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., Pérez-Cruz, L., Morales, J. (2016). Archaeomagnetic Dating of the Eruption of Xitle Volcano, Basin of Mexico: Implications for the Mesoamerican Centers of Cuicuilco and Teotihuacan. *Arqueología Iberoamericana*, 30, 23-29.

Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Paleomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern basin of Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 97, 177-196.

Urrutia-Fucugauchi, J., Martin-Del Pozzo, A. L. (1993). Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, Cuenca de México. *Geofísica Internacional* 32, 523-533.

Webring, M. (1985). SAKI: a FORTRAN program for generalized inversion of gravity and magnetic profiles. United States Geological Survey, Open file Report, 85-122, 29 pp.

Zijderveld, J. D. A., Collinson, D., Creer, K. M., Runcorn, S. K. (1967). AC demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in paleomagnetism*, 1, 254-286.

CAPÍTULO 4**RELACIÓN DE ANOMALÍAS GEOMAGNÉTICAS LOCALES CON PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS DE LOS FLUJOS DE LAVA EN EL PARÍCUTIN (OCCIDENTE DE MÉXICO)****Resumen**

El presente trabajo trata de un resumen de las actividades de estándares y operación de instrumentación para observar el Campo Magnético Total (CMT) en el Volcán Parícutin. Se llevaron a cabo estudios a detalle de magnetismo y paleomagnetismo en flujos de lava de las erupciones de sus 11 años de actividad, realizando un set completo de mediciones paleomagnéticas para estimar la mineralogía magnética y determinar las direcciones de magnetización remanente características, teniendo en cuenta que el Campo Geomagnético observado en observatorios existentes en el momento de la extrusiones es bien conocido para el evento de este volcán. Los registros paleomagnéticos de los flujos del Paricutín, estan por debajo de lo esperado en el sitio comparado con el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan y estimados con el modelo *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)*. Así mismo se hace un análisis y modelado de los datos de la magnetometría aérea de los vuelos del Servicio Geológico Mexicano y una magnetometría terrestre a los largo de dos perfiles en direcciones perpendiculares, modelando dos niveles de la estructura interna, una que tiene que ver con fuentes profundas no solo asociadas al Parícutin y otra de más superficial directamente relacionadas a las erupciones recientes y el basamento geológico inmediato.

Palabras clave: Volcán Parícutin, vuelos aeromagneticos, paleomagnetismo, magnetometría terrestre

Abstract

The present work is a summary of the activities on standards and instrumentation operation to observe total vector magnetic field at the Parícutin Volcano. Detailed magnetic and paleomagnetic surveys were carried out on lava flows associated to the 11 years of activity. A full battery of paleomagnetic measurements was performed to estimate magnetic mineralogy and determine the characteristic remanent magnetization directions, taking into account that the Geomagnetic Field observed in nearby existing observatories at the time of extrusions is well known for the time of eruption of this volcano. The paleomagnetic records of the Parícutin flows showed lower values compared to the Teoloyucan Geomagnetic Observatory and estimated with the International Geomagnetic Reference Field model (IGRF). In addition, an analysis and modeling of the data of the aeromagnetic survey retrieved from the Mexican Geological Service and a terrestrial magnetometry along two profiles in perpendicular directions were carried out. The main objective was to model two levels of the internal structure, one that has to do with deep sources (not exclusively associated with Parícutin) and another one of more superficial area directly related to recent eruptions and the immediate geological basement.

Keywords: paleomagnetism, Parícutin Volcano, aeromagnetic survey, terrestrial magnetic survey

Introducción

Es ampliamente aceptado que el campo geomagnético es una manifestación de procesos magnetohidrodinámicos en el núcleo externo, y se considera que el campo magnético principal tiene su origen en corrientes eléctricas en el núcleo. El registro de la intensidad del campo magnético de la Tierra en el pasado (paleointensidad) contiene información importante sobre el funcionamiento de geodinamo y el estado del interior de la Tierra. Las técnicas para recuperar la paleointensidad han evolucionado desde la década de 1930 (Thellier y Thellier, 1959; Coe, 1967a, b) y todas se basan en la

suposición de que la intensidad real del antiguo campo magnético que magnetiza una muestra determinada puede duplicarse en laboratorio. El mejor enfoque para probar la confiabilidad de las técnicas de determinación de paleointensidad absoluta y la competencia de los materiales es realizar experimentos de paleointensidad en flujos de lava modernos para los cuales se conoce la intensidad del campo geomagnético a partir de observaciones históricas directas (e. g., datos de observatorio geomagnético). Tales pruebas han determinado la paleointensidad correcta en muchos casos (e. g., Pick y Tauxe, 1993; Cottrell y Tarduno, 2000; Hill y Shaw 2000; Chauvin *et al.*, 2005; Oishi *et al.*, 2005). Sin embargo, en otros casos, las pruebas no han sido concluyentes (Calvo *et al.*, 2002; Yamamoto *et al.*, 2003; Mochizuki *et al.*, 2004; Coe *et al.*, 2004). El flujo de lava de 1960 de la Isla Grande de Hawái y los flujos de lava históricos del volcán Parícutin, México son, por mucho, los flujos contemporáneos más ampliamente estudiados (Abokodair, 1977; Tanaka y Kono, 1991; Tsunakawa y Shaw, 1994; Tanaka *et al.*, 1995; McLelland y Briden, 1996; Fabian, 2001, Valet y Herrero-Bervera, 2000; Hill y Shaw, 2000; Yamamoto *et al.*, 2003; Herrero-Bervera y Valet, 2009; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004; Goguitchaichvili *et al.*, 2005). Los resultados obtenidos a partir de estos estudios, tanto los experimentos de paleointensidad como las técnicas de desmagnetización con microondas produjeron resultados muy dispersos (ver Figura 4.1 como ejemplo para el flujo de Hawaii 1960, de Herrero-Bervera y Valet, 2009). Estos resultados demuestran que, incluso con el conocimiento de las características magnéticas de la roca de las muestras y la fuerza del campo geomagnético durante el enfriamiento de la lava, la determinación técnica precisa de la paleointensidad con una variedad de métodos puede producir resultados incorrectos.

El objetivo es fortalecer, a partir de los presentes trabajos y conocimientos previos, para encontrar o reducir las fuentes de error en los resultados de paleointensidad y paleodirección de los flujos de lava históricos del volcán Parícutin, sintetizando los resultados de los proyectos de investigación relacionados realizados con anterioridad. Para lograrlo, se toman muestras de estos flujos de lava

(apuntando a sitios cercanos y alejados de zonas de ruptura volcánica y lavas subaeriales gruesas y delgadas) y se investiga sistemáticamente las propiedades magnéticas de roca y se determina las direcciones del campo paleomagnético.

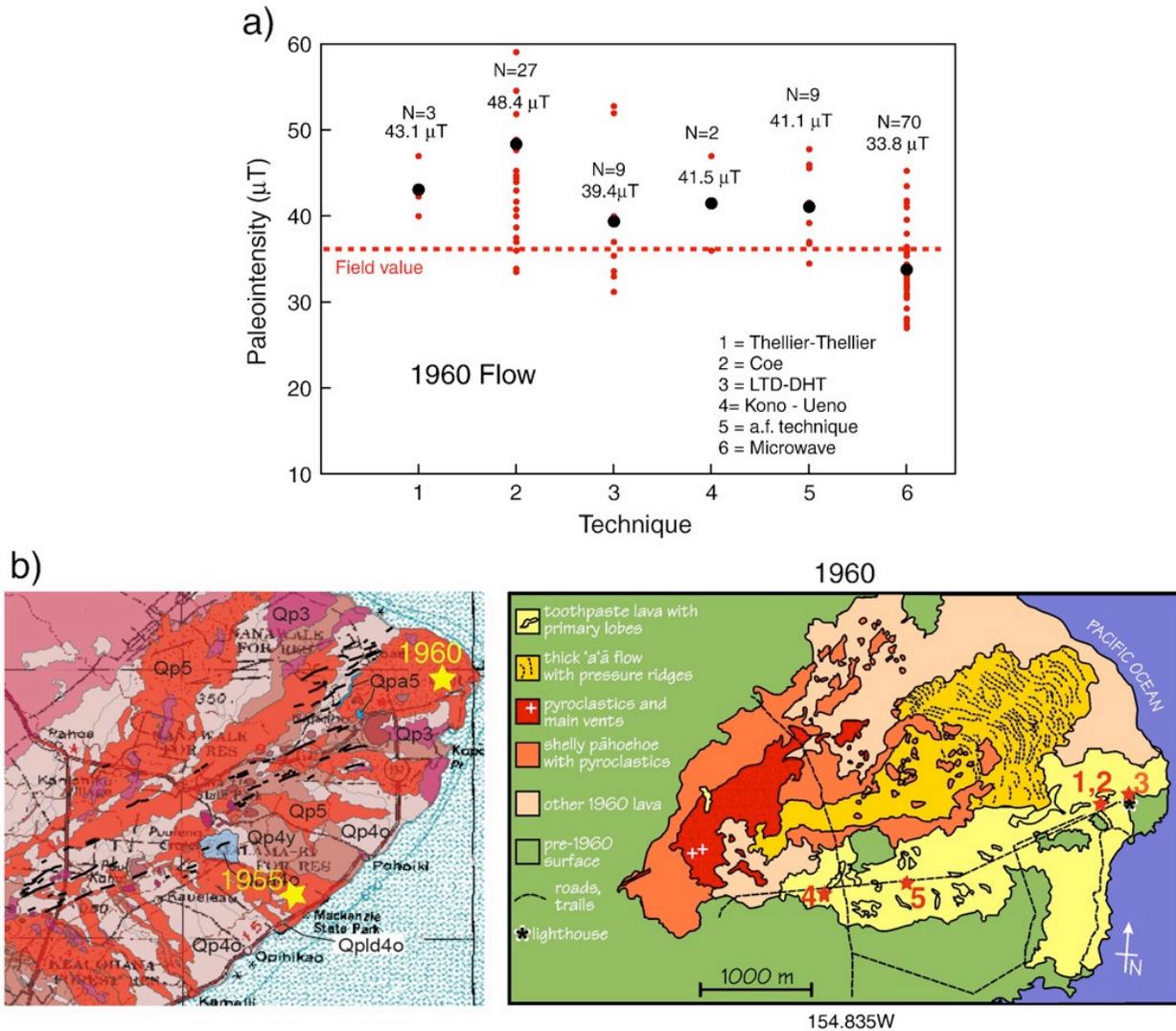


Figura 4.1. a) Resumen de estudios previos de la determinación de paleointensidades del flujo de 1960 (tomado de Herrero-Bervera y Valet, 2009); b) el lado izquierdo muestra los respectivos sitios de los flujos de 1955 y 1960 en la gran isla de Hawaïi. El lado derecho indica la posición de los sitios muestreados en 1960 (1, 2, 3= Herrero-Bervera y Valet, 2009; 4=Yamamoto et al., 2003; 5 = Hill y Shaw, 2000).

Antecedentes e Hipótesis

Los flujos de lava de Hawaii en 1955 y 1960 son muy conocidos por sus registros históricos (Rowland y Walker, 1987; Richter *et al.*, 1970). Su origen pertenece a la fisura este del volcán Kilauea (Figura 4.1). El flujo de 1960 es una lava tipo pasta de dientes que fue depositada cerca del faro en Kapoho, Isla Grande en Hawaii. Ésta duró 388 días y cubrió un área de 10 km^2 , con un volumen estimado de lava de 0.125 km^3 (Richter *et al.*, 1970).

El volcán más documentado recientemente, el Parícutin, apareció el 20 de febrero de 1943 en un campo de maíz cerca de pueblo de San Juan Parangaricutiro, Michoacán, México, cuya actividad duro hasta el final de 1952 (Luhr y Simkin, 1993) (Figura 4.2). El campo de lava, estimado en $700 \times 10^6 \text{ m}^3$, se desarrolló con 23 episodios eruptivos con algunos meses de diferencia entre ellos (Luhr y Simkin, 1993). La composición y petrografía del material cambio de olivino transportado en andesitas basálticas en 1943 a ortopiroxeno en andesitas en 1952 (Wilcox, 1954). Su cono de escoria de 1943 a 1952 dio a los científicos por primera vez la oportunidad de observar el ciclo completo de un volcán desde su nacimiento hasta su extinción.

Como el Campo Geomagnético en el momento de la extrusiones es bien conocido por los datos de observatorio, tanto para Hawaii como para el Parícutin, ambos flujos han sido estudiados exhaustivamente por muchos investigadores (ver los resúmenes de Herrero-Bervera y Valet, 2009 y Goguitchaichvili *et al.*, 2005). Para el flujo de Hawaii, muchos estudios encontraron que los datos las direcciones paleomagnéticas fueron las esperadas (con límites de error de 2°) por extrapolación del observatorio en Oahu (Hagstrum y Champion, 1994; Herrero-Bervera y Valet, 2009), pero inclinaciones muy bajas, hasta 7° , fueron reportados en algunas secciones (Hill y Shaw, 2000).

