



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Temperatura de emplazamiento de
bloques incluidos en los anillos de toba de
los cráteres: Cerro Colorado, El Elegante y
Celaya, Campo Volcánico El Pinacate,
Sonora: Evolución Volcanológica**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Andrea Jaramillo Flores

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Luis Manuel Alva Valdivia



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023



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.

A los seres que me han apoyado con amor en todas mis decisiones y han sido mi inspiración para construir mi propio camino, mis padres Pedro Saramillo y Verónica Flores; sin olvidar a quien ha sido mi ejemplo a seguir y más que una prima Heidi Saramillo.

Agradecimientos

Antes que nada, me gustaría agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por brindarme las herramientas y recursos para lograr tener el conocimiento que he generado a lo largo de estos años.

Ahora bien, me gustaría reconocer el apoyo que me han brindado diferentes personas, no solo para terminar este proyecto sino que también a crecer tanto personal como profesionalmente.

Primeramente al Dr. Luis M. Alva Valdivia quien con paciencia y amistad me ha compartido sus ideas y conocimientos del tema, me ha proporcionado herramientas y me ha dirigido en este nuevo mundo del paleomagnetismo a través de libros, artículos y pláticas divertidas e interesantes.

Al Dr. Jesús R. Vidal Solano por su gran apoyo en campo y su increíble sabiduría sobre el área de estudio, lo cual me permitió entender tanto la geología del lugar como el porqué de ciertos eventos.

A mis sinodales, el Dr. Bernardo García Amador, la Dra. Cecilia I. Caballero Miranda, Dr. Aldo Ramos Rosique y el Dr. Gerardo Cifuentes Nava, pues con su guía y amabilidad se desarrolló la mejor versión de esta tesis.

A la Dra. Mireille Perrin por su ayuda en la obtención de los datos de campo y a Alma G. Chablé Torres por las mediciones en laboratorio dadas.

Al M. en C. J. Antonio González Rangel que con su gran amabilidad me transmitió sus conocimientos con respecto a los equipos; y a él mismo y a Martín Espinosa Pérez por su gran apoyo con las mediciones en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica.

A Karen Y. Arias Murcia una nueva amiga e increíble geóloga quien me brindó sin dudar conocimientos del área de estudio y también me enseñó sobre la vida.

También me gustaría agradecer a mis amigos Alan Alarcón y Araceli Hernández quienes siempre han estado para mí, escuchándome y alentándome a continuar, además de compartir todos sus conocimientos conmigo a lo largo de estos años, buscando como ayudarme en situaciones que no hubiera imaginado; además de Luis Dávila quien me ha escuchado y nunca ha dudado en echarme una mano aún en los momentos más... curiosos. Y por supuesto, también a Ramsés Castro quien siempre confió en mí y me apoyó de tantas formas.

Por otro lado también están Luis F. Chávez y Osvaldo Magaña, amigos de toda una vida que me han acompañado por tanto tiempo.

Continúo agradeciendo a Leonardo León, con quien comparto más que el gusto por el paleomagnetismo; pues fue él quien me mostró un nuevo camino, quien me ayudó sin dudar en

momentos no gratos y con quien he aprendido y reaprendido la ciencia. Leo, “*La Luna es muy hermosa esta noche*”.

También me gustaría mostrar mi cariño y gratitud a mi tía Angélica Flores, que nunca ha dudado en estirar su mano, dándome más que un alojamiento para poder continuar sanamente con mis estudios. A mis tíos Arturo Cabello y María Flores que a pesar de todo han estado conmigo; y a mis primos Arturo y Rocío, quienes me mostraron un nuevo mundo lleno de posibilidades.

Quiero dar un especial agradecimiento a Heidi Jaramillo, prima, amiga y compañera de vida, quien nunca me ha dejado sola, pues sin todo su apoyo, enseñanzas, cariño y amor brindado no sería la de ahora.

Y por supuesto, les agradezco a mis padres quienes me han proporcionado todas las herramientas para buscar y seguir mi propia vida, me han escuchado y apoyado en las ideas que he tenido y me han impulsado a continuar con mis sueños e ideales.

CONTENIDO

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
Ubicación y Rutas de Acceso	3
Antecedentes	4
GEOLOGÍA	6
Fisiografía y geomorfología	6
Tectónica	7
Basamento	7
Volcanismo	8
Geología del cráter Celaya	9
Geología del cráter El Elegante	10
Geología de Cerro Colorado	13
MARCO TEÓRICO	14
Hidrovolcanismo	14
Geomagnetismo	14
Conceptos Básicos del Magnetismo	18
Materiales Magnéticos (Magnetismo en Rocas y Minerales)	19
Análisis para Identificar los Minerales en las Rocas y sus Propiedades Magnéticas	22
Técnicas de desmagnetización e Identificación de Componentes de Magnetización	24
METODOLOGÍA	27
Estrategia de muestreo	27
Análisis de laboratorio	28
RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	29
Cráter Celaya	29
Cráter El Elegante	38
Cráter Cerro Colorado	48
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	65
REFERENCIAS	67
ANEXOS	73
Anexo A.- Propiedades magnéticas de los especímenes	73

RESUMEN

El Campo Volcánico El Pinacate ha sido tema de interés a lo largo de los años para muchas áreas del conocimiento, en relación a ciencias de la tierra se ha buscado construir su historia geológica a partir de varios estudios. Este trabajo busca mejorar el entendimiento sobre el proceso de la evolución geológica del Campo Volcánico EL Pinacate a partir de análisis paleomagnéticos de muestras de tres de sus anillos de toba: Cerro Colorado, El Elegante y Celaya. Estos análisis pretenden estimar la edad de formación de los cráteres aplicando el método de fechamiento arqueomagnético utilizando el modelo de predicción de campo geomagnético SHA.DIF.14k a partir de las declinaciones e inclinaciones que presenta la segunda componente de las muestras.

En total se recolectaron 119 núcleos de los 3 sitios estudiados. Los análisis realizados para conocer las propiedades magnéticas y sus resultados más sobresalientes fueron: 1) Ciclos de histéresis: todos los granos de los distintos sitios mostraron pertenecer al dominio PSD y a tener una forma más bien cúbica; 2) Curvas de susceptibilidad vs. Temperatura (K-T): muestran variaciones entre los cráteres pero de manera general indican que estos tienen magnetita y titanomagnetita pobre en Ti; 3) Curvas UnMix: con este estudio se buscó tener el conocimiento de cuantas componentes podríamos esperar en las muestras basándonos en sus curvas de coercitividad, sin embargo el único sitio que presentó los resultados esperados fue el cráter Celaya, pues presentó dos curvas, dándonos a entender que cuenta con dos componentes, mientras que El Elegante y Cerro Colorado presentan más o menos curvas, por lo que fueron los diagramas vectoriales los que nos dieron respuesta a esta incógnita.

Las temperaturas de emplazamiento obtenidas del cráter Celaya fueron de 300 a 420°C, con 380°C como la temperatura más recurrente; para El Elegante se obtuvieron temperaturas de emplazamiento entre los 300 y los 380°C, la de mayor recurrencia fue de 300°C; y en Cerro Colorado sus temperaturas de emplazamiento fueron de 300 a 420°C, con una temperatura de 370°C como moda para la toba.

Solo en el cráter Celaya se lograron resultados óptimos para estimar su edad; sin embargo, resulta en un rango entre 1,000 a 14,000 años, lo cual no se considera confiable, por lo que se sugiere realizar más estudios. El cráter El Elegante no muestra resultados paleomagnéticos congruentes en la estadística de las orientaciones de sus muestras, analizada con los estereogramas de igual área, lo que sugiere que la causa podría ser la ocurrencia de varias erupciones características de los eventos hidrovulcánicos al momento de formación del cráter. Por último, se considera que en general el volcán Cerro Colorado se formó por varios eventos freatomagmáticos sucedidos en un tiempo muy corto, siendo entonces válida la edad paleomagnética previamente reportada de 3915 ± 59 años a.C.

INTRODUCCIÓN

El Campo Volcánico El Pinacate (CVP) pertenece a la Reserva de la Biósfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar, la cual cuenta con una superficie de 714 mil 556 [ha], aunque por sí solo el campo volcánico tiene un área aproximada de 3000 [km²]. La reserva fue declarada área natural protegida en 1993 y designada como patrimonio natural de la humanidad por la UNESCO en 2013, además forma parte de la red de reservas del Programa ‘El Hombre y la Biósfera (MAB)’ de la UNESCO desde 1995.

El campo volcánico está conformado principalmente por una gran concentración de cráteres que muestran la presencia de actividad hidrovulcánica (anillos y conos de toba), más de 500 conos cineríticos, flujos de lava, lechos de arroyos y abanicos aluviales. Los cráteres producto de la actividad hidrovulcánica son conos de tobas, anillos de tobas y cráteres tipo “maar”, los cuales se diferencian morfológicamente ya que cada uno estuvo sujeto a diversas formas de interacción agua-magma durante el encuentro entre el ascenso del magma y un medio saturado en agua, como cuerpos de agua superficial o subterránea (Wohletz, 1986 en Cázares-Hernández, 2012).

La comunidad científica considera de gran interés el CVP debido a su gran diversidad, por ejemplo, en fauna y flora; con relación a ciencias de la tierra, es atrayente el magmatismo intraplaca continental. El presente trabajo desea aportar información sobre el proceso de evolución volcanológica y la edificación del CVP a partir de 3 cráteres (Celaya, El Elegante y Cerro Colorado).

Esta investigación se desarrolló con base en análisis paleomagnéticos, los cuales pretenden estimar el tiempo en el que se formaron los cráteres aplicando el método de fechamiento arqueomagnético utilizando el modelo de predicción SHA.DIF.14k. Dicho método consiste en encontrar las temperaturas de emplazamiento obtenidas en los núcleos recolectados de los bloques embebidos en los anillos de toba. Estas temperaturas son aquellas en que las tobas se enfriaron y se emplazaron después de la erupción, de modo que se “grabó” una segunda componente magnética en estas rocas con la orientación del campo geomagnético presente en ese entonces, por lo cual podemos conocer la inclinación y declinación de las muestras, para así poder hacer una comparación con datos recolectados en el modelo global de campo geomagnético SHA.DIF.14k basado en datos arqueomagnéticos y de flujos de lava con un rango de 12,000 a.C. a 1,900 d.C.

Ubicación y Rutas de Acceso

El CVP se encuentra ubicado en el extremo noroccidental de la llanura costera del Golfo de California entre los municipios de: Puerto Peñasco; Plutarco Elías Calles y San Luis Río Colorado, al noroeste de Sonora, México; entre los paralelos 31.25° y 32.15° latitud norte, y los meridianos 113.15° y 113.40° longitud oeste (Mancera-Flores, 2015). El acceso principal a la Reserva se encuentra en el kilómetro 52 de la carretera federal número 8 Puerto Peñasco - Sonoyta (Figura 1).



Figura 1.- Mapa de ubicación y acceso al Campo Volcánico "El Pinacate" con base en una imagen satelital de Google Earth

Para llegar a los cráteres es necesario contar con el vehículo adecuado y alguien que conozca la zona, pues el campo es muy grande, se caracteriza por tener altas temperaturas (de hasta 49°C en verano aproximadamente) y está lleno de hoyos o madrigueras hechas por roedores de la zona ('juancitos'). Las coordenadas UTM de los cráteres se encuentran en la Tabla 1 y se puede observar su ubicación en la Figura 2.

Tabla 1.-Coordenadas de los tres cráteres objetos de estudio. Los tres cráteres pertenecen a la zona 12 del hemisferio N

Cráter	x [m]	y [m]
Celaya	268511.4	3541210.8
El Elegante	273661.5	3525841.4
Cerro Colorado	282379.5	3533641.2

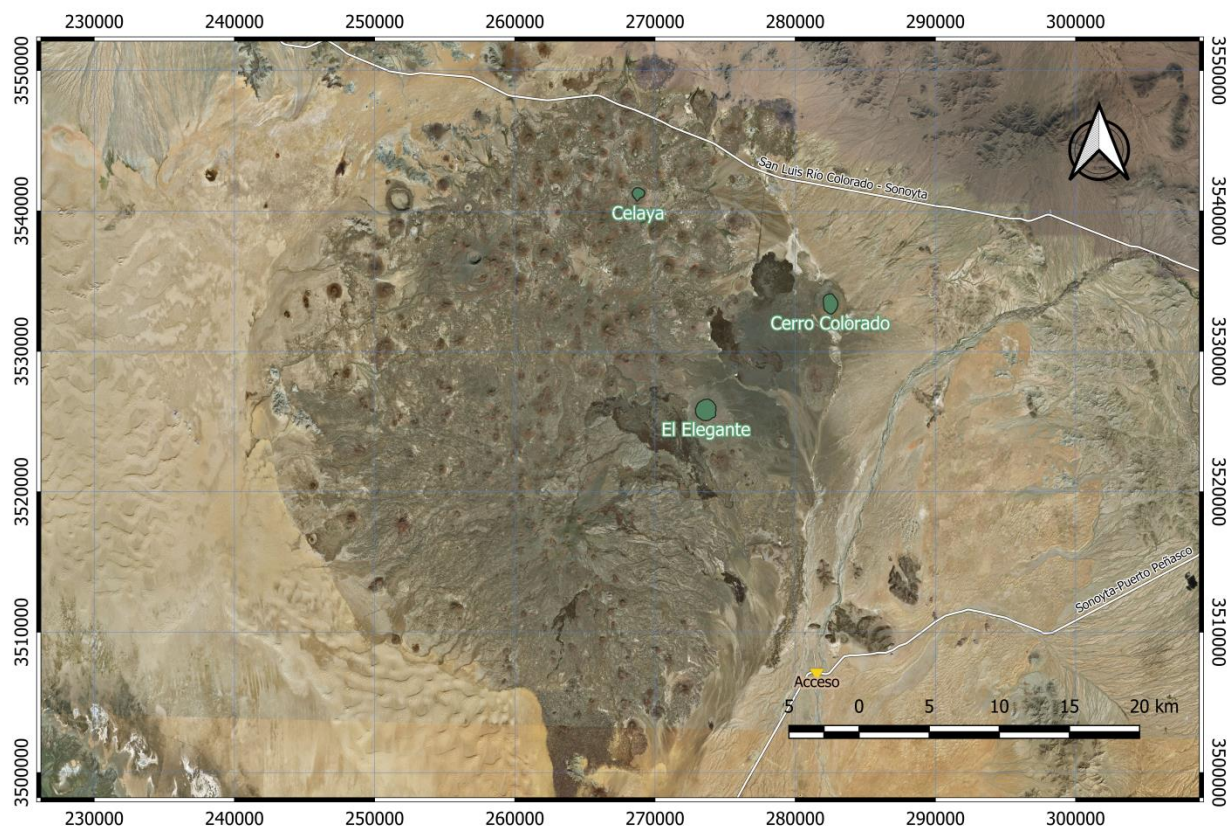


Figura 2.- Ubicación de los cráteres Celaya, El Elegante y Cerro Colorado señalados con círculos de color verde