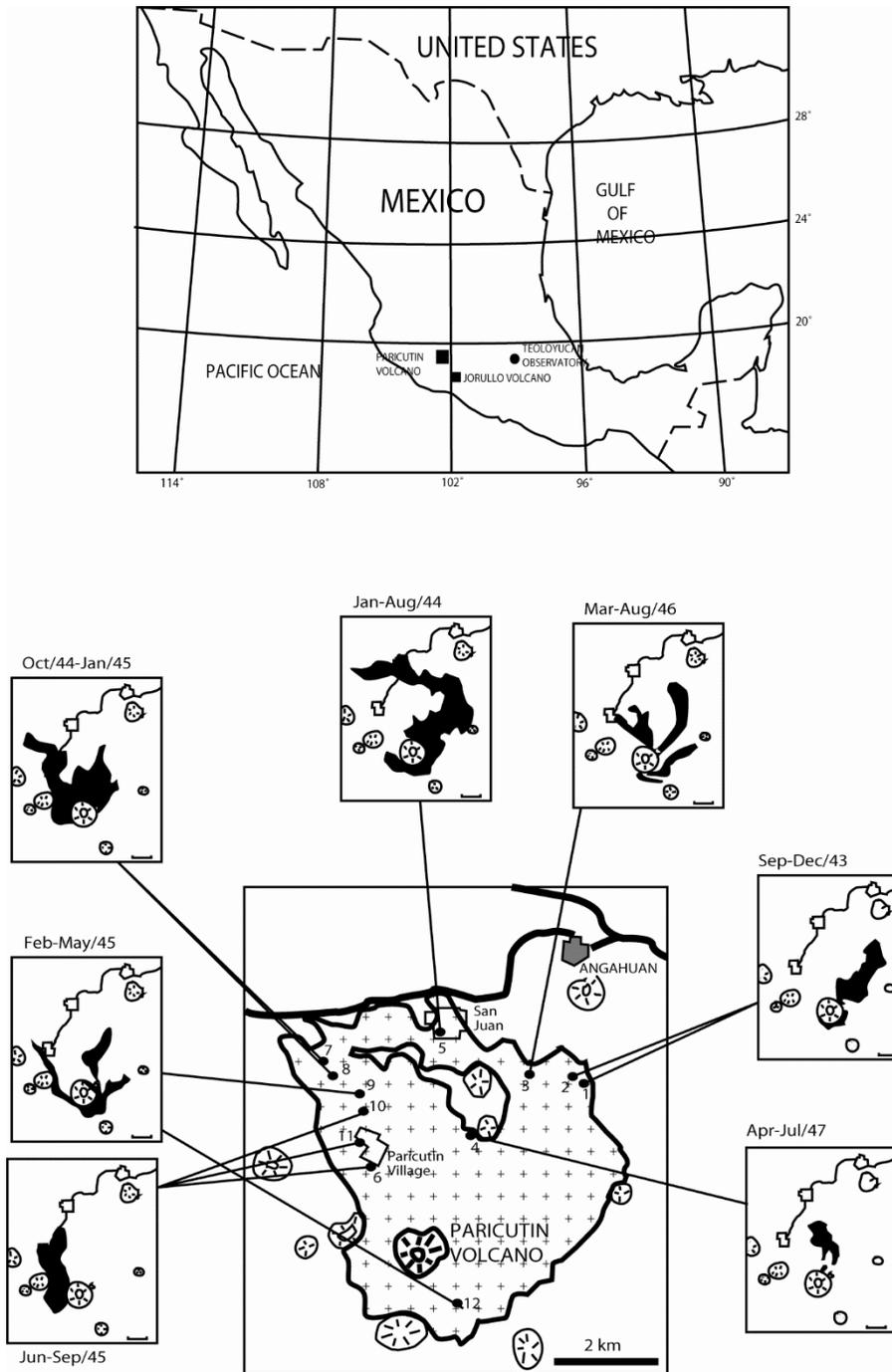


Figura 4.2. (Superior) Localización del campo volcánico del Parícutin; (Inferior) sitios de muestreo paleomagnético (puntos numerados). Los pequeños mapas muestran la distribución de los episodios eruptivos de lava (modificado de Urrutia-Fucuguchi et al., 2004).

Para los registros paleomagnéticos de los flujos del Parícutin, es predominantemente característico datos de cerca de 10° por debajo de lo esperado en el sitio comparado con el Observatorio

Geomagnético de Teoloyucan y estimados con el modelo *IGRF* 1945 y 1950 (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004).

La paleointensidad estimada para los flujos de lava de Hawaii y el Parícutin son sorprendentemente anormales. Su rango va de 27.0 a 68.7 μT para el flujo de lava de Hawaii de 1960 y de 11.0 a 79.0 μT para las rocas del Parícutin. A pesar de ello existen valores razonables reportados para Hawaii (Hill y Shaw, 2000; Herrero-Bervera y Valet, 2009), remarcando que la mayoría de los estudios no han podido reproducir los valores esperados de intensidad de 36 μT en Hawaii y de 45 μT en el Parícutin, a pesar de que los estudios satisfacen criterios estrictos.

Los resultados anómalos de paleointensidad en flujos de 1960 de Hawaii han desencadenado discusiones de muchos investigadores con ciertos reclamos acerca de las técnicas de determinación y registro paleomagnético de materiales. Por ejemplo, Yamamoto y Tsunakawa (2005) señalaron que los experimentos tipo Thellier de paleointensidad en lavas de los últimos 5 Ma pudieran estar significativamente muy elevados (al menos 2 veces) que los valores reales. Otros investigadores, por otro lado, sugieren que es peligroso señalar conclusiones acerca de las técnicas y materiales de paleointensidad basados en unidades aisladas, como el flujo de Hawaii de 1960 (Donadini *et al.*, 2007). Estos reclamos, de ser ciertos, tendrían grandes implicaciones en los protocolos del experimento Thellier y en el origen de la magnetización remanente de los flujos de lava históricos. Se piensa que estos señalamientos son comprobables inherentemente con un análisis más detallado de nuevos datos de paleointensidad y caracterización magnética complementaria de las rocas, que es el objetivo de este proyecto.

Hipótesis

Es crítico comprender la causa de los resultados anómalos de paleointensidad. Muchas hipótesis han sido propuestas para explicar estos resultados, como (1) la adquisición de una magnetización remanente

termoquímica durante el estado natural de enfriamiento de la lava o remagnetización química; (2) efectos de un campo no dipolar local o global; (3) la influencia de muchos campos anómalos debidos a el terreno volcánico subyacente; (4) la adquisición relativa de pTRM a moderadas bajas temperaturas; (5) como consecuencia de los protocolos experimentales y sesgos en la interpretación; (6) la significativa variabilidad del muestreo en un solo sitio; y (7) errores instrumentales y humanos en el muestreo y medidas de laboratorio (Yamamoto *et al.*, 2003; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004; Yamamoto y Tsunakawa, 2005; Donadini *et al.*, 2007; Herrero-Bervera y Valet, 2009). Todas estas posibles causas pueden contribuir a los resultados anómalos, aunque unas sean mas probables que otras. Mas adelante se exploraran las tres mas probables (errores de medición, error en el muestreo y error en el análisis) que toman en cuenta el origen de la paleointensidad anómala.

HIPOTESIS PRINCIPAL – Las lavas no pueden registrar correctamente el Campo Geomagnético debido a anomalías magnéticas locales, una alta refracción magnética y efecto del terreno, o anomalías magnéticas intensas debidas a rayos, fuentes del espesor de lava por debajo o intrusivas mas profundas o variabilidad dentro del flujo.

Lavas altamente magnetizadas puede afectar al campo magnético local. Stacey y Banerjee (1974) señalan que el campo magnético local puede refractarse cuando entra en el enfriamiento de lava, por lo tanto, el campo magnético en las proximidades de la lava de enfriamiento no es el verdadero Campo Geomagnético. Baag *et al.* (1995) midieron el Campo Geomagnético ambiente superior en los basaltos recientes en la isla de Hawaii. De acuerdo con sus observaciones, las direcciones de campo magnético local son sustancialmente diferentes de la IGRF hasta en 20° a excepción de los compuestos por pahoehoe, Shelly y un deposito de lava delgada plana. En un estudio detallado del flujo de lava Pohue Bay, el volcán Mauna-Loa, Hawaii, Jurado-Chichay *et al.* (1996) informaron sobre los efectos de

magnetización sobre la orientación de núcleos paleomagnéticos en un afloramiento. Encontraron grandes diferencias angulares entre los acimuts solares y magnéticos (hasta 17°). Los resultados de estos estudios sugieren que debemos prestar atención al efecto local del terreno para un estudio paleomagnético preciso. En muchos estudios del flujo de lava de Hawaii anteriores, sin embargo, es poco probable que sea la causa principal de los paleointensidades anómalas debido a: 1) de acuerdo con el vuelo aeromagnético en 1978 (Hildenbrand *et al.*, 1993), la anomalía de la intensidad total muestra que no excede de $1 \mu\text{T}$ en la isla de Hawaii; 2) como se ha mencionado, la declinación magnética en el sitio de toma de muestras es consistente con la esperada a la del *IGRF* 1995; y 3) no existe una correlación entre las intensidades de NRM y los altos paleointensidades, lo que sugiere que el campo magnético ambiente no fue perturbada por la anomalía local.

En el caso de los flujos de lava Parícutin, el efecto magnético resultó en diferencias angulares de las direcciones medias del sitio y la dispersión asociada estimada utilizando las orientaciones del campo solar y magnéticos (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004). Teniendo en cuenta toda esta información, parece probable que la anomalía magnética local puede ser una fuente significativa de paleointensidad anómala en algunos, pero no en todos los resultados de paleointensidad alta.

Otra fuente potencialmente importante de error es la variabilidad de las muestras significativas dentro de un solo flujo. Muchas investigaciones señalan que el análisis solo de una muestra que represente a una roca no es apropiado. Para mantener la coherencia y la confianza en los resultados de paleointensidad, es importante medir múltiples muestras de cada unidad de enfriamiento. Para flujos de lava, Valet (2003) propone que al menos 6 muestras se deben medir para obtener una determinación paleointensidad robusta. Los análisis estadísticos por Biggin *et al.* (2003) y resultados en flujos del Parícutin con magnetización por microondas de Gogutchichvili *et al.* (2005) sugieren que la norma actual de determinaciones (6) podría ser triplicado para obtener una estimación más representativa del valor medio del flujo.

El tamaño de la muestra es otro factor que puede influir en la determinación de paleointensidad, debido al efecto de la tasa de enfriamiento (Fox y Aitken, 1980). Aitken *et al.* (1991) subrayan que la tasa relativamente rápida de enfriamiento de muestras pequeñas pueden sesgar el regreso de la intensidad de grandes valores. A pesar de la importancia de la tasa de enfriamiento y las correcciones de anisotropía, existe una dificultad para cuantificarlos y no son muy grandes generalmente comparados con los típicos errores experimentales. A pesar de ello estas sugerencias son comúnmente no llevadas a cabo.

Etapas Eruptivas en el Volcán Parícutin

En resumen el Volcán Parícutin presenta etapas eruptivas descritas por diversos autores (Foshang y González, 1956; Luhr y Simkin, 1993; Corona-Chavez, 2002; Alcantara-Ayala, 2010), en donde se han clasificado cuatro: Quitzocho, Sapichu, Taquí y período final con reactivación (Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Etapas eruptivas del Volcán Parícutin.

Etapa	Duración	Característica
Quitzocho	02/1943-10/1943	Primer derrame de lava, construcción del cono, depósitos piroclásticos (lapilli y bombas). El cono alcanza arriba de los 300 metros de altura (75% de su altura total). Explosiones violentas, fumarolas, caída de cenizas y flujos de lava. Composición andesítica y basáltica.
Sapichu	10/1943-01/1944	Abundancia de derrames de lava y la aparición de conductos volcánicos: <i>Mesa del Corral</i> , <i>Sapichu</i> y <i>Ahuan</i> . Surgimiento de un cono volcánico parásito (<i>Sapichu</i>) que produce un flujo aproximadamente de 2 km al noroeste del cono principal durante noviembre y diciembre de 1943. Erupción cíclica similar al cono principal, pero en menor escala y de tipo estromboliano con bloques de diorita y xenolitos graníticos composición del basamento que subyacía al volcán.
Taquí	01/1944-01/1944	Serie de conductos volcánicos formados al sur y al este del cono principal, produce derrames (flujo Taquí) con espesores de 60 metros que viajaron distancias de 10 km. Aparece la Mesa de los Hornitos, en la parte sur. Crece hasta los 355 metros de altura con un diámetro en su base de aproximadamente 1,000 metros y 400 metros en el cráter. Actividad menor al Quitzocho pero mayor al

Sapichu, el flujo de lava alcanza al poblado de San Juan Parangaricutiro.

Final	01/1944-02/1953	Erupciones de baja intensidad con exhalación de material piroclástico seguido de flujos de lava. En febrero de 1947 el conducto Sapichu fue cubierto. De 1948 a 1949 la frecuencia de erupciones fue aproximadamente de 3 meses. En 1952 tuvo una reactivación con una columna de vapor y de ceniza de 3 kilómetros de altura la cual tuvo 5 repeticiones hasta marzo de 1952 de baja intensidad y corta duración terminando con la actividad del volcán.
-------	-----------------	---

Los diversos estudios que se presentan a continuación contemplan en su mayoría esta historia evolutiva del edificio volcánico. En general se han abarcado las diferentes descripciones en la construcción resumida tanto en las mediciones geomagnéticas y muestreo paleomagnético, así como en la construcción del modelo conceptual basado sobretodo en la magnetometría terrestre.