Antecedentes

A lo largo de los años El Pinacate ha causado interés en la comunidad geocientífica, lo que se ha visto reflejado en gran cantidad de publicaciones que, de acuerdo a [Gutmann \(2011\)](#), el primer escrito fue hecho por el capitán Juan Mateo Manje y el padre jesuita Eusebio Francisco Kino por el año de 1698, siendo ellos los primeros en reconocer al Volcán Santa Clara como un volcán extinto; sin embargo, a pesar de que la zona se conocía desde el siglo XVII, no fue hasta el año 1910 donde Bonillas describió el campo volcánico de manera general ([Roldán, 2011](#)), identificando el mineral labradorita en los basaltos de El Pinacate.

Fue [Ives \(1936, en Gutmann, 2011\)](#) quien mostró el primer mapa donde se observaba de forma aproximada la extensión de los derrames del campo volcánico y sugirió que el río Sonoyta había cambiado la dirección de su cauce debido a las erupciones.

En 1959 [Jahns \(en Roldán, 2011\)](#) describió el campo volcánico, destacando los derrames de basalto, los volcanes monogenéticos y a más de 10 cráteres de explosión freatomagmática, es decir, los maars. Jahns describió sistemáticamente las unidades expuestas de las “depresiones de colapso” presentes en el CVP.

[Ives \(1964\)](#) presenta una descripción geográfica, un análisis de las principales características de la zona y una bibliografía actualizada, para su tiempo, de la región del Pinacate.

Posteriormente, el INEGI publicó las cartas geológicas del estado de Sonora en los años 70, aportando información importante para estudios geológicos venideros, como fue la tesis doctoral de [Gutmann \(1972\)](#), quien aporta una gran descripción petrográfica y geoquímica de las paredes internas del cráter El Elegante. A partir de esto, Gutmann provee una descripción de las tobas y las características mineralógicas y geoquímicas de las lavas. También describe los ciclos eruptivos de varios conos monogenéticos y se enfoca en resolver problemas geocronológicos ([Gutmann, 1972, 1974, 1976, 1977, 1979, 1986, 2002](#); [Gutmann & Martin, 1976](#); [Gutmann & Sheridan, 1978](#); [Gutmann et al., 2000](#); [Gutmann & Turrin, 2006](#); [Lynch & Gutmann, 1987](#); [Lutz & Gutmann, 1995](#)).

Por otra parte, [Sumner \(1972, en Mancera-Flores, 2015\)](#) concluye que el CVP forma parte de una zona de deformación, resultado de los movimientos de las placas Norteamericana y Pacífico, y [Donnelly \(1974\)](#) en su tesis doctoral realiza el primer estudio petrogenético del CVP, realiza un inventario de las estructuras, además de efectuar un análisis mineralógico, petrográfico y geoquímico de las unidades de lava y piroclásticos, así como de los productos de alteración meteórica. Contribuyó además con interpretaciones petrológicas, petrogenéticas e implicaciones tectónicas.

Por su parte, el primero en utilizar técnicas geofísicas para el reconocimiento del CVP fue [Wood \(1972\)](#), al obtener mapas magnetométricos de algunos cráteres.

[Cortés et al. \(1976\)](#) en su tesis de licenciatura realizaron un estudio geológico general del área volcánica El Pinacate, donde concluyeron que el área del campo volcánico se encuentra en una zona de debilidad estructural donde las sierras en la zona de estudio se caracterizan por tener una orientación NW-SE al igual que las fallas. También mencionan que la composición mineralógica de los basaltos es homogénea en todo el campo, proviniendo de magmas alcalinos, los cuales tuvieron una fase acuosa, probable responsable de los megacristales encontrados en estas lavas.

[Gutmann \(1979, en Cázares-Hernández, 2006\)](#) establece el ciclo eruptivo de 28 conos e identifica un patrón de 4 fases eruptivas: flujos basales; erupciones de construcción de conos; ascenso de lava; erupciones piroclásticas terminales.

En su tesis doctoral, [Lynch \(1981a\)](#) y en sus posteriores trabajos ([Lynch \(1981b, 1981c, 1982\)](#)) complementa el trabajo de Donnelly haciendo énfasis en la serie de basaltos a traquitas del volcán Santa Clara y determina los parámetros petrológicos y petrogenéticos del CVP. Aporta los primeros datos isotópicos del CVP realizando dataciones K-Ar en el cráter El Elegante, fechando cuatro unidades de derrames basales, siendo de 460,000 años el derrame más inferior expuesto en las paredes internas del cráter, mientras que el último (antes de la actividad freatomagmática) tiene una edad de 149,000 años ([Cázares-Hernández, 2006](#)).

[Wohletz \(1983\)](#) realiza microscopía electrónica (SEM) descubriendo patrones en los piroclastos hidrovulcánicos. [Wohletz y Sheridan \(1983\)](#) mencionan los mecanismos de emplazamiento de los depósitos de los cráteres El Elegante y Cerro Colorado.

[Vidal-Solano \(1998, 2001, 2005\)](#) en sus tesis de licenciatura, maestría y doctorado realiza un estudio petrogenético del evento pre-Pinacate (Mioceno temprano a medio).

Gutmann (2002, en Cázares-Hernández, 2006) indica que la mayoría de los hidrovulcanes son precedidos por actividad efusiva estromboliana y que la mayoría de los maars siguen un patrón lineal obedeciendo la tendencia de un río antiguo. Posteriormente Gutmann & Turrin en 2006 provee la edad del cráter El Elegante de 35 ka con Ar/Ar.

Posterior a estos estudios, se han producido una serie de trabajos enfocados a detallar aspectos petrogenéticos del campo volcánico El Pinacate.

Como se ha mencionado antes, este trabajo se centra en tres cráteres, de los cuales dos de ellos presentan varios estudios previos: El Elegante y Cerro Colorado. Ives (1956), menciona que el cráter Cerro Colorado tiene una edad mínima de 150 años según la evidencia fisiográfica, y una edad arqueológica que probablemente que no excede los 1000 años, como lo indican los fragmentos de cerámica incluidos en los lechos de ceniza; Damon et al. (1963), registra dos edades de ^{14}C en travertinos del interior del Cráter El Elegante; Paz-Moreno et al. (2003a), pone en evidencia dos fases hidrovulcánicas del Cerro Colorado y provee los primeros datos geoquímicos de sus fragmentos lávicos juveniles; Martin & Németh (2004), hacen una comparación entre los cráteres El Elegante y Cerro Colorado, y muestran algunas de sus diferencias básicas relacionadas con su forma de emplazamiento. Cázares-Hernández et al. (2006), proporcionan los primeros datos geoquímicos de las lavas asociadas a El Elegante; Gutmann & Turrin (2006) proporcionan la primer edad asociada directamente a El Elegante de 35 Ka; Cázares-Hernández & Vidal-Solano (2007), realizan una determinación granulométrica mediante el análisis de imágenes digitales sobre las principales facies de depositación de las tobas que forman el anillo de proyecciones de El Elegante, mostrando diferencias importantes en las formas de las partículas contenidas en las distintas litofacies. Vidal-Solano et al. (2008) hicieron un análisis de las rocas volcánicas del Mioceno en el área de El Pinacate donde mencionan que la litósfera se adelgazó para que grandes volúmenes de basaltos pudieran acceder a la superficie durante el Cuaternario, lo que construyó el CVP. En su tesis de maestría Cázares-Hernández (2013), presenta un estudio del sistema maar-diatrema del cráter El Elegante, encontrando a partir de un análisis estratigráfico y de facies, las etapas eruptivas; también propuso el modelo de formación, evolución y crecimiento de un sistema maar-diatrema en general. Por último, Alva-Valdivia et al. (2019) estiman la edad de Cerro Colorado a partir del método de la segunda componente de magnetización y la temperatura de emplazamiento dando un resultado de 3915 ± 59 años a.C.

GEOLOGÍA

Fisiografía y geomorfología

El Pinacate se ubica en la provincia fisiográfica del Desierto Sonorense o provincia Llanura Sonorense (INEGI, 1981), específicamente en la sub-provincia del Desierto de Altar.

Vidal-Solano et al. (2005) mencionan que las geoformas características del CVP son campos de dunas móviles con lomeríos de hasta 100 [m] de altura, los cuales logran cubrir algunos afloramientos. También se pueden observar llanuras aluviales con dunas, lechos de arroyos y

pequeñas playas. El origen de la arena se atribuye a la erosión de las sierras granitoides y metamórficas de la región (Solís-Limón, 2003).

Por otro lado, el escudo volcánico de El Pinacate (región centro-oriental), se caracteriza por volcanes coalescentes (unidos entre sí), describiendo una morfología accidentada. En general, el campo volcánico está constituido por flujos de lava, conos cineríticos y cráteres de tipo maar. Entre estos volcanes destacan: el escudo extinto Santa Clara y sus tres picos (Pinacate, Carnegie y Medio), los cuales alcanzan una altitud promedio de 1200 m.s.n.m.

Tectónica

El CVP se encuentra dentro de los límites de la Provincia Extensional de Sierras y Cuencas, mejor conocida como *Basin and Range* (PBR), del sureste de EE. UU centro, noroeste de México, así como del flanco oriental de la Provincia Extensional del Golfo de California (PEGC).

La evolución tectónica se debe a tres eventos principales. El primero, se refiere al acortamiento producto de la orogenia Laramide, durante el Cretácico Superior y el Paleógeno, y se caracteriza por el engrosamiento de la corteza, el emplazamiento de magmas graníticos y al desarrollo de pliegues y cabalgaduras en la región noreste del estado de Sonora (Rodríguez-Trejo, 2014; Lynch, 1981a). Posteriormente se dio la evolución geodinámica de extensión de la PBR (Bykerk-Kauffman y Janecke, 1987) asociada a los cambios del ángulo de subducción de la placa de Farallón por debajo de la Norteamericana durante el Eoceno, produciendo una serie de sierras muy angostas y alargadas, con grandes escarpes, cuencas o valles amplios con dirección paralela a la trincheras (N-S a NNW-SSE). El último evento fue la formación de PEGC la cual se asocia al desarrollo de un rift continental y a un rift oceánico durante el Mioceno tardío (12 Ma aproximadamente), causando el límite actual de las placas Pacífico y Norteamérica (Martín-Barajas et al., 2002, en Mancera-Flores, 2015).

Por lo tanto, el origen del CVP se debe a la extensión generada por la fase *Basin and Range*, probablemente activada por una extensión posterior relacionada con la apertura del Golfo de California. Gutmann (2011) propone que una superposición de deformación extensional neógena sobre una más antigua, hace que la afinidad tectónica del volcanismo del Pinacate permanezca incierta (Mancera-Flores, 2015).

Basamento

El basamento cristalino del CVP se conforma por una asociación ígneo-metamórfica, constituida por rocas plutónicas de carácter granítico y rocas metamórficas compuestas por metagranitoides del Proterozoico y metagranitoides del Pérmico-Triásico (Cázares-Hernández, 2006).

Unidad metamórfica

La unidad de rocas metamórficas fue modificada por redefiniciones petrológicas y petrogenéticas (Gutiérrez-Angamea, 2006), y por el aporte de dataciones relativamente recientes *U/Pb* en zircones (Cázares-Hernández, 2006).

Las rocas más antiguas del basamento y de la región en general, están representadas por metagranitoides gnéisicos de biotita, biotita-moscovita y biotita-anfíbol, los cuales afloran en la zona N-NW del campo. Estos fueron datados por [Anderson y Roldán Quintana \(1979\)](#), quienes obtuvieron edades entre 1670 a 1450 Ma, pero fueron [Nourse et al. \(2005\)](#) y [Espinosa et al. \(2005\)](#) quienes fecharon metagranitoides hacia el NW del CVP, obteniendo edades entre 1722 ± 12 Ma y 1696 ± 11 Ma.

Las siguientes rocas que se han encontrado, pertenecen al límite Pérmico-Triásico, están compuestas por esquistos y gneis con cuarzo y feldespatos, y estas afloran al W-SW. Dataciones *U/Pb* en zircones hechas por [Ironto \(2006\)](#) (en [Gutiérrez-Anguamea, 2006](#)) proporcionan una edad de emplazamiento de 254.1 ± 2.3 Ma.

Unidad Plutónica

Esta unidad tiene una edad Mesozoica, siendo batolitos intrusivos en las rocas de la unidad metamórfica.

Los batolitos están representados por granitos, cuarzomonzonitas, granodioritas y cuarzodioritas fechados por [Damon \(1963\)](#), quien utilizó *K – Ar* obteniendo edades entre 69.2 ± 2.1 Ma y 51.4 ± 1.5 Ma, dando a entender que pueden estar relacionados con el magmatismo debido a la compresión de la orogenia Laramide. Posteriormente [Nourse et al. \(2005\)](#) fechó con *U/Pb* cuerpos ubicados NE del CVP arrojando edades que van desde los 73.4 ± 3.3 Ma hasta los 72.8 ± 1.8 Ma.

[Cázares-Hernández \(2006\)](#) menciona en su tesis de licenciatura, que es común encontrar fragmentos de las rocas plutónicas en los núcleos de las bombas y lavas del evento volcánico Pinacate (el cual se explica en el siguiente apartado).

Volcanismo

El volcanismo del CVP se ha asociado con el movimiento tectónico del rift que provocó el Golfo de California, aunque no es la única causa. Al estudiar el volcanismo en la zona se reconocieron dos eventos principales ([Lynch, 1981a](#)):

- El evento Pre-Pinacate: [Vidal-Solano \(2005\)](#) considera dentro de este evento a todos los volcanes de edad del Mioceno que rodean el flanco este del CVP (Sierra Suvuk, Cerro Ladrilleros, Sierra Batamote, Cerro San Pedro, Cerro Picú, Los Vidrios Viejos, Lomas del Norte y Los Tres Mosqueteros) y con una posible extensión al norte del campo. Se caracteriza por rocas volcánicas las cuales cubren el basamento en forma discordante. Primeramente [Lynch \(1981a\)](#) consideró que estas consisten en una secuencia representada por basaltos y andesitas basálticas de composición subsilícica a traquiandesítica, con edades de 11 a 15 Ma; Sin embargo, en su trabajo de tesis de licenciatura [Vidal-Solano \(1998\)](#) diferenció distintas unidades volcánicas y reconoció la existencia de un volcanismo ácido hiperalcalino en el área.

Geoquímicamente se pueden identificar dos series litológicas. El primer grupo corresponde a andesitas, dacitas y riolitas, y se encuentra en las sierras Suvuk y Ladrilleros, y en la base de los cerros Picú y San Pedro, en forma de derrames, flujos de lava, domos y depósitos

piroclásticos; todos asociados a una firma calcoalcalina y a un régimen de subducción. El segundo grupo, estratigráficamente superior, es representado por un volcanismo bimodal compuesto por basaltos y andesitas basálticas intercalados con un volcanismo riolítico hiperalcalino, el cual ocurre en la Sierra Batamote, el cerro San Pedro, Vidrios Viejos y Lomas del Norte. La mayoría de los afloramientos del evento Pre-Pinacate, se encuentran ligeramente basculados al NNW (Cázares-Hernández, 2006).

Cabe señalar, que las rocas de este evento son evidencia de un cambio en la fuente del magmatismo, ocasionado por el ascenso de manto astenosférico y un adelgazamiento de la litósfera, es decir, este evento se caracteriza por la apertura del Golfo de California (Vidal-Solano, 2005).

- El evento Pinacate: Después del evento Pre-Pinacate hubo un “gap” volcánico calculado de 8 Ma, donde no se registra actividad volcánica alguna (Cázares-Hernández, 2006); Sin embargo, posteriormente a esto comenzó una etapa eruptiva de grandes volúmenes de lavas, las cuales fueron fechadas por el método $K - Ar$ (Lynch 1981a) y por Ar^{40} / Ar^{39} (Paz-Moreno et al., 2004; Gutmann & Turrin, 2006), arrojando edades que van desde 1.7 Ma a 10 Ka.

El evento Pinacate cubre una superficie aproximada de 1350 [km²], según el cálculo con software de Cázares-Hernández (2006), formando un escudo volcánico compuesto por una gran cantidad de conos cineríticos y de escoria, cráteres tipo maar, derrames de lava y flujos piroclásticos,

Este evento se divide en dos etapas. La primera etapa comenzó con la formación del escudo debido a la erupción del volcán Santa Clara alrededor de 1.7 Ma. Hubo erupciones de tipo poligenético y flujos de lava basáltica y traquítica, hasta su cese hacia los 1.1 Ma (Lynch, 1981a, en Rodríguez-Trejo, 2014; Cázares-Hernández, 2006).

En la segunda etapa, dio inicio la actividad monogenética desde los 1.1 Ma hasta aproximadamente 12 Ka (Guttman, 2000), en donde se formaron una gran cantidad de edificios volcánicos rodeando al escudo central, así como grandes volúmenes de lava compuestos por basaltos alcalinos y transicionales con estructuras de tipo Pahoehoe y AA.

Geología del cráter Celaya

El cráter Celaya es una depresión de aproximadamente 88 [m] en profundidad con 914 [m] de diámetro. Se localiza a 5 kilómetros al Sur de Los Vidrios, en la ruta 2 a 24 [km] del Cerro Pinacate a un ángulo de 347°. Este maar en realidad consiste en dos cráteres interconectados. El anillo de tobas que rodea al volcán es similar al Elegante, y los restos revelan una secuencia de inclusiones basálticas y graníticas (Wood, 1972).

Cortés et al. (1976) mencionan que las rocas más antiguas están constituidas por varias coladas basálticas que en algunos lugares están separadas por una delgada capa de toba lítica de grano fino. Estas corrientes tienen en sus cimas superficiales de tipo “aa”, cubiertas con residuos escoriáceos de aproximadamente 1 [m] de espesor que separa a la toba del acantilado basáltico de 15 a 20 [m] en la pared NE (Wood, 1972).

Estas corrientes basálticas similares, tienen un color gris oscuro que intemperiza a café con escasos fenocristales de labradorita, compacto en la parte inferior y vesicular hacia la parte superior. Sobre los basaltos más antiguos y en casi todo el cráter, se encuentra la unidad de cenizas café-rojizo, la cual forma depósitos con pendientes regulares, y espesores variables que llegan a tener hasta 20 [m]. Las capas de estas cenizas son gruesas, contienen bombas y fragmentos de cristales.

La corona del cráter está formada por la brecha tobácea con espesores de hasta 50 [m]. Son de color amarillo ocre a gris, de grano extremadamente grueso, quizá el mayor en todas las calderas, y constituida por ceniza gruesa vesicular, con cristales y lapilli, numerosos bloques y fragmentos de basalto holocristalino (Cortés et al., 1976).

Posterior a la formación de la caldera se empezó a desarrollar un talud en todo el cráter. En el piso del cráter se encuentran sedimentos correspondientes a aluvión y sedimentos de playa.

Geología del cráter El Elegante

Existen varios trabajos que describen de una u otra manera la geología de este maar (Gutmann, 1976, 2002; Gutmann & Turrin, 2006; Wohletz & Sheridan, 1979, 1983; Martin & Németh, 2004; Lynch, 1981a; Jahns, 1959; Wood, 1972); sin embargo, es Cázares-Hernández (2006) y Cázares-Hernández (2013) donde se explica claramente la distinción entre las unidades del cráter, las cuales se clasifican dependiendo de los resultados estratigráficos, abarcando tres grupos generales que no poseen una relación genética directa entre sí, a pesar de que el volcanismo es de tipo basáltico-hawaítico monogenético, por lo que las unidades tendrán una gran similitud mineralógica, de textura y de composición. Cázares-Hernández (2013) identifica a estos tres grupos como:

1. Secuencia Pre-Elegante. Unidades depositadas antes del hidrovulcanismo, por lo que no tienen relación con la formación del cráter El Elegante.
2. Secuencia Elegante. Unidades emplazadas/depositadas durante la ocurrencia del hidrovulcanismo asociado a este cráter.
3. Secuencia Post-Elegante. Unidades emplazadas/depositadas sin relación con el cráter.

Secuencia Pre-Elegante

Estas unidades se observan en las paredes internas del CE y en su exterior. Estas de igual manera se separan en tres grupos principales: unidades efusivas, depósitos vulcanológicos y unidades hipovolcánicas.

Cázares-Hernández (2013) describió un perfil estratigráfico al Norte del cráter, el cual se escogió por la gran representatividad expuesta por Lynch (1981a), quien dató por el método K/Ar algunas de las lavas del interior del cráter, y obtuvo edades que van desde 0.46 hasta 0.149 Ma, lo que representa casi medio millón de años de actividad volcánica expuesta en las paredes internas del CE.

En dicho perfil estratigráfico Cázares-Hernández (2013) explica que hay una alternancia entre las unidades efusivas y los depósitos vulcanológicos. Las unidades efusivas tienen diferencias

mínimas entre ellas en cuanto a textura y mineralogía, sin embargo, la estructura, algunas texturas y las variaciones en los contenidos de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno proporcionan información acerca de las condiciones de emplazamiento y enfriamiento de las unidades.

Los depósitos vulcanológicos corresponden con dos tipos de materiales: de origen primario (piroclásticos) y epiclásticos. Estos últimos se encuentran intercalados con las unidades basálticas, varían su espesor desde unos centímetros hasta 2 [m] y se componen principalmente de lapilli vesicular de sideromelano (vidrio basáltico) alterado, sostenidos por una matriz compuesta por arcilla cuarzo-feldespática, óxidos de hierro y pequeñas cantidades de carbonatos. Algunos poseen una gradación normal. Por otro lado, los depósitos de origen primario se caracterizan por ser granulométricamente bien clasificados y compuestos principalmente por lapilli oxidado y vesiculado. [Cázares-Hernández \(2013\)](#) contempla la posibilidad de que estos depósitos se deban a mecanismos sedimentarios cuyos fragmentos provenían de erupciones próximas.

Por último, las unidades hipovolcánicas ocurren en forma de diques y sills asociados a estadios tempranos y tardíos en la evolución de las estructuras monogenéticas. Particularmente los diques revisados por [Cázares-Hernández \(2013\)](#) pertenecen al Cono Este, y su análisis dio por resultado dos tipos de texturas, las cuales ponen en evidencia distintas condiciones de enfriamiento.

Secuencia Elegante

Está compuesta de flujos de lava, depósitos volcanoclásticos, depósitos epiclásticos y unidades sedimentarias. La última unidad efusiva es considerada como la parte inferior de esta secuencia debido a las relaciones de ocurrencia, estructuras primarias, características petrográficas y por sus firmas geoquímicas análogas con los fragmentos piroclásticos asociados al hidrovulcanismo ([Cázares-Hernández, 2006](#)).

La secuencia Elegante fue dividida en miembros de la base a la cima en:

Actividad efusiva inicial

La unidad ocurre hacia el Norte del CE. [Gutmann & Turrin \(2006\)](#) le asignan una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 32 ± 6 Ka. Se caracteriza por tener un espesor variable de hasta 7 [m] en distancias horizontales no mayores a 3 [m]. Las variaciones de su espesor se le atribuyen a la presencia de ondulaciones fosilizadas que semejan diques con una geometría casi anular, las cuales se cree que fueron provocadas por las ondas de expansión (blast waves) de las primeras erupciones hidrovulcánicas ([Zimanowsky & Wohletz, 2000](#)).

El derrame muestra una estructura 'aa', pero en algunas partes se desarrolló una costra de temple de 2-3 [cm] de espesor, probablemente originada por el contacto de lava con alguna fuente de agua.

La vesiculación varía, pero en las superficies de temple está presente una microvesiculación que solo se puede observar en microscopio (lámina delgada).

El análisis petrográfico muestra una asociación mineralógica de las lavas basálticas-hawaíticas del CVP, compuesta por microfenocristales y algunos fenocristales de olivino-plagioclasa embebidos

en una matriz holocristalina-microcristalina moderadamente equigranular de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos, con escasas microvesículas.

Después de un análisis sobre la cristalización de los minerales, [Cázares-Hernández \(2013\)](#) llegó a la conclusión que el líquido inicial pre-eruptivo era altamente fluido (baja viscosidad), de alta temperatura y muy pobre en cristales. La cristalización se llevó a cabo en tres etapas: La intratelúrica, donde sólo cristalizó el olivino; una sub-superficial (temple) que cristalizó solo olivino esquelético; y la superficial, que propició la cristalización completa del líquido restante. También [Cázares-Hernández \(2013\)](#) indica que la presencia de agua externa modificó la trayectoria de cristalización del líquido, quedando registrado a nivel de mineralogía y textura de la unidad.

Actividad explosiva (hidrovolcánica)

Seguido del emplazamiento de la unidad efusiva, fueron depositadas tobas, brechas, tobas líticas y tobas de ceniza y lapilli, que dieron lugar a los depósitos exteriores que forman el anillo de tobas. Estos poseen un espesor de entre 30 y 45 [m] aproximadamente en el borde del cráter y una distribución horizontal radial de aproximadamente 800 [m].

Una secuencia al Norte del cráter tiene contacto directo con la última unidad efusiva del evento pre-Elegante, mientras que una secuencia al Sur tiene contacto con los materiales piroclásticos finales del Cono Sur.