Medición de Componentes Geomagnéticas

Los sitios de muestreo de núcleos para paleomagnetismo y observación del Campo Geomagnético son los 7 flujos de lava 1943-1946 referidos por Urrutia-Ficugauchi *et al.* (2004) y Goguitchaichvili *et al.* (2005) (Tabla 4.2, Figura 4.3). Para llevar a cabo las mediciones del Campo Geomagnético se emplearon un magnetómetro de intensidad total GEM GSM-19 de efecto Overhauser y un magnetómetro de declinación e inclinación DI-flux MINGEO/Zeiss THEO010A.

Tabla 4.2. Sitios de muestreo de núcleos para análisis paleomagnético y de observación del Campo Geomagnético.

Sitio	UTM			GEO		h [m]
	Zone	E [m]	N [m]	Lat [°]	Long [°]	
PA01	13Q	791,582	2,160,623	19.5190	-102.2217	2,328
PA02	13Q	790,667	2,161,224	19.5246	-102.2304	2,314
PA03	13Q	788,696	2,162,134	19.5331	-102.2490	2,277
PA04	13Q	786,908	2,159,655	19.5110	-102.2664	2,315
PA05	13Q	788,617	2,156,458	19.4819	-102.2506	2,588
PA06-07	13Q	787,874	2,157,364	19.4902	-102.2575	2,599
PA08	13Q	787,819	2,156,701	19.4842	-102.2582	2,572
PA09	13Q	788,934	2,156,123	19.4788	-102.2476	2,555

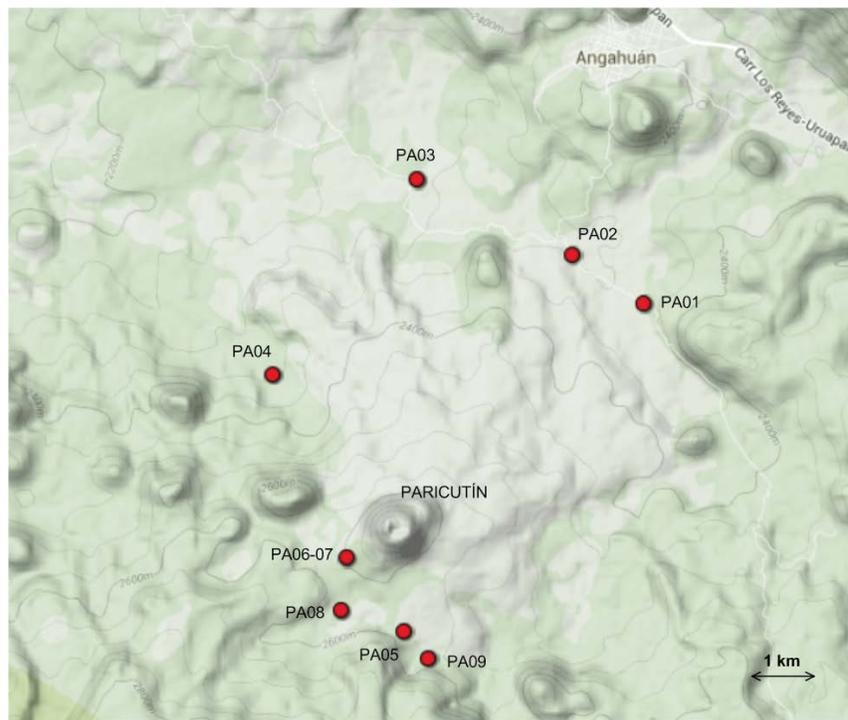


Figura 4.3. Sitios de muestreo y mediciones.

En cada sitio de medición se tomó la consideración de la existencia de dos áreas: A que se encuentra fuera de la influencia magnética de los flujos de lava, por lo menos 15 m alejado del sitio de muestreo paleomagnético y B directamente sobre el flujo. Se seleccionó el área A (nombrado PAXXA), se

observaron las componentes geomagnéticas de declinación, inclinación e intensidad total (D, I y F) mediante el protocolo de una estación magnética de repetición (Rasson, 2004) y se determinaron los azimuts relativos de la mira común de referencia astronómica y del punto subsecuente B. Se emplazó el punto B sobre el flujo de lava (nombrado PAXXB), se llevó a cabo el mismo protocolo del inciso anterior, pero con determinación de azimut relativo al punto A. Posteriormente empleando el GSM-19, se levanto una línea de magnetometría de por lo menos 100 m de extensión en dirección sur-norte para observar el cambio de la anomalía magnética local de la transición entre las zonas A y B. En cada uno de los sitios de observación se llevó a cabo además una orientación astronómica de la mira de referencia a través de observaciones solares (en A o en B) y se tomaron las posiciones GPS de los puntos A, B y de la mira de referencia astronómica.

El resumen de las reducciones finales para los sitios observados en el Volcán Parícutin en los flujos de lava de 1943 a 1946 se presentan en la Tabla 4.3. Como era de esperarse todos los elementos magnéticos presentan un campo normal por la época en que se formaron. Sin embargo se debe comentar que los valores observados, desde el punto de vista de un observatorio magnético o de una estación de repetición, están alejados en algunos casos de los valores esperados que se pueden ver en las curvas de variación secular del modelo IGRF-12 y medido en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan .

En general se esperaría que las mediciones en el área A tuvieran valores muy cercanos a los que marca el modelo IGRF-12 para el Parícutin que son de $Dec=6^\circ$, $Inc=46.6^\circ$ y $F=40,400$ nT; mientras que para los valores B sobre los flujos de lava podrían parecer mas a un valor comprendido entre 1943-1946 por el NRM asociado a estos en su formación y que son de $Dec=10^\circ$, $Inc=46^\circ$ y $F=44,500$ nT. Esto es que las diferencias B-A bajo este punto de vista tendrían que ser $dD=4^\circ$, $dI=0.6^\circ$ y $dF=4,100$ nT.

Tabla 4.3. Resumen de las observaciones de Campo Geomagnético para D, I y F; A, es la medición en el área considerada fuera de la influencia de los flujos de lava; B, es la medición sobre el flujo; B-A, es la diferencia entre ambas áreas.

Sitio	D [°]		I [°]		F [nT]		dD [°]	dI [°]	dF [nT]
	A	B	A	B	A	B	B-A	B-A	B-A
PA01	5.6046	9.2644	45.5709	48.9576	41,239.8	41,588.6	3.6598	3.3867	348.8
PA02	5.4470	6.7632	45.0239	45.6211	40,496.5	42,453.6	1.3162	0.5972	1,957.1
PA03	13.7398	13.3867	42.8298	46.0937	40,900.1	43,116.0	-0.3531	3.2639	2,215.9
PA06-07	5.0651	6.1315	47.3092	49.6130	39,761.5	42,204.0	1.0664	2.3038	2,442.5
PA08	5.4011	6.3087	48.4150	48.0116	41,188.1	40,318.4	0.9076	-0.4034	-869.7
PA04	9.8465	11.7917	45.4954	48.2149	39,776.3	39,155.1	1.9452	2.7195	-621.2
PA05	6.5950	2.1052	43.9190	43.0972	40,911.2	40,514.0	-4.4898	-0.8218	-397.2
PA09	6.2534	3.5131	43.3633	47.1491	41,487.7	43,936.6	-2.7403	3.7858	2,448.9
Media	7.2441	7.4081	45.2408	47.0948	40720.2	41660.8	0.1640	1.8540	940.6

En un principio podemos afirmar que las mediciones obtenidas, desde el punto de vista de un observatorio geomagnético y de estaciones de repetición, no cumplen con los estándares geofísicos de cero perturbaciones locales. Se está trabajando en sitios con fuentes de alta perturbación magnética. Es por ello que de entrada no podemos esperar valores exactos para el comportamiento normal del Campo Magnético Principal durante las observaciones en los alrededores y sobre los flujos de lava el Volcán Parícutin. Se esperaría que las desviaciones de lugares adecuados contra valores esperados del modelo IGRF fueran de pocas decenas de minutos de arco para las direcciones y un par de centenas de nT para la intensidad total (Jankowski y Sucksdorf, 1996).

Sin embargo los valores no están disparados para los estándares de la determinación de valores paleomagnéticos en laboratorio cuya dispersión puede alcanzar unos cuantos grados para las paleodirecciones y hasta μT para las paleointensidades como se puede apreciar en Urrutia-Fucugauchi *et al.* (2004) y Goguitchaichvili *et al.* (2005) para el Parícutin en particular.

En particular podemos observar que las direcciones, declinación e inclinación, son mas susceptibles a variar en cuanto a la posición del emplazamiento del DI-flux (A o B). En general la declinación muestra el comportamiento de la llamada deriva hacia el oeste (*west ward drift*) que se ha observado por lo menos sistemáticamente los últimos 450 años (Constable, 2009), evidente en el valor de $B-A > 0$. Sin embargo hay un par de estaciones (PA05 y PA09) cuyas mediciones dan valores de $B-A < 0$, sobretodo por la determinación de la declinación en B ya que en A muestran valores cercanos al esperado. En el caso particular de PA03 donde $B-A$ es negativo pero cercano a cero, no lo consideramos en cualquiera de estos dos casos por las condiciones particulares del sitio donde existía la estructura que es fuente de perturbación magnética.

Los valores de intensidad total en general se muestran cercanos a valores esperados. Son solo tres casos en donde la relación $B-A$ es menor a cero en PA08, PA05 y PA05, pero hay que tomar en cuenta que el sensor de este instrumento puede ser muy sensible a objetos superficiales como es el caso de unidades geológicas magnéticas que no se encuentren a la vista por debajo del sitio de medición. Para ello es mas valioso el perfil de campo total en dirección sur-norte para cada punto que para cada curva hay indicación del cambio superficial de un terreno casi normal a la presencia del flujo de lava estudiado.

Magnetometría Terrestre

Se llevaron a cabo dos levantamientos terrestres de magnetometría sobre el edificio volcánico y las erupciones históricas del Parícutin. El primero con dirección preferencial sur-norte y el segundo oeste-este (Figura 4.4).

El perfil sur-norte tiene una extensión de casi 6,000 m y abarca por completo las erupciones volcánicas pertenecientes a las fisuras principales como la Mesa de los Hornitos, el cono principal y el Sapichu (sur, parte media y norte respectivamente), siguiendo la ruta mas famosa de caminata. El perfil oeste-este, debido a que no existen rutas trazadas, se siguió el camino que recorre las erupciones de la parte

norte desde las ruinas de San Juan Parangaricutiro (San Juan Viejo) hacia la población de San Juan Nuevo con una extensión aproximada de 1,900 m.



Figura 4.4. Imagen del Google Earth donde se muestran las rutas de los levantamientos magnetométricos y los puntos de medición geomagnética y paleomagnéticos PA01 al 09 (el norte esta a la derecha de la imagen).

El Campo Magnético Residual (RMF) para el perfil sur-norte (Figura 4.5) muestra una señal anómala con amplitudes muy grandes, sobretodo en cuatro firmas dipolares muy particulares, correspondientes a la fisura sur (cerca de los 800 m) la Mesa de los Hornitos, el cono principal (1,300 m), el Sapichu (1,800 m) y en la porción final del levantamiento (5,250 m).

Es evidente que las variaciones de alta frecuencia del perfil corresponden a cuerpos superficiales o de corta longitud de onda, mientras que las de baja frecuencia a fuentes mas profundas de gran longitud de onda.

Por otro lado para el perfil oeste-este las amplitudes de la anomalía magnética (Figura 4.6) si bien las amplitudes son un poco menores que el sur-norte siguen teniendo firmas con características importantes como el mínimo alrededor de los 750 m y el grupo entre los 1,100 y 1,700 m de distancia.

De igual forma tenemos variaciones de alta frecuencia del perfil corresponden a cuerpos superficiales o de corta longitud de onda, mientras que las de baja frecuencia a fuentes mas profundas de gran longitud de onda.