A diferencia de la secuencia Norte, gran porcentaje de los estratos del Sur se componen enteramente por ceniza, además de que en general poseen una mayor cantidad de estructuras internas muy desarrolladas.

En el interior del cráter aflora una secuencia de depósitos volcánoclasticos similares a los depósitos exteriores, por lo que al principio se interpretó que el hecho de que se encuentren en su ubicación actual se atribuye a un descenso por colapso o subsidencia del cráter una vez que concluyó el hidrovolcanismo monogenético; sin embargo, el estudio de [Cázares-Hernández \(2013\)](#) permitió definir una depositación *in situ*.

[Cázares-Hernández \(2013\)](#), encontró que estos depósitos se pueden dividir en tres unidades: A, B y C, denominadas informalmente por él, donde la unidad A se depositó antes de los depósitos lacustres y las unidades B y C después.

La unidad A es la inferior de estos depósitos, su base no está expuesta y solo ocurre hacia el SW. Lo que más abunda en la unidad es la ceniza masiva, con estratificación planar.

La unidad B se limita al WSW y tiene una morfología cónica. Su contacto inferior es con una secuencia lacustre mediante una discordancia angular. Posee estratificación gruesa casi masiva de lapilli consolidada.

La unidad C representa la cima estratigráfica de los depósitos interiores. Tiene una intensa intercalación entre lapilli y ceniza.

Por otro lado, la secuencia sedimentaria-lacustre ocurre en afloramientos de intercalaciones de arcilla y carbonatos, y conglomerados y brechas.

En términos generales, los estudios de firmas geoquímicas hechos por [Cázares-Hernández \(2006\)](#), reportan que las muestras son basaltos ricos en titanio (2.27% - 3.00 %) y sodio (3.32% - 4.15%).

Secuencia post-Elegante

[Cázares-Hernández \(2006\)](#) menciona que después del cese de la actividad freatomagmática, derrames de lava cubrieron a los depósitos piroclásticos que generó el cráter. Estos flujos se dirigen hacia el NW, e incluso cubren al cono Oeste. Son basaltos porfídicos con texturas de lava en bloques de los cuales no se conoce su procedencia puesto que parcialmente están cubiertos por otro derrame todavía más joven proveniente del oeste.

También podemos encontrar depósitos sedimentarios y de talud los cuales son unidades en actual formación. Se componen de depósitos de aluvión, formado por arenas y arcillas mal clasificadas; depósitos de playa, formados por arenas y arcillas bien clasificadas generadas en una columna que recauda el agua que escurre en el interior del cráter; y depósitos de talud ([Cázares-Hernández, 2006](#)).

Geología de Cerro Colorado

Es un anillo de toba sostenido por un flujo basáltico ([Wohletz & Sheridan, 1983](#)). El borde del cráter es asimétrico y es más prominente en el lado sureste donde se eleva 110 [m] sobre la playa Díaz. Está compuesto por brechas de toba que consisten en cenizas en capas delgadas cubiertas por toba de grava con fragmentos de roca volcánica, granítica y metamórfica ([Alva-Valdivia et. al., 2019](#)). Los flancos exteriores son acantilados escarpados de hasta 25 [m] donde se forma un amplio frente de aluvión y brechas de toba erosionadas derivadas del borde ([Wood, 1972](#)).

El afloramiento más antiguo se encuentra en la pared occidental y está compuesto de basalto vesicular cubierto por depósitos de tefra gris. El suelo del cráter está formado por depósitos de aluvión y playa. [Gutmann \(2002\)](#) concluye que ningún flujo de basalto o actividad estromboliana precedió al hidrovulcanismo que construyó el cono de toba de Cerro Colorado.

Los resultados arqueológicos adquiridos de los depósitos de ceniza fecharon el cráter tentativamente en 1000-2000 a.C. ([Hayden en Alva-Valdivia et al., 2019](#); [Wood, 1972](#)). Anteriormente [Ives \(1956\)](#) había sugerido que el cráter Cerro Colorado tenía una edad de hasta el milenio pasado, cosa que no concuerda con los resultados mencionados anteriormente ni con [Wood](#) quien afirma que el cráter es mucho más antiguo.

MARCO TEÓRICO

Hidrovolcanismo

El hidrovolcanismo es una variante del volcanismo explosivo que ocurre durante la interacción de magmas con cuerpos de agua superficial o subterránea (a este tipo de hidrovolcanismo también se le conoce como freatomagmatismo) (Wohletz & Heiken, 1992).

La manera en que sucede el hidrovolcanismo se explica en la [Figura 3](#): (a) Al inicio el magma entra en contacto con un medio saturado, el agua comienza a evaporarse rápidamente debido a la alta temperatura del magma; (b) la expansión del vapor genera un aumento de presión; (c) si la presión no es liberada en forma de erupciones, el sistema colapsa provocando fragmentaciones en la roca alrededor; (d) posteriormente se generan nuevas superficies de contacto, renovando la expansión y aumentando la presión, generando un comportamiento cíclico hasta que ocurren las erupciones.

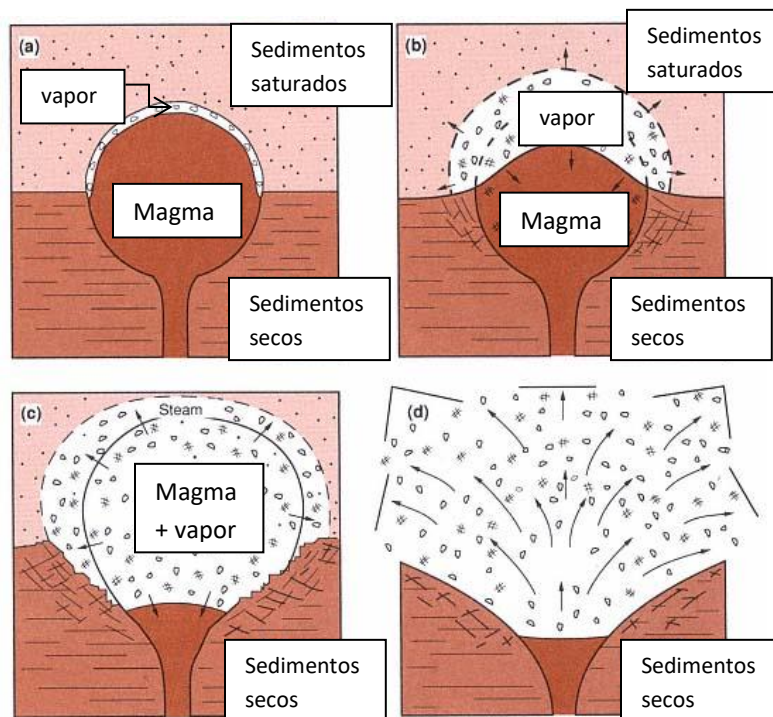


Figura 3.- Concepción teórica idealizada sobre cómo se lleva a cabo el hidrovolcanismo (Tomado de Wohletz & Heiken, 1992)

Geomagnetismo

El paleomagnetismo consiste en el estudio del magnetismo terrestre del pasado guardado en los materiales geológicos. Esto es posible gracias a que el campo magnético puede quedar grabado en ciertos minerales de las rocas en el momento de su formación.

Usualmente la dirección del campo geomagnético se describe en la [Figura 4](#). Donde el campo magnético total H , se descompone en H_v y H_h , y que a su vez se puede traducir a coordenadas polares en el ángulo I , que se refiere a la inclinación, y el ángulo D , la declinación.

Una manera sencilla de observar cómo es el campo magnético de la Tierra es a través del modelo del Dipolo Geocéntrico y Axial (GAD, por sus siglas en inglés) ([Figura 5](#)). Este asume un campo magnético generado por un dipolo ubicado en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación de la Tierra ([Butler, 1992](#)), por lo cual este modelo plantea una $D=0^\circ$ y una inclinación en función de la latitud (λ).

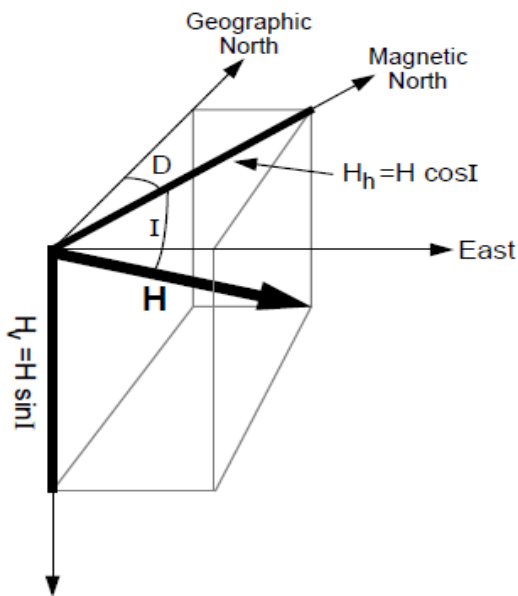


Figura 4.- Componentes del campo geomagnético (Tomado de Butler, 1992)

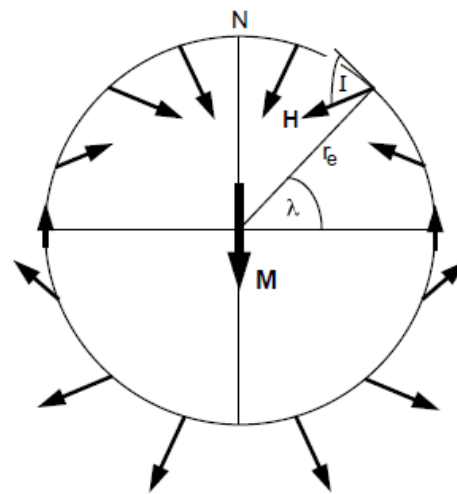


Figura 5.-Modelo del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD). M en esta ocasión es el dipolo magnético, λ es la latitud geográfica, r_e es el radio terrestre. (Modificado de McElhinny, 1973)

El campo geomagnético, no obstante, es más complejo que el producido por un dipolo, y su morfología actual se ilustra mejor con cartas de isóclinas (líneas de igual inclinación del campo); un ejemplo de estas cartas pero del siglo pasado se puede observar en la [Figura 6](#). En el campo geomagnético presente el ecuador geomagnético ($I = 0^\circ$) es muy cercano al geográfico, en el hemisferio sur las inclinaciones resultan negativas, y en el hemisferio norte resultan positivas, los polos magnéticos ($I = 90^\circ$) no coinciden con los polos geográficos. También se sabe, que modelo del dipolo geocéntrico tiene cierta inclinación. Esto se puede ver ilustrado en la [Figura 7](#).

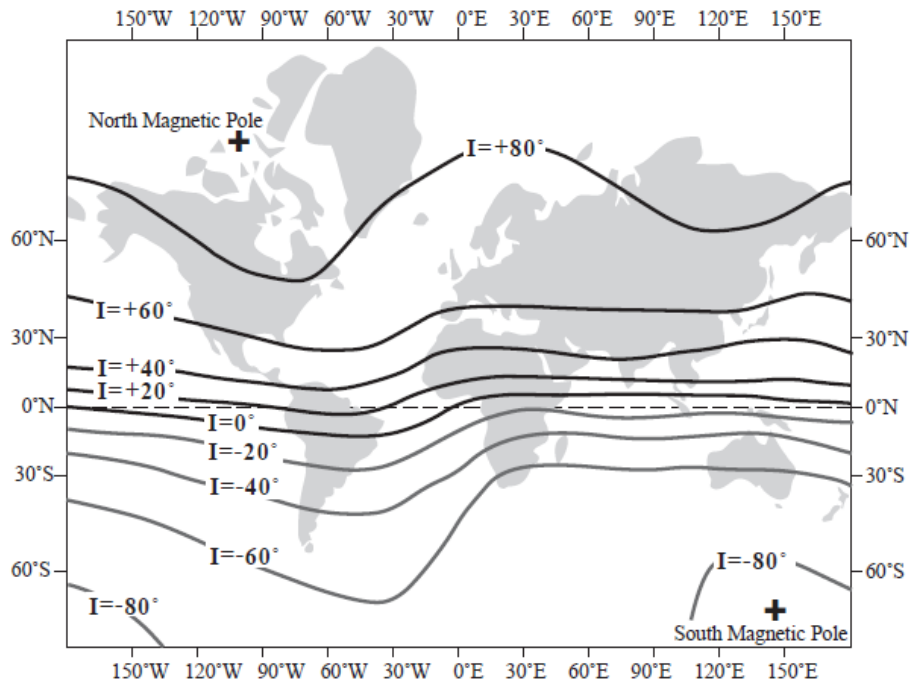


Figura 6.- Ejemplo de una carta isoclinica del campo geomagnético para (1945) (Tomado de Butler, 1992).

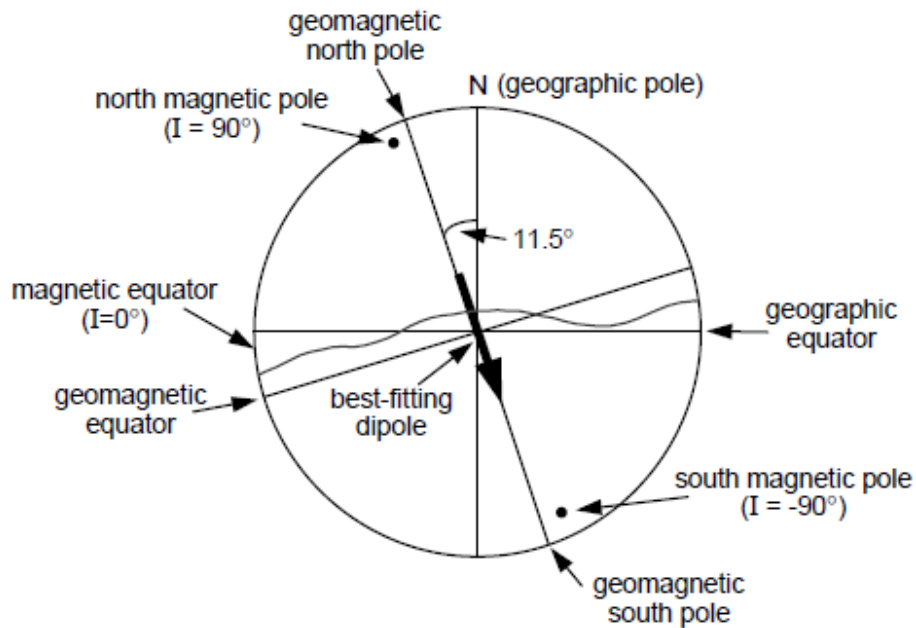


Figura 7.- Modelo del dipolo geocéntrico con el eje inclinado (Tomado de Butler, 1992)

La dirección y magnitud de la superficie del campo geomagnético ha variado a lo largo del tiempo (Butler, 1992), a esto se le conoce como variación secular geomagnética. La Figura 8 muestra cómo ha ido cambiando la dirección del campo geomagnético en Londres desde 1600. Las

observaciones que se han hecho indican que estos cambios no son cíclicos, más bien son aleatorios.

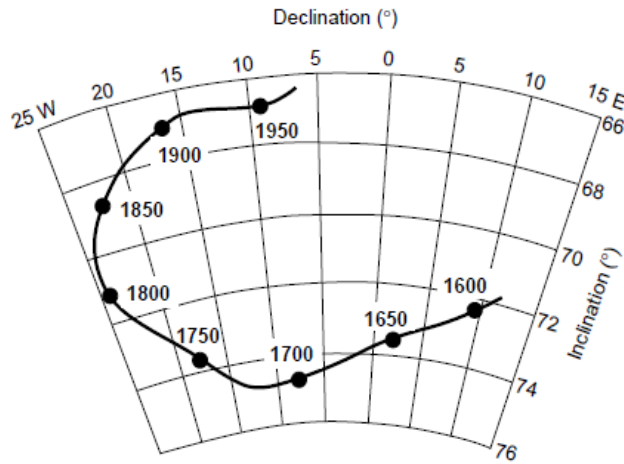


Figura 8.- Variación Secular Geomagnética (Tomado de Butler, 1992).

El origen del campo geomagnético

Explicar el cómo se formó el campo geomagnético no es sencillo; sin embargo, es esencial el comprender el fenómeno ya que es la base de cualquier trabajo paleomagnético.

La teoría más extendida implica la generación del campo geomagnético dentro del núcleo externo fluido de la Tierra por alguna forma de dínamo autoexcitable, basada en una teoría de la magnetohidrodinámica. Hoy en día, existen modelos matemáticos y computacionales que buscan modelar los procesos que suceden en el núcleo y así obtener un modelo más cercano al del campo geomagnético (Rodríguez-Trejo, 2014).

Aun así, una manera sencilla de verlo es entendiendo el modelo de dínamo de disco electromagnético (Figura 9). Este modelo está construido con un disco de cobre que gira sobre un eje conductor de electricidad perpendicular al giro, la cual pasa a través de una bobina localizada por debajo del disco de cobre, generando un campo electromagnético $i\mathbf{B}$, que retroalimenta el circuito eléctrico mientras el disco se mantenga girando.

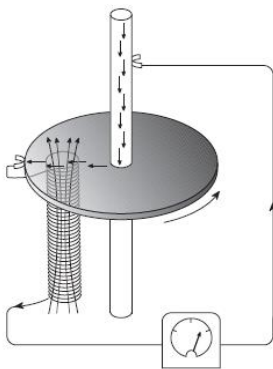


Figura 9.- Modelo de dínamo de disco autoexcitador. La corriente eléctrica se muestra con negritas; el campo magnético generado por la bobina debajo del disco se muestra con flechas finas. (Adaptado de: The Earth as a Dynamo, W. Elsasser, Copyright© 1958 by Scientific American, Inc.)

Conceptos Básicos del Magnetismo

El magnetismo es la base general de cualquier estudio geo- o paleo-magnético (Buttler, 1992), y el cual podemos entender de manera simple como el fenómeno físico por medio del cual se ejerce una fuerza de atracción o repulsión entre diversos materiales, a través de un flujo de partículas con cargas distintas. Este flujo de partículas cargadas es una de las causas básicas que genera un campo magnético, la otra es un imán permanente.

A lo largo de la vida estudiantil, hay cierta confusión entre el concepto de campo magnético (el cual se denota con \mathbf{H}) generado en función de una corriente eléctrica y tiene por unidad $[A/m]$; y el concepto de inducción magnética o densidad de flujo (denotado por \mathbf{B}), el cual es la respuesta de un medio al interactuar con un campo magnético, visto de otro modo, es el cómo se demuestra la presencia del campo magnético \mathbf{H} , y sus unidades son $[W/m^2] = [T]$.

La relación entre ambos nos da la ecuación 1 en el espacio libre, pero para cualquier otro medio que no sea en el espacio, μ (la permeabilidad) varía dependiendo del material.

$$B = \mu_0 H \quad \text{Ecuación 1}$$

El dipolo magnético (Figura 10) es el modelo más simple para generar un campo magnético. Este consiste en hacer circular una corriente a través de una línea, lo cual genera un campo en torno a ésta (circuito de corriente circular).

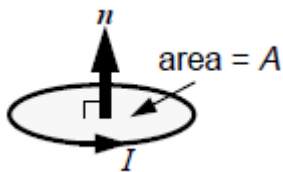


Figura 10.- Dipolo magnético construido a partir de una corriente circular (Tomado de Butler, 1992)

Como se observa en la Figura 10, alrededor de la línea de corriente tenemos un área, de tal manera que podemos expresar el momento magnético (\mathbf{m}) en términos matemáticos con la ecuación 2:

$$m = iA[A/m^2] \quad \text{Ecuación 2}$$

Siendo “i” la corriente.

El momento magnético se asocia al torque, el cual es la fuerza que se ejerce en un objeto para hacerlo girar, éste se describe en la ecuación 3.

$$\tau = m \times B \quad \text{Ecuación 3}$$

Por lo tanto, el momento magnético se expresa como el par máximo en un dipolo magnético:

$$m = \tau_{max}/B$$

Ecuación 4

Esto quiere decir que la inducción magnética B trata de alinearse al dipolo de modo que el momento m quede paralelo a la inducción.

Para conocer la relación existente entre las propiedades magnéticas y la inducción magnética B , debemos tener presente a la magnetización M , la cual es el momento magnético por unidad de volumen de un sólido (ecuación 5).

$$M = m/V$$

Ecuación 5

Jiles (1991), expresa que a partir de la definición anterior y la relación del momento con el flujo, se llega a la ecuación 6:

$$M = B/\mu_0$$

Ecuación 6

Visto de otra manera, la magnetización es el efecto que un material magnético tiene con la inducción cuando un campo atraviesa por éste. Así, la magnetización es generada por el spin resultante y el momento angular de los electrones dentro del sólido.

Es posible englobar en una sola ecuación todos estos conceptos. Por un lado tenemos que B consiste en dos contribuciones: H y M , por lo tanto, B se expresa con la ecuación 7.

$$B = \mu_0(H + M)$$

Ecuación 7

Materiales Magnéticos (Magnetismo en Rocas y Minerales)

Diferentes tipos de materiales magnéticos son clasificados dependiendo de su respuesta al ser expuestos ante un campo magnético, la cual se expresa en su susceptibilidad y permeabilidad magnética. La permeabilidad (μ_0) es la medida que indica que tanto son afectados los materiales por la aplicación de un campo magnético (ecuación 8). La susceptibilidad (χ) es la predisposición de un material a magnetizarse con mayor facilidad (ecuación 9).

$$\mu_0 = B/H$$

Ecuación 8

$$\chi = M/H$$

Ecuación 9

Diamagnéticos

Materiales con una susceptibilidad pequeña y negativa, de hecho, al aplicar un campo magnético a estos materiales, estos adquieren una baja magnetización inducida, en sentido contrario al campo, y ésta se reduce a cero al momento de retirarlo. Estos materiales están compuestos por átomos que no poseen momento magnético.

Ejemplos: cuarzo y calcita, minerales formadores de rocas.

Paramagnéticos

Estos materiales tienen una susceptibilidad pequeña y positiva, adquieren una magnetización inducida al momento de aplicarle un campo magnético con ese mismo sentido, sin embargo, ésta magnetización es débil y desaparece al momento de retirarlo. Los átomos que los componen poseen un momento magnético dado que no interactúan con los momentos magnéticos de los átomos adyacentes.

Ejemplos: piroxeno, olivino, anfíbol, biotita, los cuales son minerales comunes en las rocas.

Ferromagnéticos

Al igual que con los paramagnéticos, estos materiales poseen momentos magnéticos, solo que estos si tienen una fuerte interacción entre átomos vecinos, teniendo así, una fuerte magnetización inducida, la cual no regresará a cero al momento de quitar el campo magnético aplicado, guardando la dirección y sentido de éste.

Para estos materiales, la susceptibilidad es positiva y mucho más grande que los materiales anteriores.

Ejemplos: hierro, cobalto y níquel, algunas tierras raras y sus aleaciones.

A temperaturas constantes y valores de campo magnético H bajos, los materiales diamagnéticos y paramagnéticos tienen susceptibilidad constante, y tienen un comportamiento lineal, de tal manera que M es proporcional a H , dándonos la [ecuación 10](#).

$$\begin{aligned}M &= \chi H \\B &= \mu_0(1 + \chi)H \\ &= \mu_0\mu_r H\end{aligned}$$

Ecuación 10

Donde μ_r es mayor en los materiales paramagnéticos que en los diamagnéticos

Por otro lado, para los materiales ferromagnéticos, ni χ ni μ_r tienen un valor constante. Tanto la permeabilidad como la susceptibilidad son fuertemente afectadas por el campo magnético H y su historia geológica previa.

También existen otros tipos de materiales que no clasifican en los grupos mencionados anteriormente, estos son:

Ferrimagnéticos

Estos materiales son muy similares a los ferromagnéticos, pero debido a que los espines no suelen pertenecer a un mismo tipo de átomo o ión, estos tendrán diferentes momentos magnéticos de diferentes magnitudes, que al momento de sumarse se obtendrá una magnetización neta.

El ejemplo más representativo de este tipo de materiales es la magnetita, el cual es un mineral muy importante para los estudios paleomagnéticos.

Antiferromagnéticos

Para estos, los iones y los espines son idénticos, por lo que al momento de sumarse los momentos magnéticos, en teoría tendrían una magnetización cero, pero al momento de aplicarle un campo magnético perpendicular, los conjuntos de espines se desviarán obteniendo así una susceptibilidad.



Figura 11.- Ejemplos de diferentes tipos de ordenamiento magnético de los espines utilizando flechas para representar los momentos magnéticos (Tomado de Jiles, 1991)

Tipos de Magnetización

Magnetización Remanente Natural (MNR)

Cuando una roca se magnetiza *in situ* el vector tendrá dos componentes:

$$M = M_i + M_r \tag{Ecuación 11}$$

Donde M_i corresponde a la magnetización inducida y M_r a la magnetización remanente natural (MRN). La primera, usualmente es paralela al campo geomagnético terrestre y puede ser la componente dominante para muchos tipos de rocas. Sin embargo, este tipo de magnetización es reversible y no guarda memoria de los campos magnéticos pasados.

Por otro lado, la MRN depende del campo geomagnético y de los procesos geológicos durante la formación de la roca y toda su historia. Suele estar compuesta por más de una componente, siendo la primera la del momento de la formación de la roca.

$$\text{MRN} = \text{MRN primaria} + \text{MRN secundaria} \tag{Ecuación 12}$$

Las formas básicas de la MRN primaria se explicarán a continuación

Magnetización Termorremanente (MTR)

Este tipo de magnetización es producido por el enfriamiento desde una temperatura superior a la de Curie (T_c) hasta la temperatura de bloqueo (T_b), en presencia de un campo magnético. Suele ser la magnetización remanente que adquieren las rocas ígneas.

Magnetización Remanente Detrítica (MRD)

Ésta es adquirida durante la deposición y litificación de rocas sedimentarias. El mineral que suele estar más presente en este tipo de ambientes es la magnetita; sin embargo, existe mucha variabilidad en cuanto a las condiciones iniciales de formación. Muchos procesos post-deposicionales pueden afectar a la magnetización remanente, haciendo que no sea la más confiable para estudios paleomagnéticos.

Por otro lado, tenemos dos tipos de magnetización que se caracterizan por ser secundarias, las cuales se describen a continuación.

Magnetización Remanente Química (MRQ)

Ésta se puede adquirir durante el crecimiento de un nuevo mineral magnético, el cual se puede deber a que la mineralogía magnética presente alteraciones. La CRM puede sustituir parcial o totalmente a la magnetización primaria, con una temperatura de desbloqueo (T_{db}) sin relación alguna con la formación del depósito.