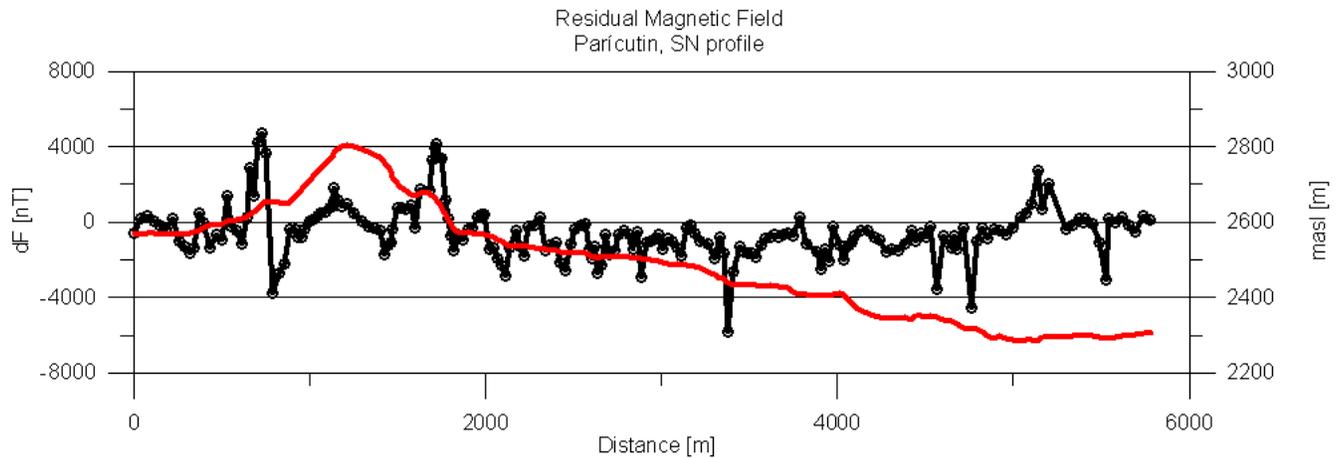


Figura 4.5. Campo Magnético Residual en negro (RMF) y topografía del perfil sur-norte en rojo, en el Volcán Parícutin.

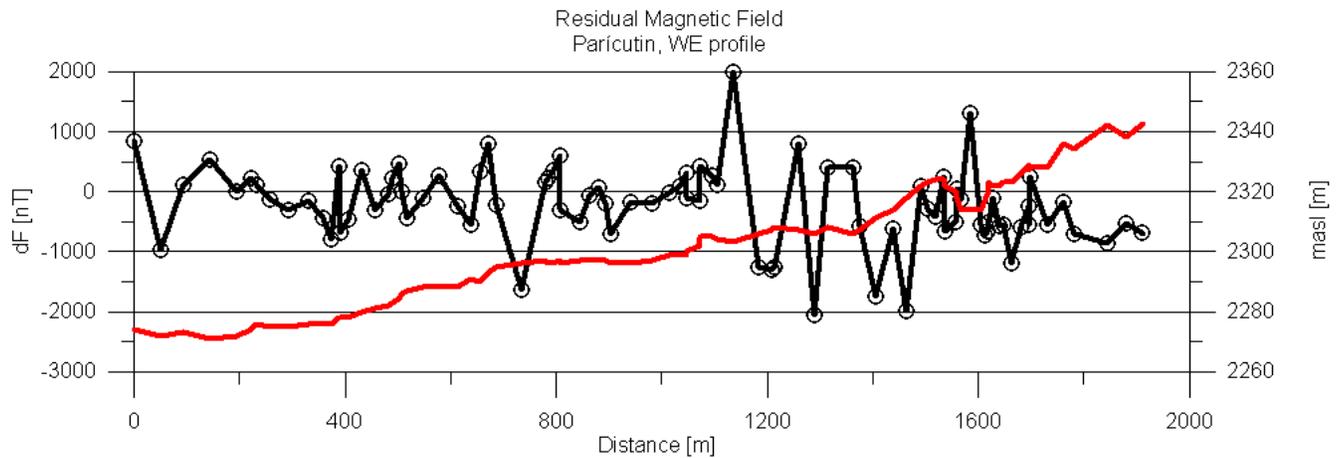


Figura 4.6. Campo Magnético Residual en negro (RMF) y topografía del perfil oeste-este en rojo, en el Volcán Parícutin.

Estudio Aeromagnético

El estudio de magnetometría aérea permitió identificar y caracterizar las anomalías magnéticas relacionadas con el volcán Parícutin, que se correlacionan con las fuentes ubicadas a profundidades que van de los 400 m hasta los 1,200 m. Éste es parte de un estudio más extenso y abarca también el volcán

Tancitaro y, en general, a todo el Campo Volcánico de Michoacán. Los datos aeromagnéticos fueron obtenidos por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en 1999, utilizando el siguiente equipo: Avión Islander BN2-A21; magnetómetro Geometrics G-822A de bombeo óptico de vapor de cesio con una sensibilidad de 0.001 nT; sistema de adquisición de datos, Picodas P-101 AG; magnetómetro de estación base, GEM Systems GSM-19 Overhauser, con sensibilidad 0.01 nT; altímetro de radar, sistema de navegación Sperry RT-220, GPS Ashtech CG24GPS + Glonass, 16m. Los parámetros de vuelo fueron: vuelos de contorno a una altura de 300 m; dirección de las líneas de vuelo Norte-Sur; distancia entre líneas de vuelo 1,000 m; distancia entre líneas de control (este-oeste) 10,000 m; Navegación electrónica (GPS).

Los datos se procesaron inicialmente mediante una compilación digital para corregir el plano de movimiento (compensación magnética) y la variación diurna. De los datos totales del campo magnético (TMF), restamos el *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF época 1995) obteniendo el Campo Magnético Residual (RMF, Figura 4.7): $TMF - IGRF (1995) = RMF$

Los datos se nivelaron utilizando las líneas de control y el micro-nivelado. Todos los procesos descritos anteriormente fueron llevados a cabo por el SGM.

A partir de la información aeromagnética digital del SGM, se grafica el RMF utilizando la media de los datos de Inclinación, Declinación e Intensidad Total, para calcular la Reducción al Polo (RMPF) (Baranov y Naudy, 1964), donde tenemos $46^{\circ}31'$, $7^{\circ}45'$, 41,725 nT respectivamente para el 06/1999. Lo que significa que la anomalía de RMPF se desplace de la fuente asociada, lo que nos permite ubicar el área con respecto al polo norte, donde la inclinación es de 90° y la declinación es de 0° y por lo tanto, las fuentes de magnetismo se ubicarán debajo de la anomalía magnética. Posteriormente, en base al RMPF, se calcula el mapa de la Continuación Analítica Ascendente a 250 m (Figura 4.8) (Henderson *et al.*, 1970).

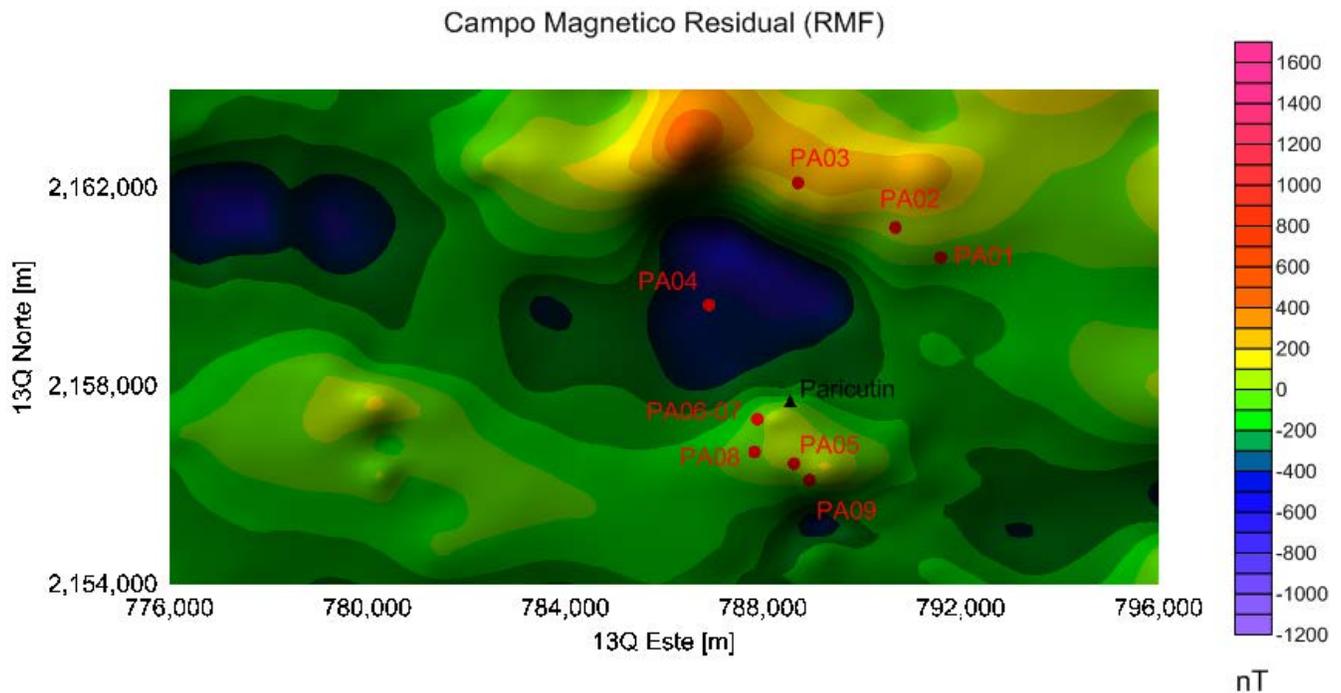


Figura 4.7. Campo Magnético Residual (RMF) basado en los datos de los vuelos aeromagnéticos del Servicio Geológico Mexicano, mostrándose los puntos de mediciones geomagnéticas y muestreos paleomagnéticos (PA01 al 09).

Dominios Aeromagnéticos locales de la RMPF

El mapa de contorno de la RMPF nos muestra la existencia de zonas con diferentes intensidades de magnetización (diferentes colores en la Figura 4.8). Esto nos permite agruparlos en lo que se llama dominios aeromagnéticos (DAM, Lopez-Loera, 2002) que pueden asociarse con rocas que tienen valores de susceptibilidad magnética similares. Esto significa que cada DAM está asociada con una unidad geológica diferente.

A escala regional, toda el área de estudio se correlaciona con una DAM, principalmente asociada con rocas volcánicas. A una escala más local, podemos diferenciar un subdominio aeromagnético (SDAM) descrito a continuación.

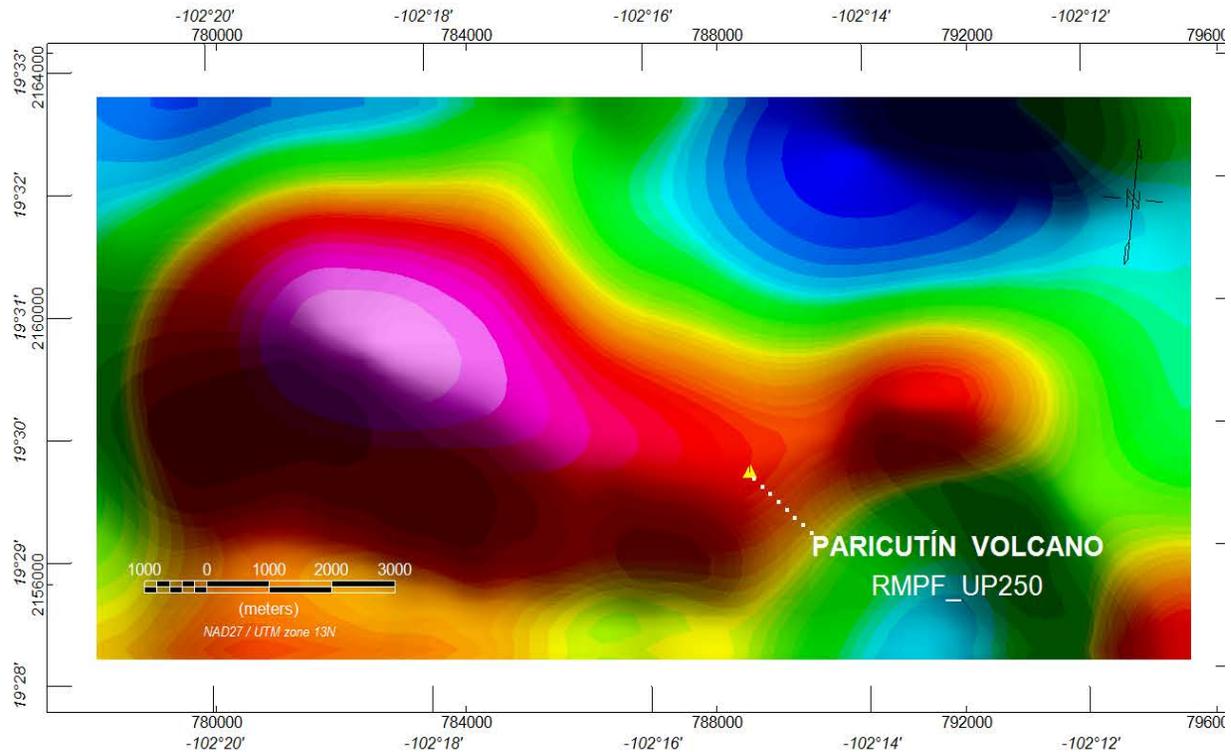


Figura 4.8. Reducción al Polo del Campo Magnético Residual (RMPF) para valores de declinación e inclinación Magnéticas de la época 1995.0 con una continuación ascendente de 250 m.

El SDAM está caracterizado por la existencia de los volcanes Tancítaro y Parícutin, la cual en el mapa de contornos RMPF (Figura 4.8) está conformada por una zona anómala en la dirección EW que contiene dos altos magnéticos, el primero en la dirección WNW-ESE con 9.5 km de longitud y 4.5 km con una dirección NNE-SSW, con un rango de intensidades de -176 a 76 nT, con altitudes topográficas de los 2,092 a 2,768 m. El cráter del Volcán Parícutin (2,092 msnm) está localizado aproximadamente en los 6.4 km en la dirección ESE.