Magnetización Remanente Viscosa (MRV)

La magnetización remanente viscosa se adquiere gradualmente durante la exposición del material a campos magnéticos débiles. Esta es una magnetización secundaria resultante de la exposición de la roca al campo geomagnético que ocurre durante un largo lapso generalmente mucho después de la formación de la roca.

Magnetización Remanente Isotermal (MRI)

Es aquel magnetismo resultante de la exposición del material a corto plazo a campos magnéticos intensos a temperatura constante. De manera natural, únicamente puede ser adquirida por la exposición a campos magnéticos de la caída de rayos, por lo que se trata de magnetización remanente secundaria. Esta magnetización se utiliza mucho de forma inducida en los laboratorios para investigación sobre la mineralogía de los materiales estudiados.

Análisis para Identificar los Minerales en las Rocas y sus Propiedades Magnéticas

Antes de comenzar con la definición de los distintos análisis o estudios para poder identificar los posibles minerales en las rocas y sus propiedades magnéticas, es importante mencionar que todos los materiales ferromagnéticos tienen una temperatura lo suficientemente alta para volverlos paramagnéticos. Dicha temperatura de transición de ferromagnético a paramagnético es llamada Temperatura de Curie, en la cual la permeabilidad cae repentinamente y tanto la coercitividad como la remanencia se vuelven cero (Jiles, 1991).

Susceptibilidad vs. Temperatura (Curvas K-T)

Este estudio consiste en medir la susceptibilidad versus la temperatura. Con este estudio es posible la identificación de diversos minerales magnéticos como la magnetita, titanomagnetita o la maghemita, los cuales se caracterizan por la temperatura de Curie o de Néel (la cual únicamente está definida para minerales antiferromagnéticos) (Tarling et al., 1983, en Rodríguez-Trejo, 2014).

Con las curvas obtenidas con este método también podemos visualizar cambios físico-químicos que han sufrido las muestras, ayudándonos a conocer cuáles minerales magnéticos han sido creados y cuales destruidos. La curva de calentamiento proporciona información de minerales primarios y la de enfriamiento de minerales secundarios, con lo cual podemos analizar la estabilidad térmica (González-Rangel, J., 2009).

También podemos estudiar la curva a baja temperatura donde se puede observar el efecto correspondiente a la magnetita, conocido como transición de Verwey, el cual ocurre entre los -150°C y los -160°C en forma de pico.

Histéresis Magnética

El proceso de medición del ciclo de histéresis consiste a grandes rasgos en aplicar un campo magnético a una muestra y medir su magnetización hasta el punto en que la magnetización de cada grano se orienta a este campo aplicado (magnetización saturada, M_s), para posteriormente aplicar el mismo campo, pero en sentido contrario, generando así un ciclo (Butler, 1992).

A partir del ciclo de histéresis podemos encontrar distintos parámetros además de la magnetización saturada: (1) la magnetización remanente (M_{rs}) es aquella que permanece a pesar de quitar el campo magnético aplicado; (2) la coercitividad (H_c) se observa cuando se invierte el campo magnético aplicado y este llega a cero; La coercitividad remanente (H_{cr}) se determina de manera similar a la coercitividad pero con un campo magnético inverso.

A partir de los parámetros obtenidos con la curva de histéresis es posible realizar los diagramas de Day y de Néel.

El diagrama de Day (Dunlop, 2002) ayuda a vislumbrar el tipo de dominio magnético que tiene el mineral. De manera simple, el dominio magnético es la región donde los momentos magnéticos están alineados. Puede haber 3 tipos de dominio: (1) dominio simple (SD); multidominio (MD); (3) Pseudo-dominio simple (PSD).

Por otro lado, el diagrama de Néel sugiere el tamaño y forma promedio de los granos magnéticos.

Otro análisis que podemos realizar a partir del conocimiento de las curvas IRM, es el llamado método UnMix.

Robertson & France (1994) mostraron que las fases minerales magnéticas individuales que contribuyen a una curva de magnetización remanente isotérmica (IRM), tienen una trayectoria de adquisición logarítmica normal (gaussiana), y al encontrarse varias componentes en la muestra, estas se pueden sumar linealmente, es decir, son acumulativas. La adquisición de curvas de magnetización remanente isotérmica (IRM) mediante la aplicación de campos uniaxiales

crecientes a una muestra magnética de roca proporciona una herramienta para la investigación de los espectros de coercitividad (Dunlop & Özdemir, 1997) y con el uso de un procedimiento automatizado basado en el algoritmo de maximización de expectativas (Dempster et al., 1977), tanto las curvas de adquisición de IRM saturadas como las no saturadas pueden ser efectivamente modeladas en sus contribuciones individuales de coercitividad (Heslop, et al., 2002).

Técnicas de desmagnetización e Identificación de Componentes de Magnetización

Desmagnetización por Campos Alternos (AF)

Básicamente esta técnica consiste en la exposición de la muestra a un campo magnético alterno, como su nombre lo indica.

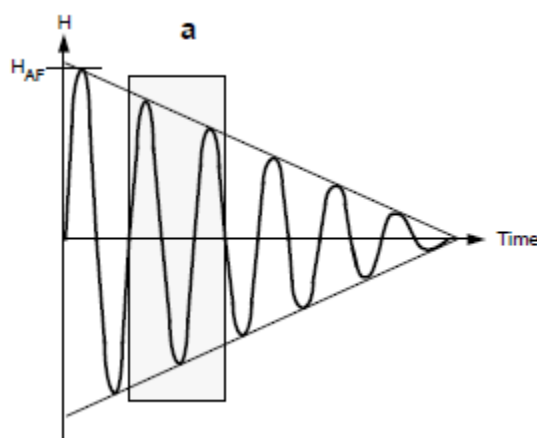


Figura 12.- Campo magnético alterno AF (Tomado de Butler, 1992)

La onda del campo alterno es una senoide con un decremento lineal en la magnitud con respecto al tiempo (Figura12). Al valor máximo del campo desmagnetizante AF se le conoce como H_{AF} .

Esta teoría se basa en que la contribución de los momentos de granos con una $h_c \leq H_{AF}$ serán “cancelados”. Únicamente a los granos con $h_c \geq H_{AF}$ permanecerá su remanencia.

La desmagnetización AF es frecuentemente efectiva para remover MRN secundarias y aislar el MRN característico en rocas con un contenido de (titano) magnetita (Butler, 1992).

Desmagnetización Térmica

Ésta consiste en someter la muestra a elevadas temperaturas (T_{demag}), pero por debajo de la temperatura de Curie, para luego dejar enfriar a temperatura ambiente en un campo magnético cero, logrando que los granos con $T_b \leq T_{demag}$ borren la fracción correspondiente a esa temperatura en la MRN (Butler, 1992). El espectro de temperatura de bloqueo puede determinarse al someter a la muestra en varios ciclos de calentamiento, enfriamiento y medición, aumentando la

temperatura máxima en cada ciclo (Irving et al., 1961). Esto es posible debido a que los granos que tienen un corto periodo de tiempo de relajación también tienen una baja T_b .

Durante este procedimiento se realizan mediciones de susceptibilidad, ya que si ésta presenta algún cambio, es posible que la composición mineralógica de la muestra cambie debido a la estabilidad química de la misma, indicando así, la destrucción o creación de nuevos minerales magnéticos (Tarling, 1983).

Es importante que durante el enfriamiento de las muestras no haya ningún campo magnético externo, siendo ésta, junto con el control de la temperatura, las principales preocupaciones al utilizar un desmagnetizador térmico (Tarling, 1983).

Temperatura de Emplazamiento

De manera general, la temperatura de emplazamiento (T_e) es aquella en la cual se enfrió el material (en este caso toba) cuando hizo erupción el volcán. Sin embargo, la T_e de cada clasto individual puede no representar la temperatura global de todo el depósito debido a que el tiempo de enfriamiento del material va a variar dependiendo del grosor del material y su posición (Alva-Valdivia et al., 2019).

La temperatura a la que el depósito global empieza a enfriarse se identifica como la temperatura de emplazamiento más baja de los clastos (Alva-Valdivia et al., 2019) (definida como temperatura de equilibrio (T_{eq}) por Bardot y McClelland (2000)).

La importancia de la T_e radica en que podemos obtener tanto la inclinación como la declinación de la segunda componente a partir de los diagramas vectoriales, las cuales se establecieron al momento de la formación del cráter, por lo que podemos estimar la edad del anillo de toba, al compararse con registros paleomagnéticos previos.

Como se ha explicado con anterioridad, los minerales en las rocas adquieren una magnetización remanente al estar expuestos a un campo magnético (en este caso, el terrestre); sin embargo, es posible que los minerales cuenten con más de una componente, pues el número de estas dependerá de los diferentes procesos geológicos en los que esté sometida la roca.

Diagramas Vectoriales

Estos diagramas también son conocidos como diagramas ortogonales o diagramas de Zijderveld, pues fueron desarrollados por él, los cuales son una representación gráfica de la dirección y la intensidad de la remanencia magnética durante cada paso de la desmagnetización, logrando así, visualizar las componentes magnéticas que constituyen a la muestra. Al momento en que la tendencia de la dirección de la remanencia magnética presenta un cambio, se encuentra la temperatura de emplazamiento y una nueva componente magnética. Esto último lo podemos ver mejor representado en la Figura 13.

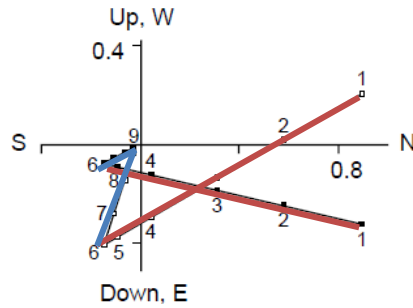


Figura 13.- Ejemplo de diagramas vectoriales. Recuadros negros representan la declinación y los blancos la declinación. Líneas azules corresponden con la primer componente y las rojas con la segunda componente. (Tomado de Buttler, 1992).

La distribución de Fisher y estereograma por igual área

Esta distribución es una función de probabilidad aplicable a las direcciones paleomagnéticas, desarrollada por R. A. Fisher. Cada dirección está representada por un punto en una esfera de radio unitario, y permite determinar una probabilidad de encontrar un vector con esa dirección en un límite de confianza dado. La distribución de Fisher se expresa:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{k}{4\sinh(k)} e^{k\cos\theta} \quad \text{Ecuación 13}$$

donde θ es el ángulo formado por el vector resultado con respecto a la dirección media, y k el parámetro de precisión, el cual es útil para conocer la probabilidad sobre si las direcciones medias obtenidas coinciden con la media esperada.

Para obtener la dirección característica del vector resultante primero se calculan las direcciones de los vectores individuales a partir de sus cosenos directores (l , m , y n) (ecuación 14), con los cuales a su vez se obtiene la declinación e inclinación media para un sitio paleomagnético (ecuación 15).

$$\begin{aligned} l_i &= \cos I_i \cos D_i \\ m_i &= \cos I_i \sin D_i \\ n_i &= \sin I_i \end{aligned} \quad \text{Ecuación 14}$$

$$\begin{aligned} D_m &= \tan^{-1}(m/l) \\ I_m &= \sin^{-1}(n) \end{aligned} \quad \text{Ecuación 15}$$

Por último, el límite de confianza $\alpha 95$ define los límites de error que pudieran existir en las observaciones.

Esta estadística se expresa en el estereograma por igual área a partir de las declinaciones e inclinaciones obtenidas y los límites de confianza.

SHA.DIF.14k

SHA.DIF.14k es un modelo geomagnético para el periodo del Holoceno basado en datos arqueomagnéticos y flujos de lava. La fuente de datos proviene de la base de datos GEOMAGIA50v2 la cual se ha ido actualizando con estudios arqueomagnéticos publicados durante los últimos 5 años. El modelo permite analizar el comportamiento del campo geomagnético de los últimos 14,000 años: desde el 12,000 a.C a 1,900 d.C. Para la construcción del modelo se utilizó el análisis armónico esférico en el espacio y fue desarrollado por [Pavón-Carrasco, et al. \(2014\)](#) y se encuentra disponible en Earth Ref Digital Archive en <http://earthref.org/ERDA/1897/>.

METODOLOGÍA

Descripción del muestreo

En el trabajo de campo se recolectaron 119 núcleos de 3 sitios diferentes (cráter El Celaya, Cerro Colorado y cráter El Elegante) con una perforadora portátil de combustión interna a gasolina, con un diámetro de barrena de 2.5 [cm]. Los núcleos tuvieron una longitud entre 4 y 8 [cm]. Estos núcleos se emplearon para definir algunas características como la textura, el porcentaje de matriz, la mineralogía, color y tamaño.

La [Figura 14](#) muestra fotografías representativas de los núcleos del cráter Celaya y la [Figura 15](#) de núcleos del cráter El Elegante.