El segundo alto magnético está ubicado hacia la porción E de la zona de anomalía y muestra una dirección ENE-WSW de 2.4 km de longitud, con un ancho de 1.2 km hacia el NNW-SSE. Muestra una intensidad de magnetización máxima de -80 nT y una mínima de -170 nT, con una altitud máxima de 2,531 m, y la más baja de 2,360 con una distancia al cráter de Parícutin de 2.9 km hacia el WSW.

Modelo de la Anomalía Magnética

La geometría y las propiedades magnéticas de las fuentes asociadas con la anomalía del volcán Parícutin son 2D (Figura 4.9) y 3D (Figura 4.10) modeladas usando el software GM-SYS (la rutina de inversión GM-SYS utiliza un algoritmo de inversión Marquardt; Marquardt, 1963) para linealizar e invertir los cálculos. GM-SYS utiliza para 2D una implementación de este algoritmo para el procesamiento de datos magnéticos desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos en el programa de computadora SAKI (Webring, 1985). La anomalía está modelada por cuerpos poligonales con diferentes magnetizaciones. Una limitación importante en el análisis es la falta de información sobre las variaciones de las propiedades magnéticas con la profundidad. Un problema en la construcción de modelos cuantitativos es la heterogeneidad de las propiedades magnéticas observadas en los depósitos volcánicos, donde las magnetizaciones remanentes residen en los flujos volcánicos, produciendo direcciones de magnetización dispersas de intensidad variable.

El modelo 2D del Parícutin se llevo a cabo con la Reducción al Polo (Baranov y Naudy, 1964) y la Continuación Analítica Ascendente a 50 m (Henderson *et al.*, 1970). Los valores usados para la reducción al polo, son de $9^{\circ} 57.6'$ y $46^{\circ} 12'$ para la declinación e inclinación respectivamente, valores obtenidos de la Reducción al Polo Geomagnético (Goguitchaicnvilli *et al.*, 2018) a partir de los registros del Observatorio Magnético de Teoloyucan (Tabla 4.4). Estos valores son usados ya que se considera que las rocas eruptivas, cuya composición principal son andesitas basálticas (Wilcox, 1954), su mayor componente magnética viene de su magnetización natural remanente (NRM), esto es en el momento de su enfriamiento.

Tabla 4.4 Valores anuales en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan y valores obtenido a la Reducción al Polo Geomagnético en el Volcán Parícutin.

AÑO	TEOLOYUCAN			PARÍCUTIN		
	D [°]	I [°]	F [nT]	D [°]	I [°]	F [nT]
1943	9.66	47.15	45176	10.11	46.27	45042
1944	9.64	47.14	45144	10.1	46.26	45010
1945	9.65	47.09	45049	10.1	46.21	44916
1946	9.62	47.03	44923	10.07	46.15	44790
1947	9.62	47.01	44870	10.07	46.13	44737
1948	9.47					
1949	9.42	47.09	44891	9.87	46.22	44758
1950	9.36	47.07	44789	9.81	46.21	44656
1951	9.31	47.05	44745	9.77	46.19	44612
1952	9.26	47.04	44710	9.72	46.19	44578
Media	9.5	47.07	44922	9.96	46.2	44789
Desv. Estd.	0.16	0.05	168.66	0.16	0.05	168.1

El modelo 2D de la anomalía magnética (Figura 4.9) a través del GM-SYS se basa principalmente en las etapas eruptivas descritas en la Tabla 4.1. El modelo conceptual contempla dos partes. Un primer esquema con una fuente de alimentación localizada a los 5,000 m de profundidad bajo el nivel medio del mar, sin que se discuta si es una cámara o diques de alimentación, basándose el resultado obtenido por Simón-Velzaquez (2018), a través de los métodos descritos por Bott y Smith (1958) y Blakely (1995) (Figura 4.9A). Por otro lado se tiene en la parte superficial una secuencia eruptiva basada en los episodios de las cuatro etapas de la Tabla 4.4 (Figura 4.9B), donde se ha establecido la geometría de acuerdo a las descripciones de Foshang y González (1956), Luhr y Simkin (1993), Corona-Chavez (2002) y Alcantara-Ayala (2010) y al ajuste de la RMPF con los valores calculados de la Figura 4.9C, observándose que el error se presenta muy alto atribuible a el pobre ajuste que tiene la anomalía entre los 4,600 y 5,000 m, rasgo que no se asocia directamente a la erupción del volcán, sino a la existencia

de la estructura volcánica pre-existente al final de la ruta de medición, que no fue contemplada para modelar.

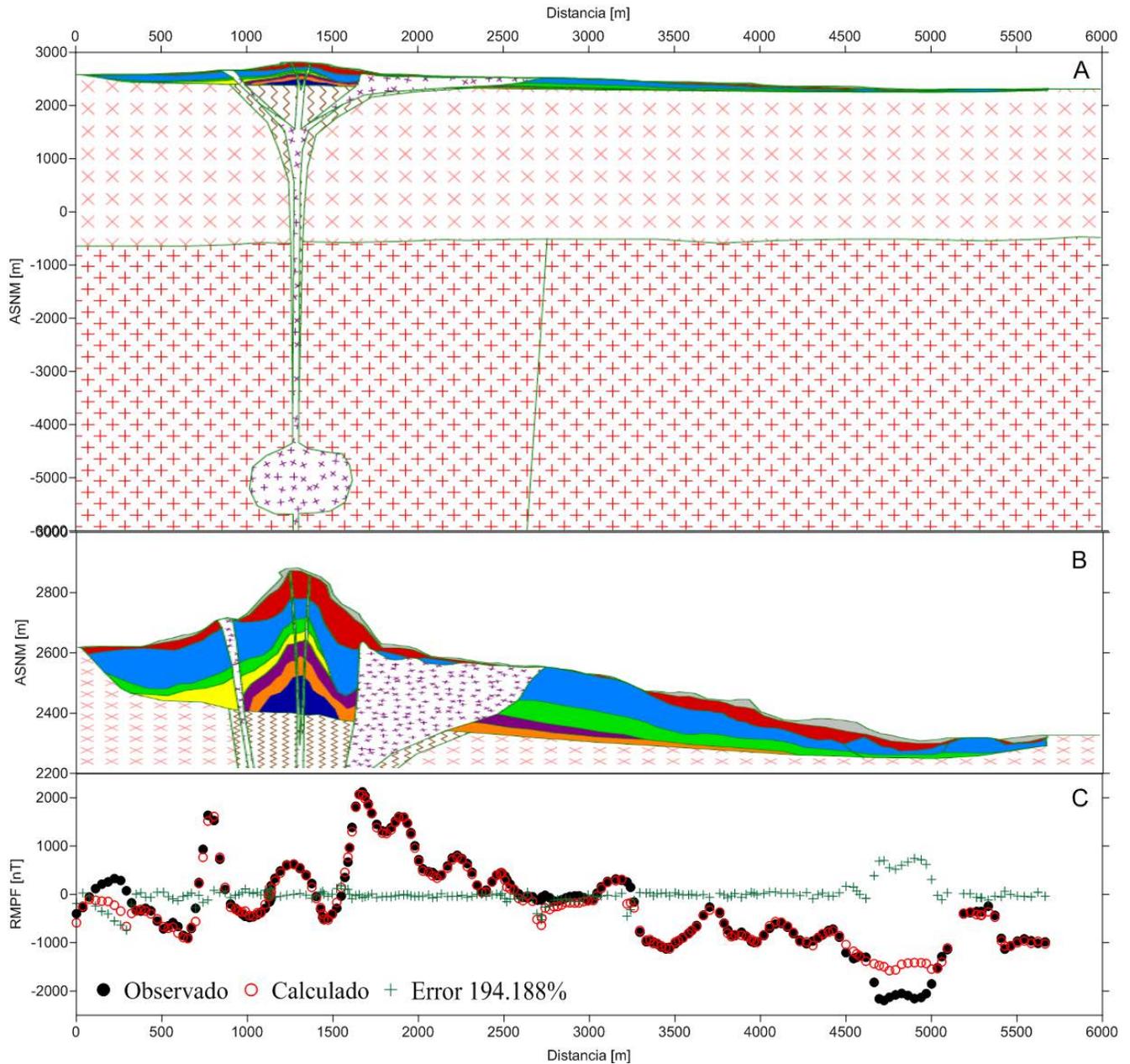


Figura 4.9. Modelo 2D del perfil sur-norte: (A) modelo con una cámara de alimentación a 5,000 m de profundidad aproximadamente; (B) un zoom superficial para observar las etapas eruptivas basadas en la Tabla 4.1 y; (C) ajuste de la anomalía magnética reducida al polo con continuación ascendente a 50 m (RMPF).

Un segundo modelado 3D se llevo a cabo para conocer las características morfológicas de las fuentes regionalmente (Figura 4.10) con el software VOXI de Geosoft utilizando la técnica de Inversión por

Vector Magnético (MVI) (Ellis *et al.*, 2012), donde se introduce la amplitud y la dirección del vector como incógnitas separadas en una regularización de gradiente mínimo de Tikhonov. La técnica MVI se distingue de otros enfoques por su uso de la susceptibilidad magnética como el proxy escalar para el carácter magnético del modelo.

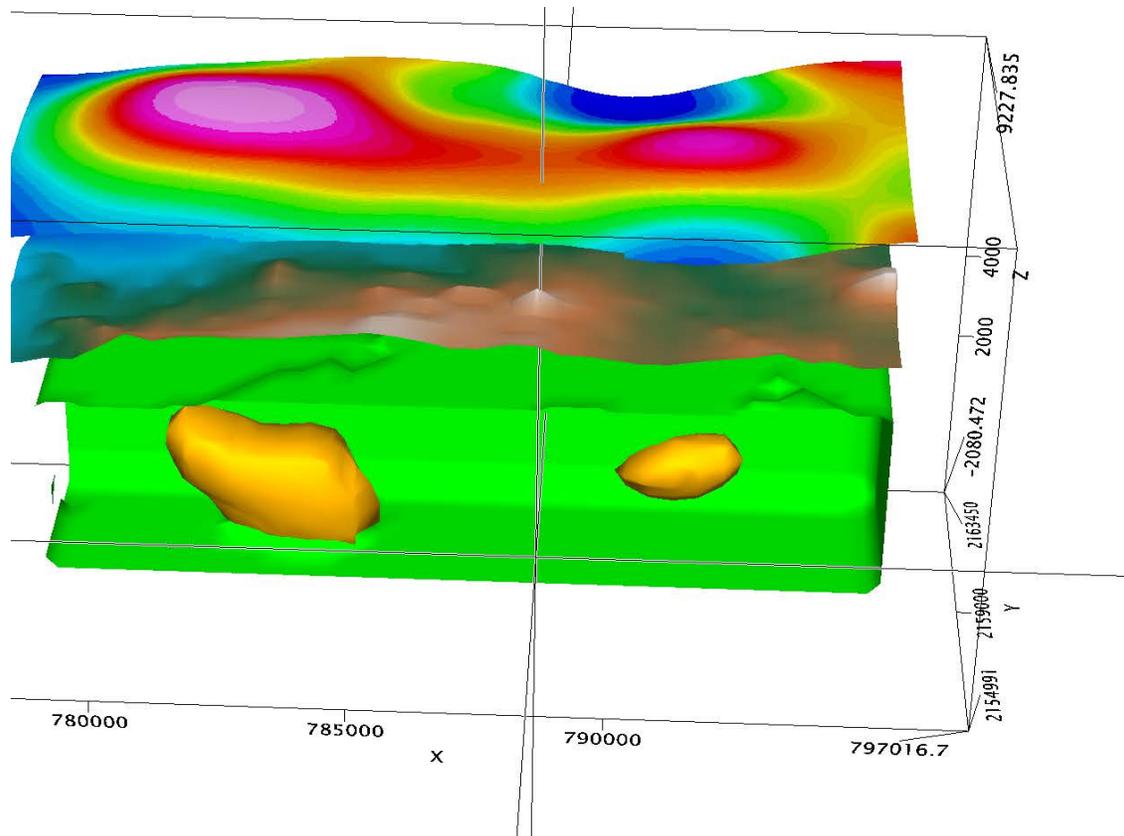


Figura 4.10. Modelo 3D para el Campo Magnético Residual Reducido al Polo y con Continuación Analítica Ascendente a 250 m (RMPF, Figura 4.8).

La magnetometría aérea en el mapa de Reducción al Polo (RMPF) muestra, como se mencionó, la existencia de un subdominio aeromagnético asociado con el volcán Parícutin. El volcán Parícutin no tiene una asociación clara con ninguna de las dos anomalías cercanas a éste. Una está ubicado a 6.4 km del WNW-ESE y la otra a 2.9 km en una dirección ENE.

Las profundidades encontradas para las fuentes de las anomalías con el modelado 3D varían entre 980 y 1,400 m bajo el nivel medio del mar. Sin embargo este modelo es mas regional que el determinado a través de la magnetometría terrestre para el modelo 2D. La única coincidencia sería la localización espacial de la fuente pero no así su profundidad.