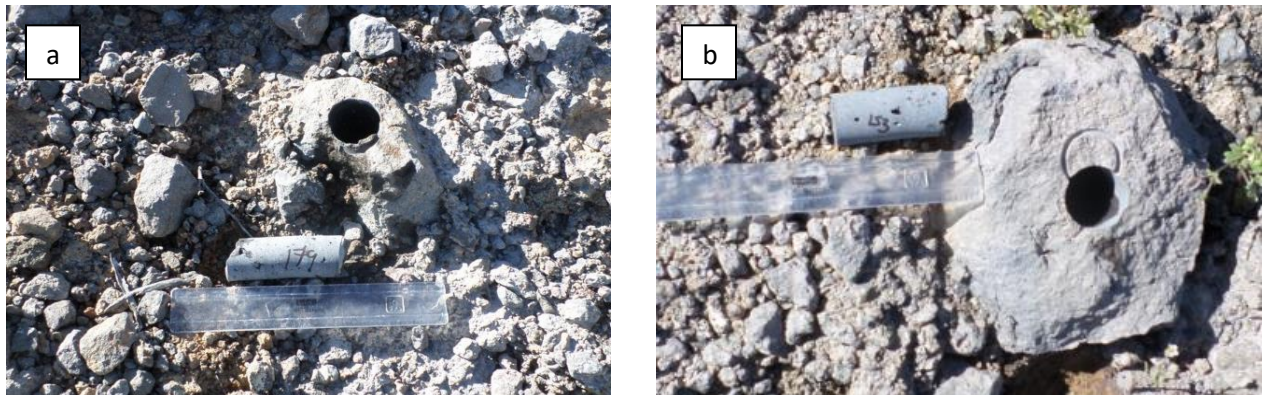


Figura 14.- Núcleos representativos del cráter Celaya. (a) Muestra 19CCL179; (b) muestra 19CCL153

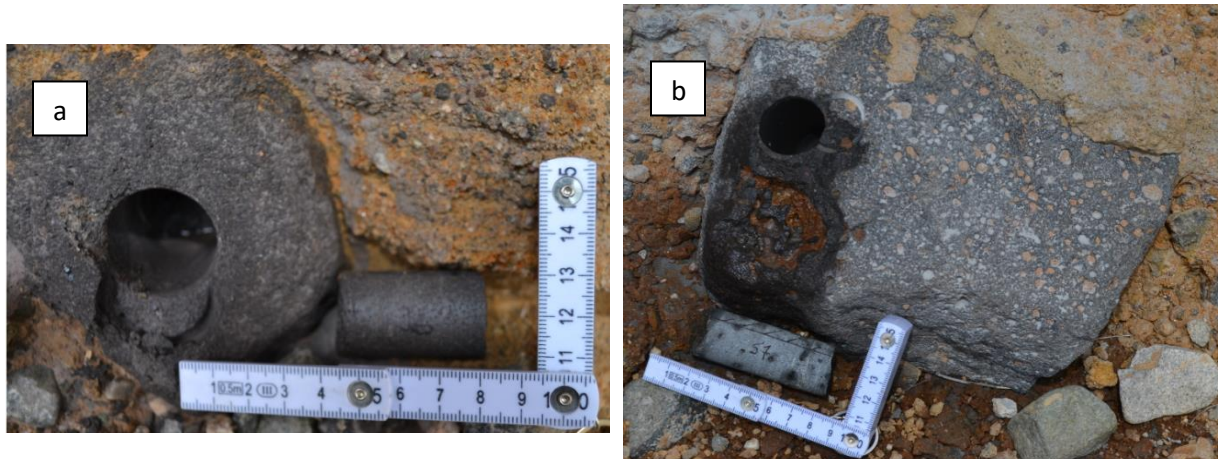


Figura 15.- Núcleos representativos del cráter El Elegante. (a) Muestra 19EG057; (b) muestra 19EG036

Análisis de laboratorio

Para obtener la T_e se efectuó la desmagnetización térmica con un horno Schonstedt y se midió la magnetización con un magnetómetro JR5. Las muestras se trataron desde los 20°C hasta los 600°C con un incremento promedio de 20°C. Después de cada paso en la desmagnetización se hicieron mediciones de susceptibilidad magnética.

Se efectuaron mediciones de la variación de la susceptibilidad vs. temperaturas altas y bajas con el fin de conseguir información acerca de la estabilidad paleomagnética y de los portadores de la magnetización remanente. Esto se realizó con un susceptibilímetro Kappabridge MFK-FA (Agico).

También se realizaron experimentos de histéresis magnética con un magnetómetro AGFM-Micromag 2900. De las curvas respectivas, se determinaron la saturación de la magnetización remanente (M_{rs}), la magnetización de saturación (M_s) y la coercitividad (H_c) después de la corrección por contribución paramagnética. También se determinó la coercitividad de la remanencia (H_{cr}) al aplicar un campo negativo.

Posteriormente se obtuvieron las curvas con ayuda del software MAX UnMix (Maxbauer et al., 2016) con la finalidad de obtener una idea sobre la cantidad de componentes que podría presentar la muestra dependiendo de las diferentes distribuciones de coercitividad de los minerales en la muestra.

Por último, para el análisis direccional se utilizó el software Remasoft 3.0 de AGICO, Inc, obteniendo una serie de gráficos que se verán en el apartado de resultados los cuales se analizaron y se discutieron.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Cráter Celaya

Ciclos de Histéresis

La curva que se muestra en la [Figura 16a](#) representa el 50% de las curvas obtenidas del sitio, donde se tiene una saturación de magnetización alta y una coercitividad considerable; mientras que la curva de la [Figura 16b](#) representa el otro 50%, donde la saturación de magnetización es menor y la coercitividad es pequeña y en algunos casos casi nula.

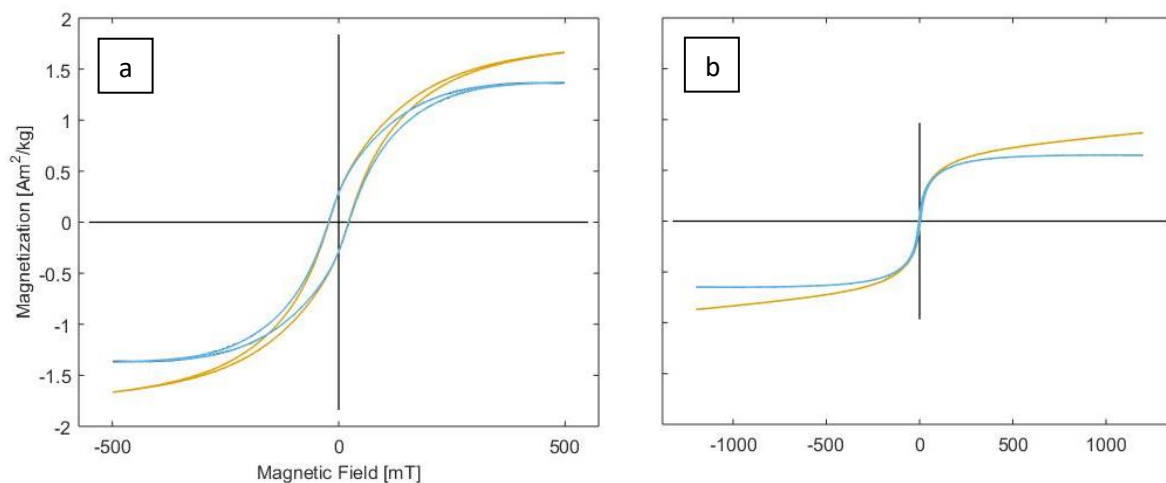


Figura 16.- Curvas de histéresis del cráter Celaya. (a) Muestra 19CCL152; (b) muestra 19CCL172. La curva ajustada se muestra con azul y la curva anaranjada es la que aún no está procesada

La saturación se logra en campos bajos (< 500 [mT]) con una coercitividad entre 2.8 [mT] $< H_c < 22.5$ [mT], lo que sugiere que no hay presencia de hematita ([Tarling, 1983](#)). La variación en la saturación es entre 0.662 [Am²/kg] $< M_s < 1.52$ [Am²/kg].

Diagramas de Day y de Néel

Con los parámetros de histéresis ($0.070 < M_r/M_s < 0.240$ y $1.57 < H_{cr}/H_c < 3$) el diagrama de Day, da como resultado la [Figura 17a](#) para el cráter Celaya, con el cual podemos visualizar como todas las muestras caen en el rango del PSD. Mientras que el diagrama de Néel ([Figura 17b](#)) indica que los granos tienen una forma más cercana a un cubo, pues caen dentro del rango de la relación 1.3:1.

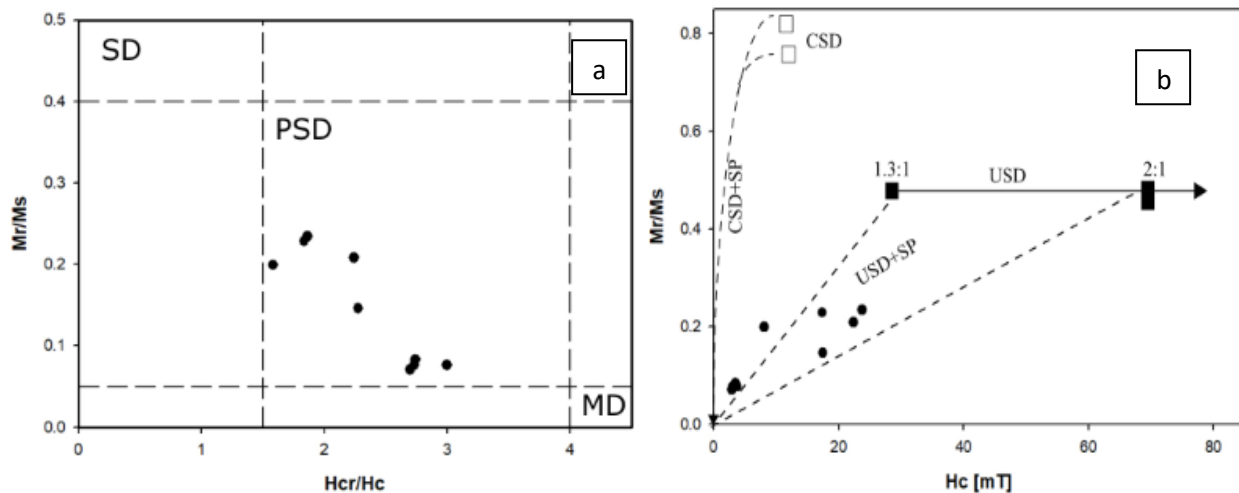


Figura 17.- (a) Diagrama de Day del cráter Celaya. (b) Diagrama de Néel del cráter Celaya

Curvas K-T

Para poder conocer los minerales portadores de la remanencia, se seleccionaron algunos especímenes de manera aleatoria para llevar a cabo el análisis de susceptibilidad en función de la temperatura, donde se obtuvieron curvas de baja temperatura, de enfriamiento y de calentamiento dentro de un rango de -200°C a 700°C (Figura 18).

Algunas curvas K-T obtenidas revelan dos fases termomagnéticas durante el calentamiento, una en un rango de los 300 a los 400°C (Figura 18g) y la otra podría indicar la presencia de titanomagnetita con muy poco Ti, pues la temperatura de Curie ronda de los 550 a los 580°C (Figura 18b).

También se observa la presencia de magnetita gracias a la transición de Verwey en la curva de baja temperatura (Figura 18c y d), la cual muestra un pico alrededor de los -150°C , además las curvas de la Figura 18a, c y d muestran contenido de magnetita con una T_c entre 550°C a 580°C .

Por último, observamos que en algunas muestras existe una sola fase magnética, indicando una transformación de titanomagnetita pobre en titanio a magnetita (Figura 18b, f y g).

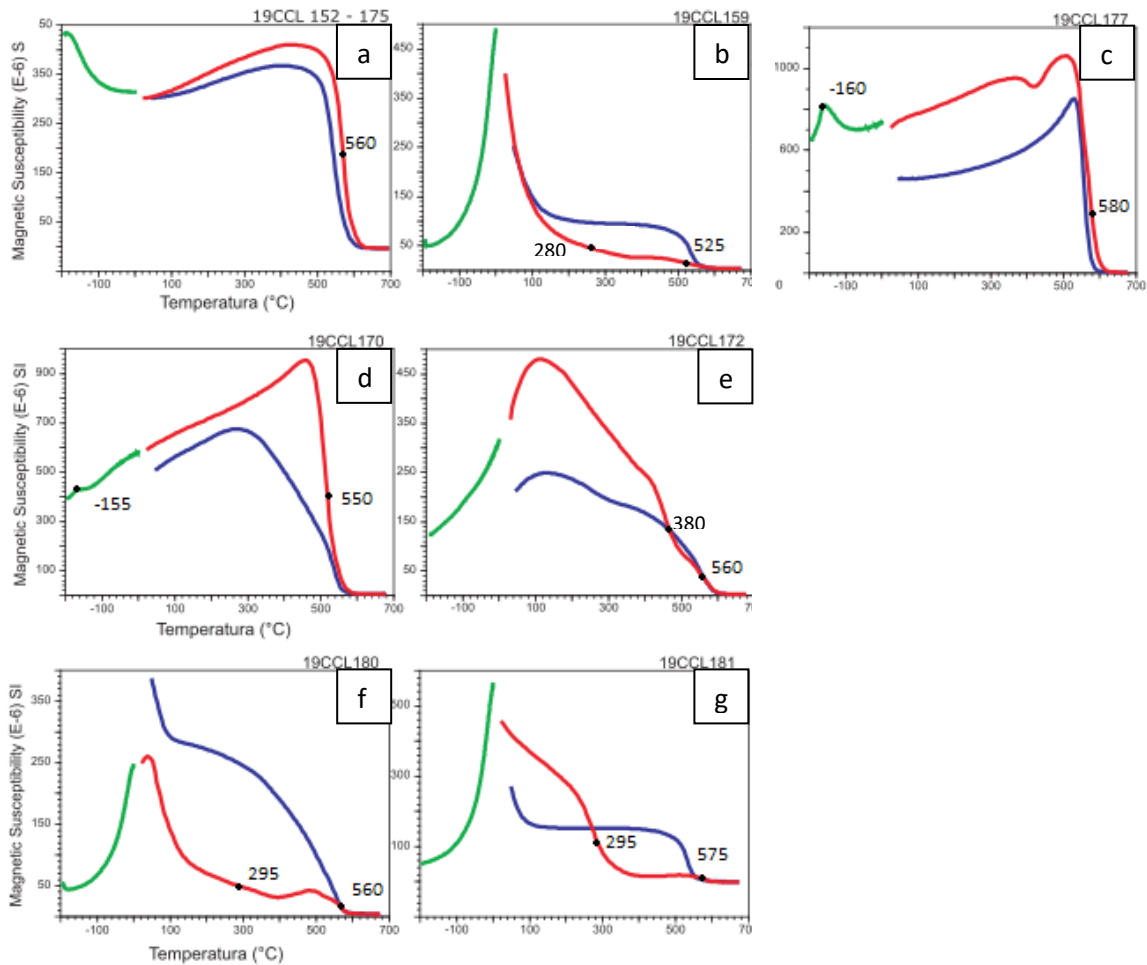


Figura 18.- Curvas K-T del cráter Celaya. La curva roja es la de calentamiento, la azul de enfriamiento y la verde es la de baja temperatura

Análisis UnMix

Para este cráter, se procesaron las curvas IRM de 9 muestras, dónde la mayoría dieron como resultado la identificación de dos componentes. Las curvas que se eligieron como representativas fueron de las muestras 19CCL165 (Figura 19a) y 19CCL181 (Figura 19b).