Estudio Paleomagnético

Para identificar los minerales magnéticos portadores de la remanencia y para verificar su estabilidad termica, se realizaron mediciones de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas termomagnéticas k-T) utilizando un medidor de susceptibilidad Bartington Ltd equipado con horno. Una muestra de cada flujo se calentó desde temperatura ambiente hasta 630 °C a una velocidad de 15 °C/min en presencia de gas argón para reducir los efectos de la oxidación durante el calentamiento y posteriormente se enfrió a la misma velocidad. Las temperaturas de Curie se obtuvieron siguiendo el método de doble tangente de Grommé *et al.*, (1969).

Todas las muestras se cortaron en especímenes estándar paleomagnéticos cilíndricos y se colocaron dentro de un escudo magnético durante dos semanas para reducir o eliminar la remagnetización remanente viscosa. Posteriormente, la magnetización remanente natural (NRM por sus siglas en ingles) se midió con un magnetómetro *spinner* AGICO JR6a. Para examinar la estabilidad magnética y obtener las direcciones primarias (características) de magnetización remanente (ChRM), las muestras se sometieron a desmagnetización progresiva por campos alternos utilizando 8 a 10 pasos con un campo máximo disponible de 90 mT. Se utilizó el desmagnetizador AGICO LDA-3 AF para este propósito. Ocasionalmente, también se llevó a cabo la desmagnetización térmica con horno de doble cámara ASC TD48. Las direcciones ChRM de cada muestra se determinaron por análisis de componentes principales (PCA, Kirschvink, 1980), mientras que las direcciones promedio de cada sitio se calcularon según las estadísticas de Fisher (1953).

Para la gran mayoría de las muestras (Figura 4.11), se evidencia la presencia de dos fases ferrimagnéticas durante el calentamiento y una durante el enfriamiento. El punto de Curie más bajo está entre 200° C y 310° C y los rangos más altos entre 490° C y 570° C. Este comportamiento es posible debido a la coexistencia de titanomagnetitas ricas en titanio para la primera fase y pobres en titanio para el segundo, mientras que el comportamiento irreversible se debe probablemente a la oxidación producida durante el calentamiento o la presencia de las titanomaghemitas.

La magnetización multicomponente se evidencia en la mayoría de las muestras (más del 70% del total). Las componentes secundarias significativas, muy probablemente producidas por los rayos, se eliminan entre 20 y 40 mT (Figura 4.12). Además de este comportamiento anómalo, los experimentos de tratamiento magnético permitieron obtener direcciones bastante bien definidas (Tabla 4.5), mientras que es obvio que estas muestras no pueden usarse para la determinación absoluta de la paleointensidad.

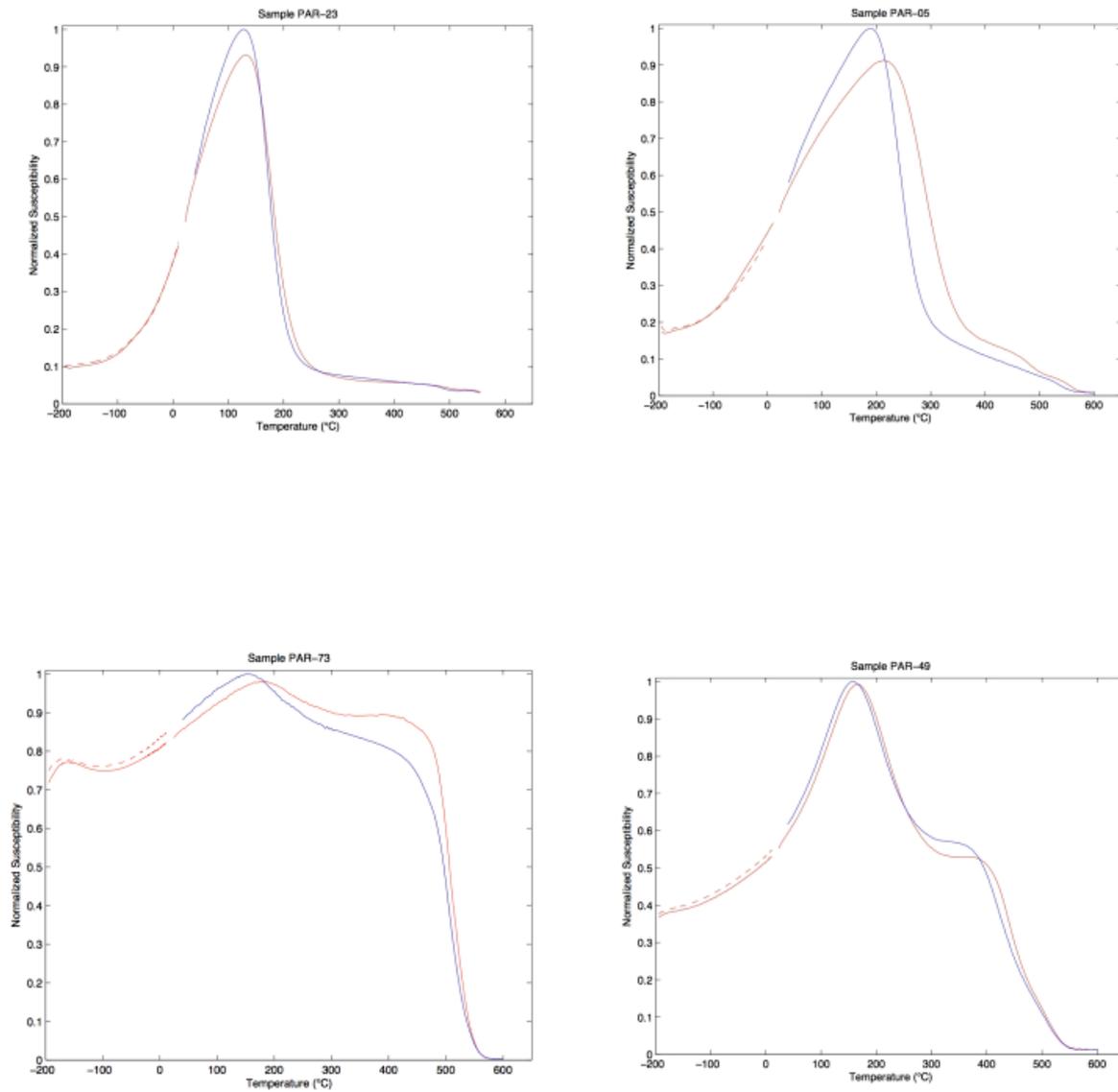


Figura 4.11. Ejemplos de curvas termomagnéticas continuas (susceptibilidad vs temperatura) para muestras representativas de Parícutin.

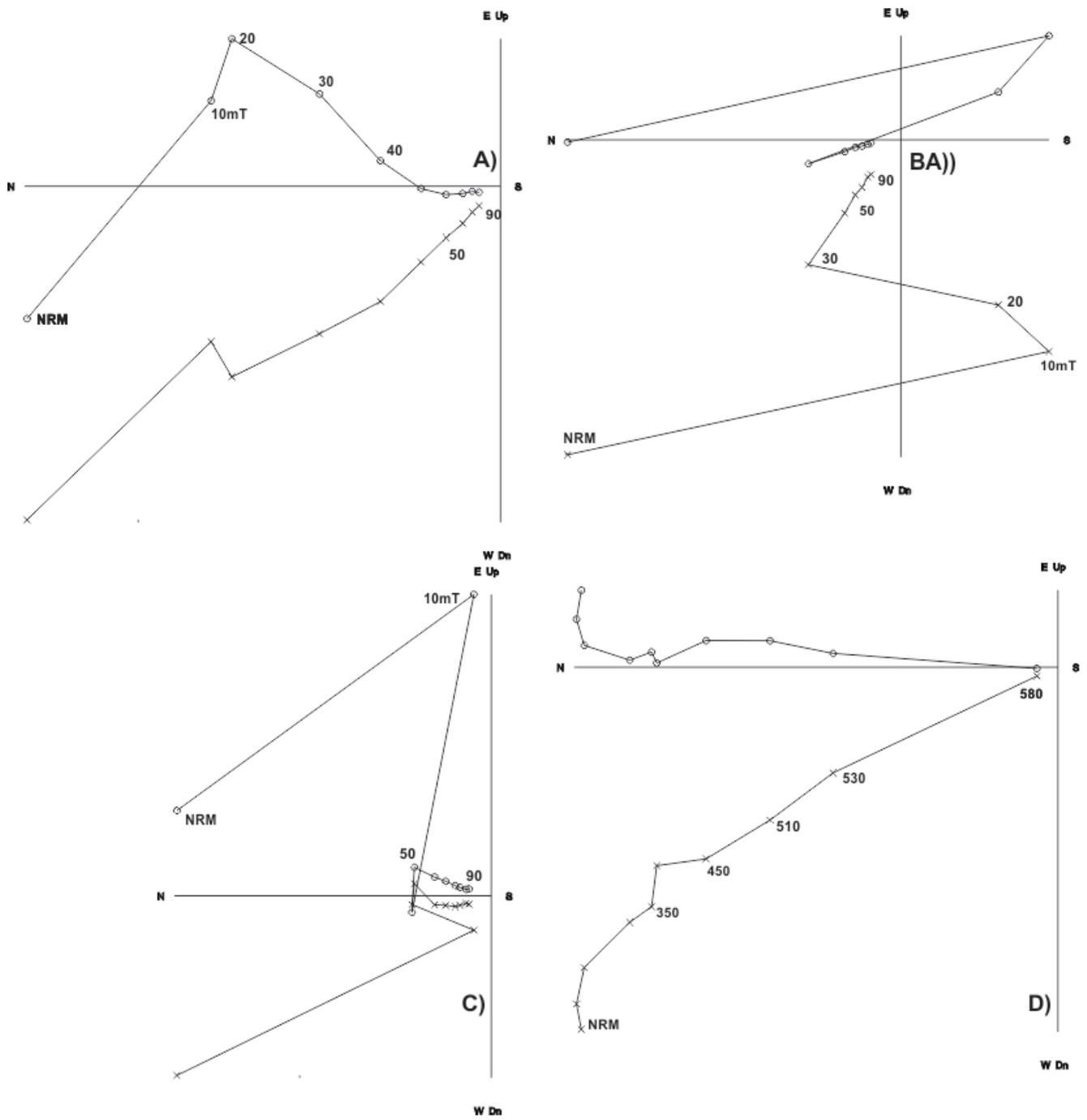


Figure 4.12. Ejemplos representativos de proceso de desmagnetizacion por campos alternos (hasta 90 mT) o calentamientos hasta 560° C.

Tabla 4.5. Resumen de paleodirecciones por sitio con parámetros de precisión de estadística de Fisher.

Sitio	X (13Q)	Y	Altitud	Inc (°)	Dec (°)	α_{95}	K	n/N
PAR-01B	0791582	2160623	2328	37.6	6.3	5.9	82	9/10
PAR-02B	0790667	2161224	2314	35.2	9.1	11.3	56	6/8
PAR-03B	0788696	2162134	2277	38.8	358.5	6.1	73	8/9
PAR-04B	0786908	2159655	2315	42.3	12.7	8.3	112	6/8
PAR-05B	0788617	2156458	2588	34.9	5.6	9.3	69	5/7
PAR-06B	0787874	2157364	2599	45.3	357.5	6.1	103	8/9
PAR-07B (dique)	0787874	2157364	2599	-6.3	5.1	7.6	87	6/8
PAR-08B	0787819	2156701	2572	37.8	11.4	7.4	93	7/9
PAR-09B	0788934	2156123	2555	48.9	15.1	8.4	61	7/9

Conclusiones

Este trabajo es el primer estudio magnético completo del Volcán Parícutin, donde se tiene información de primera mano, al tener diversas descripciones a lo largo de su proceso eruptivo (i. e. Foshang y González, 1956; Wilcox, 1954), así como estudios más detallados en años recientes (i. e. Luhr y Simkin, 1993; Corona-Chavez, 2002; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004; Goguitchaichvili *et al.*, 2005; Alcantara-Ayala, 2010).

Las mediciones geomagnéticas no muestran desviaciones atribuibles aparentemente a fuentes a profundidad. Los valores se encuentran dentro de un rango muy estrecho de pocas unidades de diferencia tanto para la declinación de entre -4.5 a 3.7 °, como para la inclinación de -0.8 a 3.8 °, así como de -869 a 2,448 nT para la intensidad (Tabla 4.2). La mayoría, con valores congruentes, muy cercanos a los esperados y pocos con desviaciones mayores. Sin embargo hay que tomar en cuenta que

se está trabajando en terreno volcánico y existe una dependencia muy estrecha entre las anomalías superficiales, su morfología y localización con respecto a la posición del instrumento y los valores obtenidos.

La magnetometría terrestre nos confirma lo anterior (Figuras 4.5 y 4.6), tenemos longitudes de onda de media y alta frecuencia, las primeras representativas de las estructuras mas grandes, como las asociadas al Taqui, Mesa de los Hornitos, el cono principal y al Sapichu, pero otras de alta frecuencia y de miles de nT asociadas a cuerpos mas pequeños pero importantes. Es por ello que se trabajó con una Continuación Analítica Ascendente a 50 m con Reducción al Polo (Figura 4.9), tratando de eliminar en lo posible rasgos de longitud de onda corta, para acercarse al modelo conceptual 2D a la descripción de los eventos de la Tabla 4.1.

Por otro lado la anomalía aeromagnética nos muestra muy poca influencia del Volcán Parícutin en su morfología. La resolución que nos da esta circunscrita a la estructura dominante que es el Volcán Tancítaro. Es por esto que no existe concordancia entre los resultados de los modelos 2D y 3D con respecto a la fuente magmática a profundidad (Figuras 4.9 y 4.10). Recordemos que siempre existirá ambigüedad en este tipo de modelos y la única forma de afinarlos es a través del mayor numero de observaciones directas y los antecedentes que dan forma a los modelos. Por lo tanto podemos considerar que el modelo mas real podría corresponder, en cuanto a la fuente y estructura con mas detalles al 2D.

Por último el muestreo paleomagnético llevado a cabo en los flujos de lava, mismos que para las mediciones geomagnéticas, muestran paleodirecciones alrededor de los valores esperados de acuerdo a los registros de los observatorios geomagnéticos y sus modelos (Tabla 4.4). Sin embargo, de los valores de la Tabla 4.5, se esperaba que su desviación fuera mas estrecha, menos dispersa, puesto que se conoce muy bien la historia eruptiva y los emplazamientos de los flujos mencionados. Al no poder

atribuir los errores a fuertes perturbaciones a profundidad, se hace necesario investigar mas acerca de la falta de congruencia en las determinaciones.

Referencias

Abokodair, A. A. (1977). The Accuracy of the Thelliers' Technique for the Determination of Paleointensities of the Earth's Magnetic Field. PhD Thesis, University of California, Santa Cruz.

Alcántara-Ayala, I. (2010). Parícutin Volcano: To the Other Side. En M. Piotr, *Geomorphological Landscapes of the World* (pág. 369), Springer.

Baranov, V., Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.

Biggin, A. J., Böhnell, H. N., Zuniga, F. R. (2003). How many paleointensity determinations are required from a single flow to constitute a reliable average?. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1575, DOI: 10.1029.

Blakely, R. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*: Nueva York, Estados Unidos de América. Cambridge University Press.

Böhnell, H., Morales, J., Caballero, C., Alva, L., McIntosh, G., González, S., Sherwood, G. (1997). Variation of rock magnetic parameters and paleointensities over a single Holocene lava flow. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 49, 523-542.

Böhnell, H., Dekkers, M. J., Herrero-Bervera, E. (2009). Paleointensity of the Hawaii 1960 lava flow. *Eos Trans. AGU*, 90(22), Abstract GP11C-05.

Bott, M., Smith, R. (1958). The Estimation of the limiting depth of gravitating bodies. *Geophysical Prospecting*, 6(1), 1-10.

- Chauvin, A., Roperch, P., Levi, S. (2005). Reliability of geomagnetic paleointensity data: the effects of the NRM fraction and concave-up behavior on paleointensity determinations by the Thellier method. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 150, 265-286.
- Coe, R. S. (1967a). Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.*, 72(B12), 3247-3262.
- Coe, R. S. (1967b). The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 19, 157-179.
- Coe, R. S., Grommé, S., Mankinen, E.A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbonated lava flows on Hawaii and the question of the pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.*, 83(B4), 1740-1756.
- Coe, R.S., Riisager, J., Plenier, G., Leonhardt, R., Krása, D. (2004). Multidomain behavior during Thellier paleointensity experiments: Results from the 1915 Mt. Lassen flow. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 147, 141-153.
- Constable, C. (2009). Centennial- to Millennial-Scale Geomagnetic Field Variations. In *Treatise on Geophysics: GEOMAGNETISM*, Schubert G. (ed). Elsevier, 337-372.
- Corona-Chavez, P. (2002). Paricutín: una de las doce maravillas naturales del mundo. Obtenido de Universidad de Michoacán, México.: <https://www.paricutin.umich.mx/Paricu22.pd>
- Diorio, R. G., MacLeod, P. (2013). Auxiliary Information in Geophysical Inversion. Presented at the ASEG Inversion Forum.
- Donadini, F., Riisager, P., Korhonen, K., Kahma, K., Pesonen, L., Snowball, I. (2007). Holocene geomagnetic paleointensities: A blind test of absolute paleointensity techniques and materials. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 161, 19-35.

- Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Bcr/Bc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, 107(B3), DOI: 10.1029/2001JB000486.
- Ellis, R. G. , de Wet, B., MacLeod I. N. (2012). Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. *ASEG Extended Abstracts 2012* , 1–4.
- Foshang, W. F., González, R. J. (1956). Birth and development of Paricutín Volcano, Mexico. *Geological Survey Bulletin* 965-D, 355-489.
- Geosoft (2013). Sharpening using Iterative Reweighting Inversion, Oasis montaj Best Practice Guide, <http://bit.ly/11NAzAn>
- Goguitchaichvili, A., Conte, G., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L., Morales, J., González-Moran, T. (2005). Microwave paleointensity analysis of historic lavas from Paricutin volcano, Mexico. *Geofísica Internacional*, 44, 231-240.
- Goguitchaichvili, A., R. G., Ruiz, F. J., Pavón-Carrasco, J. J. M., Contreras, A. M. S., Arechalde, J., Urrutia-Fucugauchi (2018). Last three millennia Earth's Magnetic field strength in Mesoamerica and southern United States: Implications in geomagnetism and archaeology. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 279, 79-91
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E. (1985). The Cinder Cones Of Michoacán-Guanajuato. Central México: Their Age, Volume And Distribution, And Magma Discharge Rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 105–124.
- Henderson, R. G. (1970). On the Validity of the use of Upward Continuation Integral for Total Magnetic Intensity Data. *Geophysics*, V. 35, 5, 916-919.
- Herrero-Bervera, E., Valet J. P. (2009). Testing determinations of absolute paleointensity from the 1955 and 1960 Hawaiian flows. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 287, 420-433.
- Hill, M. J., Shaw, J. (2000). Magnetic field intensity study of the 1960 Kilauea lava flow, Hawaii, using the microwave palaeointensity technique. *Geophys. J. Int.*, 142, 487 -504.

IGRF (1995). International Geomagnetic Reference Field. IAGA Division V-Mod, Geomagnetic Field Modeling.

Jankowski, J., Sucksdorff, C. (1996). Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice. International Association of Geomagnetism and Aeronomy.

Korte, M., Constable, C. G. (2005). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6: doi:10.1029/2004GC000801.

Luhr, J., Simkin, T. (1993). Paricutin: The Volcano Born in a Mexican Cornfield. Phoenix, Arizona, U.S.: Geoscience Press.

López-Loera, H. (2002). Estudio de las Anomalías Magnéticas y su relación con las Estructuras Geológicas y Actividad Eruptiva de los Complejos Volcánicos Activos de Colima e Izta-Popocatepetl, México. Tesis Doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM. Pp 235.

Marquardt, D. W. (1963). An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, V. 11, 2, 431-441.

Mochizuki, N., Tsunakawa, H., Oishi, Y., Wakai, S., Wakabayashi, K.I., Yamamoto, Y. (2004). Palaeointensity study of the Oshima 1986 lava in Japan: implications for the reliability of the Thellier and LTD-DHT Shaw methods. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 146, 395- 416.

Oishi, Y., Tsunakawa, H., Mochizuki, N., Yamamoto, Y., Wakabayashi, K. I., Shibuya, H. (2005). Validity of the LTD-DHT Shaw and Thellier palaeointensity methods: a case study of Kilauea 1970 lava. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 149, 243-257.

Rasson J. L. (2004). About Absolute Geomagnetic Measurements in the Observatory and in the Field. Training Booklet for the XIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Kakioka, Japan.

Richter, D. H., Murata, J. P., Ault, W. U., Krivoy, H. L. (1970). Chronological narrative of the 1959-60 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. USGS Professional Paper, 537-E, E1-E73.

- Rolph, T. C. (1997). An investigation of the magnetic variation within two recent lava flows. *Geophys. J. Int.*, 130, 125-136.
- Rowland, S. K., Walker, G. P. L. (1987). Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lavastructural type transitional between pahoehoe. *Bull. Volcanol.*, 49, 631-641.
- Simón-Velázquez, D. (2018). *Prospección Gravimétrica y Magnetométrica en el Volcán Parícutín, Michoacán, México*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 91 pp.
- Tanaka, H., Kono, M. (1991). Preliminary results and reliability of palaeointensity studies on historical and ¹⁴C dated Hawaiian lavas. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 43, 375-388.
- Tanaka, H., Athanassopoulos, D. E., Dunn, J. R., Fuller, M. (1995). Palaeointensity determinations with measurements at high temperature. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 47, 103-113.
- Tikhonov, A. N. (1963). Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. *Soviet Math Dokl* 4, 1035-1038 English translation of *Dokl Akad Nauk SSSR* 151, 1963, 501-504.
- Thellier, E., Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, 15, 285-376.
- Valet, J. P., Herrero-Bervera, E. (2000). Paleointensity experiments using alternating field demagnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 177, 43- 53,
- Webering, M. (1985). SAKI: A Fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles. US Geological Survey, Open File Report 85-122, 29p.
- Wilcox, R. E. (1954). Petrology of Parícutin Volcano, México. United States Geological Survey Bulletin, 965C, 281-353.
- Wright, T. L., Helz, R. T. (1996). Differentiation and magma mixing on Kilauea's east rift zone: a further look at the eruptions of 1955 and 1960. Part II. The 1960 lavas. *Bull. Volcanol.*, 57, 602-630.

Yamamoto, Y., Tsunakawa, H., Shibuya, H. (2003). Palaeointensity study of the Hawaiian 1960 lava: implications for possible causes of erroneously high intensities. *Geophys. J. Int.*, 153, 263-276.

Yamamoto, Y., Tsunakawa, H. (2005). Geomagnetic field intensity during the last 5 Myr: LTDDHT Shaw palaeointensities from volcanic rocks of the Society Islands, French Polynesia. *Geophys. J. Int.*, 162, 77-114.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES GENERALES

Se han presentado cuatro trabajos relacionados con la caracterización magnética integral de cuatro edificios volcánicos del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM): el Volcán de Fuego de Colima, el Volcán Ceboruco, el Volcán Xitle y el Volcán Parícutin.

La caracterización magnética integral es llamada así puesto que se están aplicando diferentes metodologías asociadas todas a propiedades magnéticas de los materiales geológicos, que de una u otra forma nos dan mucha información tal como paleointensidades y paleodirecciones, edades, estructura geológica y valores geomagnéticos instantáneos, entre otros. Aunado a esto al aplicarlo directamente en edificios volcánicos, como los ya mencionados, coadyuvan en diversos estudios que se han llevado a cabo con anterioridad, para corroborar aspectos como la edad, desarrollo y estructura por un lado y por otro aportar nuevo conocimiento científico asociado a aspectos arqueológicos por ejemplo.

Estas técnicas individualmente ya aportan gran información en el campo particular de su aplicación. El Paleomagnetismo arroja resultados acerca del Campo Geomagnético del instante en que se enfriaron las coladas de lava de cada uno de los eventos estudiados en los volcanes, a través de la determinación de paleointensidades absolutas y paleodirecciones. Así mismo a través de estas últimas es posible usarlas para llevar a cabo dataciones de estos eventos y así compararlas y de ser el caso corroborar los resultados de otros métodos como los radiométricos.

Los levantamientos aeromagnéticos y de magnetometría terrestre nos dan una idea muy clara, no solo de la distribución de la estructura superficial de las edificios volcánicos, sino además se puede, a través de un modelo geológico conceptual básico, elaborar una estructura elemental a profundidad que pudiera abarcar desde diferentes capas y etapas eruptivas hasta la localización de las fuentes de alimentación magmática, que estarán basados en la dinámica y estructura volcánica particular de cada caso.

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES GENERALES

Las observaciones geomagnéticas en sitios seleccionados de los edificios volcánicos, que suelen coincidir con los puntos de muestreo paleomagnéticos, nos arrojan los valores instantáneos del Campo Geomagnético, dándonos elementos claros del grado de influencia de los flujos de lava a nivel local, al conocer los valores normales del campo principal si no existieran tales flujos, que necesariamente representan una fuente de perturbación enmarcada en los valores de paleointensidad y paleodirecciones del momento de su formación. Así se puede también determinar, si los valores propios de cada flujo no solo perturban, sino además pueden ser influenciados por otras fuentes externas más importantes a profundidad. Complementando, por lo tanto, los modelos de estructuras elementales derivados de los levantamientos aeromagnéticos y de magnetometría terrestre.

Haciendo una recopilación de los cuatro estudios se tiene:

1) Volcán de Fuego de Colima. Siendo, probablemente, el más complejo y seguro el más activo de los cuatro (Cortés *et al.*, 2005), solo pudieron ser muestreados 2 sitios paleomagnéticos y geomagnéticos (Figura 1.1) y llevar a cabo un análisis de la anomalía aeromagnética reducida al polo (Figura 1.2). Sin embargo el objetivo primordial fue, desde el principio, determinar la edad de dos flujos piroclásticos basados en los bloques andesíticos intercalados y en una cerámica prehispánica encontrada en estos, comparándolos con la edades reportadas por métodos radiométricos de C^{14} . San José del Carmen (SJC) y San Marcos (SM) son los nombres de los sitios en donde como se menciona los estudios de los bloques produjeron resultados concordantes con las edades determinadas anteriormente. Para el sitio de San José del Carmen, el bloque produjo dos intervalos de tiempo posibles entre 1776 a 1634 aC y 1143 a 1236 dC (Figura 1.7), donde el primer intervalo parece ser la edad más apropiada del depósito porque coincidió con del rango de incertidumbres con el fechamiento anterior con radiocarbono del sitio. La datación magnética del sitio de San Marcos está respaldada por los elementos completos del vector geomagnético (direcciones e intensidad absoluta) recuperados del fragmento de cerámica incorporado

por el depósito de flujo piroclástico. Un intervalo de tiempo único que va desde 1548 a 1591 dC (Figura 1.8) es la estimación de edad más probable para la erupción, donde está razonablemente bien de acuerdo con la datación radiométrica disponible.

Para las observaciones geomagnéticas, comparando los resultados paleomagnéticos de ambos sitios (Tabla 1.1) contra la de los valores instantáneos medidos (Tabla 1.2), podemos decir claramente que los valores obtenidos de la segunda tabla corresponden a los valores contemporáneos esperados $Dec=6.6^\circ$, $Inc=46.1^\circ$ e Intensidad Total= 40,200 nT, concluyendo la pobre influencia de los flujos de lava sobre las mediciones, donde estos mismos tienen valores característicos de su formación con su incertidumbre correspondiente derivado de las técnicas de laboratorio empleadas, observables en la Tabla 2.

Con respecto a la anomalía aeromagnética reducida al polo (Figura 1.2) es observable que cada sitio está localizado dentro de rasgos complejos asociados a la historia evolutiva del complejo volcánico. SJC en un máximo magnético relativo monopolar con un valor de 35 nT, mientras que SM está localizado en una zona magnética baja con un valor del orden de -139 nT. Ambos valores deben de obedecer a la estructura global superficial y a profundidad del complejo volcánico del Volcán de Colima (CVC).

2) El Volcán Ceboruco. Como en el caso anterior se llevaron a cabo muestreos en cinco flujos de lava del volcán (Figura 2.1) con la finalidad de determinar su edad y compararla con los resultados obtenidos por métodos radiométricos (C^{14}) reportados por Sieron y Siebe (2008). Así mismo, se midieron en cada sitio el campo geomagnético instantáneo, como en el caso anterior, y se hizo un análisis de la anomalía aeromagnética reducida al polo para cada uno de estos sitios (Figura 2.2).

Los resultados obtenidos para la determinación de las edades a través de paleomagnetismo, observados en la Tabla 2.2, nos muestran que solo 3 de los sitios dieron un intervalo de edades (CB_01, CB_03 y CB_03), mientras que otros dos no fue posible determinar el intervalo de edad debido a la dispersión de

los datos direccionales y de intensidad. Para estos tres primeros sitios, CB_01 el fechamiento determinado concuerda con el inicio del periodo eruptivo previamente reportado conocido como la erupción Pliniana Jala; para CB_02 la edad paleomagnética difiere de la edad radiométrica previamente reportada por Sieron y Siebe (2008), donde se piensa que esta diferencia puede atribuirse al origen de las distintas muestras usadas en ambas determinaciones, ya que el fechamiento del flujo de lava es anterior a la erupción reportada; para CB_03 coincide con los documentos históricos, 1870 DC, y concuerda también con una edad paleomagnética reportada recientemente.

Las mediciones de campo geomagnético instantáneo (Tabla 2.3) nos muestran valores de sumo interés. Para estas observaciones no se pudo llevar a cabo medición alguna sobre CB_03 ya que el transporte del equipo al sitio se hizo imposible por las condiciones del terreno. En general, para las cuatro observaciones CB_01A, CB_02A, CB_03BA y CB_04A, sus valores son muy cercanos al campo actual en el momento de la medición, tan solo uno o dos grados dispersos en caso extremos para declinación e inclinación y pocos nT para la intensidad total considerando que estamos trabajando en terrenos de origen volcánico. Para el caso B, también tenemos valores muy cercanos y alrededor de los valores esperados con poca dispersión, sin embargo para CB_04B si se nota un valor de declinación fuera de rango, pero cercano a los resultados paleomagnéticos para la muestra (Tabla 2.2), sin embargo a pesar de la coincidencia no podemos confiar en la comparación debido a que como se mencionó esta muestra fue rechazado por problemas con la dispersión de los resultados. Para la magnetometría terrestre de cada sitio, los valores de anomalía resultantes no pasan de 150 a 200 nT para los sitios CB_01, CB_02 y CB_03B, mientras que para CB_04 se observa una anomalía dipolar de mayor amplitud, unos 2,000 nT aproximadamente. Pareciera que en los primeros tres casos no existe una anomalía de grandes dimensiones ya que siempre midió en roca de características muy similares y que para el cuarto sitio estamos observando la frontera entre el sitio subyacente al flujo de lava estudiado y este último.

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES GENERALES

Los valores de la anomalía aeromagnética reducida al polo (Figura 2.2) para cada sitio tampoco nos da valores muy extremos: CB_01 de 14.4 nT, CB_02 con 78 nT, para CB_03 y CB_03B son valores de 875.5 y 856.3 nT respectivamente y para CB_04 de 45 nT. Si bien el único que presenta mayor dispersión con respecto al valor central es CB_03 y CB_03B, recordemos que se menciona que todos forman parte de rasgos de la anomalía magnética de grandes dimensiones de 2 a 3 km y con direcciones preferenciales de N-S o NE-SO y donde para CB_01, CB_02 y CB_04 se encuentran en los bordes de esos rasgos, mientras que CB_03 y CB_03B están en el centro. En general la representación de la anomalía magnética reducida al polo nos describe muy bien la estructura volcánica, con múltiples eventos y rasgos seguramente asociados a la estructura interna y a profundidad del Volcán Ceboruco.

3) Volcán Xitle. El objetivo de este estudio es determinar la edad de los flujos de lava de la erupción V (Delgado Granados *et al.*, 1998), 6 de los 7 identificados (Figura 3.1), relacionados directamente con la localización de la Zona Arqueológica de Cuicuilco y comparar con los resultados anteriores de eventos que corresponden al abandono de Cuicuilco (Blanton *et al.*, 1981). El muestreo paleomagnético, así como las mediciones geomagnéticas instantáneas se llevaron a cabo en el sitio conocido como La Cantera cercano a Ciudad Universitaria (Figura 3.1A). No se llevó a cabo un análisis de la anomalía aeromagnética ya que para esta zona del territorio nacional no existen datos dada su localización dentro de la Ciudad de México. Sin embargo si se llevaron a cabo estudios de magnetometría terrestre en los sitios de medición de campo geomagnético instantáneo, tanto en la parte más lejana a los muestreos (X01A), como sobre uno de los flujos de muestreo (X01B) mostrados en la Figura 3.9. Así se pudo llevar a cabo un modelo de inversión muy elemental del perfil correspondiente a X01A.

Los fechamientos derivados de resultados de los estudios paleomagnéticos se muestran en la Figura 3.7, pudiendo observar que a pesar de las edades probables de los 6 diferentes flujos muestreados (recuadros azules y rojos), se pueden establecer rangos de edades más realistas basados en la

estratigrafía, de tal forma que se identifican dos períodos eruptivos: el primero de ellos entre los 1742 a 1491 años BC y comprende a los Flujos 1 y 2 y el segundo periodo asociado al volcán Xitle comprendido entre 79BC y 595 AD durante el cual se formaron los Flujos 3 al 6.

Las observaciones geomagnéticas instantáneas (Tabla 3.4) arrojan valores que están completamente dentro del valor esperado para el campo actual, tanto en A como en B. Denotando que no existe una influencia importante para cualquier valor proveniente de estructuras someras que puedan sesgar los resultados de los estudios paleomagnéticos. Los perfiles de magnetometría terrestre si muestran un rango de valores de la anomalía magnética de pico a pico de aproximadamente de 1,000 nT en todos los casos, indicio de una fuente mas profunda, que si bien no afecta a los valores instantáneos si es representativo de la superposición de varios flujos de lava antecesores a la superficie de los sitios de medición de campo geomagnético instantáneo y que es la base para llevar a cabo el modelo de inversión del perfil X01Awe, donde el ajuste corresponde a lo descrito por la Figura 3.2.

En general estos resultados son compatibles con la evidencia sobre el abandono de Cuicuilco y su relación con un periodo eruptivo más significativo del volcán Xitle y es compatible también con la posibilidad de que el abandono haya sido paulatino como se menciona en el Capítulo 3.

4) Volcán Parícutin. El estudio de este volcán (Luhr y Simkin, 1993) es más amplio y donde el fechamiento a través de los estudios paleomagnéticos no son el objetivo a tratar. La vertiente principal del estudio está basado en la estructura interna y a profundidad del edificio volcánico a través de las anomalías magnéticas locales (terrestre y aeromagnética) y las propiedades magnéticas de los flujos de lava del mismo. Siendo el Parícutin el volcán más reciente de los cuatros y el que ha sido estudiado directamente, ofrece una oportunidad única de poder aplicar completamente la caracterización magnética integral, sobretodo en un edificio volcánico contemporáneo en donde ya existen registros

análogos del campo geomagnético en el momento de su formación y además se conocen las edades con exactitud debido a el registro de los 11 años de erupción que tuvo resumidos en la Tabla 4.1.

Las mediciones geomagnéticas no muestran desviaciones atribuibles aparentemente a fuentes a profundidad. Los valores se encuentran dentro de un rango muy estrecho de pocas unidades de diferencia tanto para la declinación de entre -4.5 a 3.7 °, como para la inclinación de -0.8 a 3.8 °, así como de -869 a $2,448$ nT para la intensidad (Tabla 4.2). La mayoría, con valores congruentes, muy cercanos a los esperados y pocos con desviaciones mayores. Sin embargo hay que tomar en cuenta que se está trabajando en terreno volcánico y existe una dependencia muy estrecha entre las anomalías superficiales, su morfología y localización con respecto a la posición del instrumento y los valores obtenidos.

La magnetometría terrestre nos confirma lo anterior (Figuras 4.5 y 4.6), tenemos longitudes de onda de media y alta frecuencia, las primeras representativas de las estructuras más grandes, como las asociadas al Taqui, Mesa de los Hornitos, el cono principal y al Sapichu, pero otras de alta frecuencia y de miles de nT asociadas a cuerpos más pequeños pero importantes. Es por ello que se trabajó con una continuación analítica ascendente a 50 m con reducción al polo (Figura 4.9), tratando de eliminar en lo posible rasgos de longitud de onda corta, para acercar al modelo conceptual 2D a la descripción de los eventos de la Tabla 4.1.

Por otro lado la anomalía aeromagnética nos muestra muy poca influencia del Volcán Parícutin en su morfología. La resolución que nos da está circunscrita a la estructura dominante que es el Volcán Tancítaro. Es por esto que no existe concordancia entre los resultados de los modelos 2D y 3D con respecto a la fuente magmática a profundidad (Figuras 4.9 y 4.10). Recordemos que siempre existirá ambigüedad en este tipo de modelos y la única forma de afinarlos es a través del mayor número de observaciones directas y los antecedentes que dan forma a los modelos. Por lo tanto podemos

considerar que el modelo más real podría corresponder, en cuanto a la fuente y estructura con más detalles al 2D.

Por último el muestreo paleomagnético llevado a cabo en los flujos de lava, mismos que para las mediciones geomagnéticas, muestran paleodirecciones fluctuando alrededor de los valores esperados de acuerdo a los registros de los observatorios geomagnéticos y sus modelos (Tabla 4.4). Sin embargo, de los valores de la Tabla 4.5, se esperaba que su desviación fuera más estrecha, menos dispersa, puesto que se conoce muy bien la historia eruptiva y los emplazamientos de los flujos mencionados. Al no poder atribuir los errores a fuertes perturbaciones a profundidad, se hace necesario investigar más acerca de la falta de congruencia en las determinaciones.

Referencias

Blanton, R.E., Kowalewski, S.A., Feinman, G., Appel, J. (1981). *Ancient Mesoamerica*. Cambridge University Press, Cambridge UK, 300 pp.

Cortés, A., Garduño, V.H., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Macías, J.L., Gavilanes, J. C. (2005), *Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima: México*, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Cartas Geológicas y Mineras* 10, scale 1:100,000, 1 sheet, 37 p.

Delgado-Granados, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H. L., Méndez-Rosales, C., Silva-Romo, G. (1998). *Geology of the Xitle volcano in southern Mexico City -A 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 115–131.

Luhr, J., Simkin, T. (1993). *Paricutin: The Volcano Born in a Mexican Cornfield*. Phoenix, Arizona, U. S.: Geoscience Press.

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES GENERALES

Sieron, K., Siebe, C. (2008). Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176 (2), 241-264.

DECLARACIÓN

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Morelia, Michoacán, México, enero 2020

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Gerardo Cifuentes Nava', written in a cursive style.

Gerardo Cifuentes Nava