La contribución de la componente principal suele estar en 1 [mT] en escala logarítmica, con un valor de campo que ronda de 5×10^{-6} hasta 2×10^{-5} unidades, mientras que la segunda componente suele estar en los 2.5 [mT] y el campo ronda los 5×10^{-7} y los 3×10^{-6} unidades.

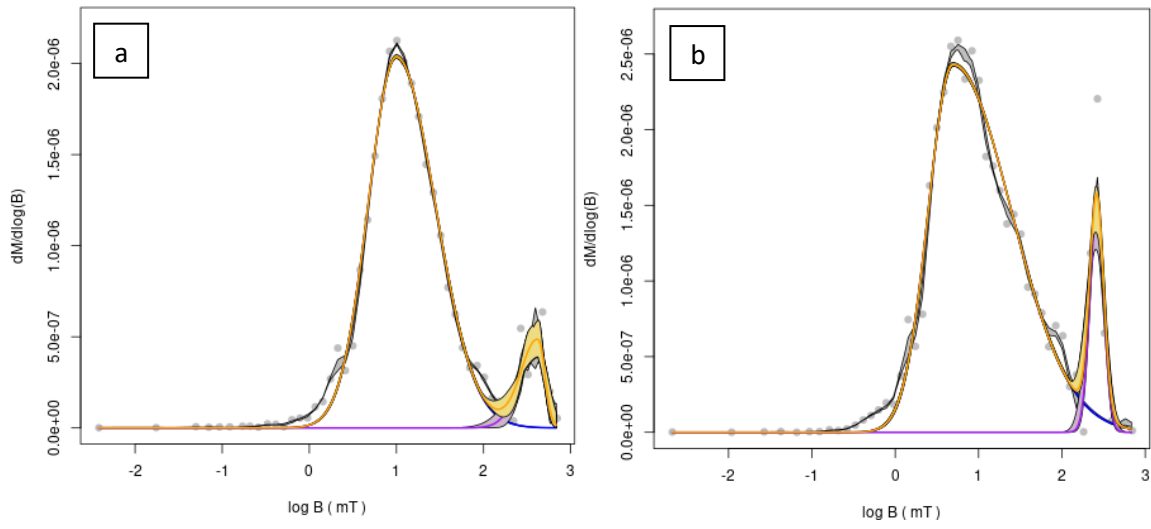
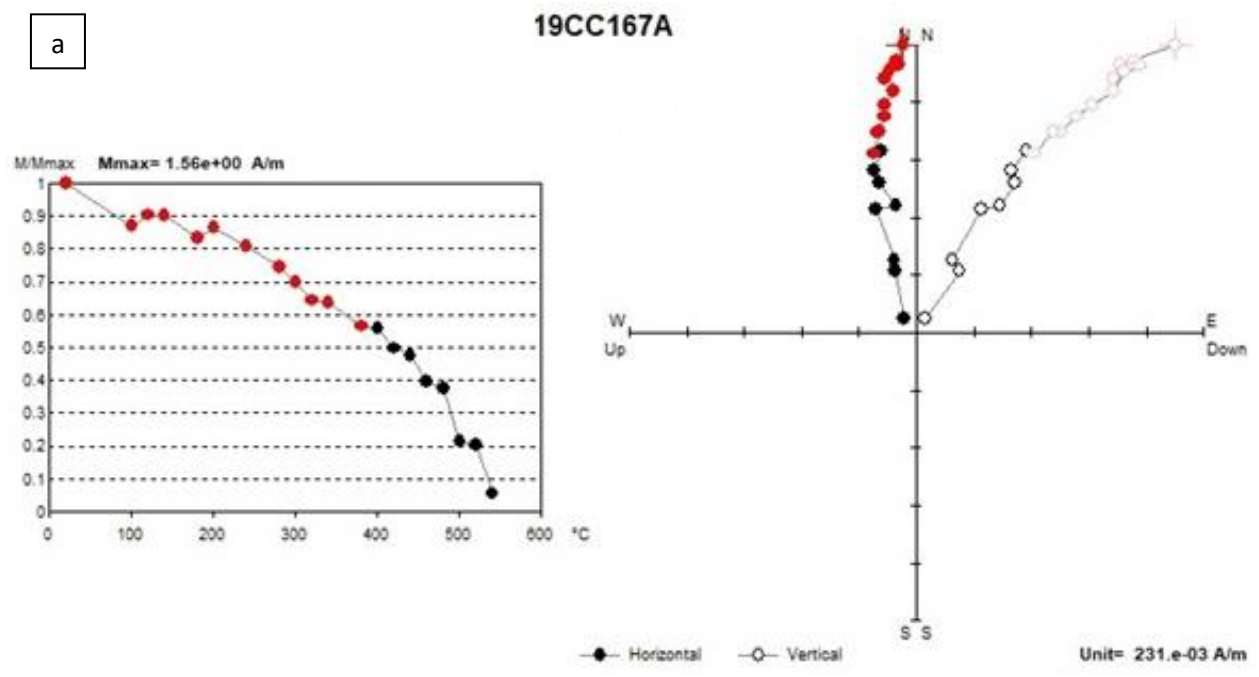


Figura 19.- Curvas UnMix del cráter Celaya. (a) Muestra 19CCL165; (b) muestra 19CCL181

Diagramas Vectoriales

Para conocer el comportamiento direccional en el periodo de tiempo en el que se emplazaron las tobas, se analizaron los diagramas vectoriales, siendo los representativos del cráter Celaya, el de la muestra 19CCL167 (Figura 20a) y el de la muestra 19CCL178 (Figura 20b), los cuales dan como orientación respectivamente: declinación 14.1° y 7.9° , inclinación de 49.2° y 20.8° , y un MAD de 6.8° y 4.0° .



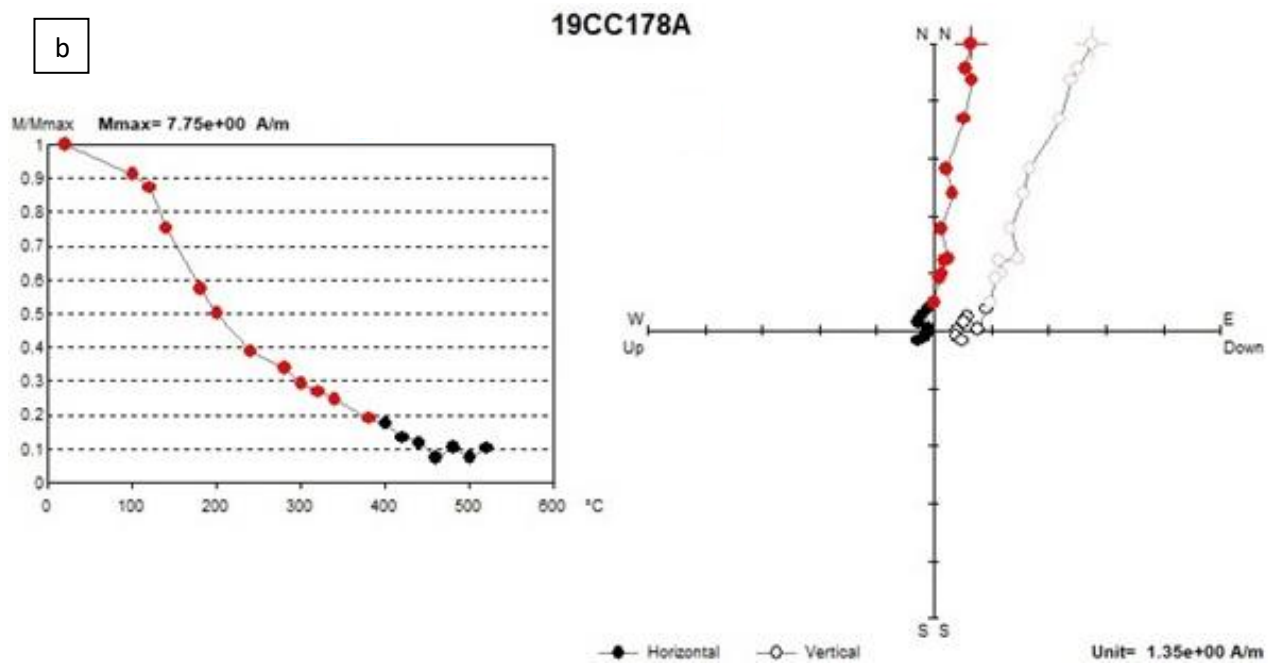


Figura 20.- Diagramas vectoriales del cráter Celaya. (a) Muestra 19CC167 la cual tiene Dec=14.1°, Inc=49.2°, MAD=6.8°; (b) muestra 19CC178. Dec=7.9°, Inc=20.8°, MAD=4.0°. Los puntos rojos y rosas indican la segunda componente de la muestra

En estas muestras representativas los diagramas vectoriales muestran dos componentes como era lo esperado. El 53.33% de las muestras tienen una T_e de 380[°C], viendo un cambio hacia la dirección NNE en la segunda componente, siendo ésta bastante definida como se observará en los siguientes estereogramas.

Con respecto a la curva de desmagnetización, se observa que la temperatura en los pasos analizados decae casi un 80% en muestras similares a la Figura 20b; sin embargo, también hay bastantes muestras con la forma de decaimiento de la Figura 20a, donde la magnetización decae desde un 20% hasta un 50%.

Las componentes magnéticas de todas las muestras trabajadas se observan en la [Tabla 2](#)

Tabla 2.- Componentes Magnéticas de las muestras del cráter Celaya

No. de muestra	Componentes	Primera Componente			Segunda Componente			MAD*	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19CC149	2	0.529	3.3	69.8	0.919	5.9	40.7	11.5	380
19CC150	2	0.253	69.8	7.1	2.035	6.9	49.9	18.6	340
19CC151	2	1.259	3.4	-39.9	0.107	69.1	42.3	16.5	300
19CC153	2	1.138	57.5	44.7	0.245	10.2	29.8	26.3	380
19CC154	2	1.119	320.2	32.6	0.425	20.8	60.9	9	400

No. de muestra	Componentes	Primera Componente			Segunda Componente			MAD*	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19CC155	2	1.041	94.7	3.1	2.159	42.9	53.8	17.1	400
19CC156	2	0.236	57	52.8	2.061	58.4	36.9	10.9	380
19CC157	2	1.196	340.1	7.8	3.637	20.4	49.3	9.8	380
19CC158	2	1.625	33.1	-57.6	0.471	19.1	40.5	11.8	380
19CC159	2	0.447	99.3	-54.9	3.434	10.5	37.7	6.3	420
19CC160	2	1.055	74.4	-24.8	0.261	141.7	69.1	15.3	380
19CC161	2	0.272	193.1	64.9	4.570	342.3	38.1	9.1	400
19CC162	2	0.462	39.8	72.5	0.708	7.6	38.9	12.4	340
19CC164	2	0.990	265.2	-45.8	0.324	353.4	57.8	25.8	300
19CC165	2	1.302	343.4	27.8	2.113	26.9	28.4	8.1	320
19CC166	2	1.130	284.7	17.4	0.776	324	27.3	8.4	380
19CC167	2	0.331	350.8	31.3	0.354	14.1	49.2	6.8	380
19CC168	2	0.700	270	-23.1	1.523	89.7	16.7	7.1	300
19CC169	2	0.101	249.8	-23	0.970	3.9	46.6	13.4	380
19CC170	2	0.833	327.2	-51.5	1.050	334.3	42.6	11.5	380
19CC171	2	0.869	68.7	67.8	0.724	10.3	67.3	19.2	380
19CC172	2	0.497	78.3	35.4	1.693	66.3	34.4	5.4	380
19CC173	2	0.477	106.7	73.2	2.122	11.3	63.3	10.4	380
19CC174	2	1.202	117.6	-40.5	0.432	342.4	55.3	16.4	380
19CC175	2	1.522	200.1	15.8	0.215	52.6	15.1	26.5	320
19CC176	1	34.456	70.5	14.2				1.7	
19CC177	2	1.579	338.5	-20	4.505	159.7	12.4	4.4	380
19CC178	2	0.625	9.1	45.7	3.751	7.9	20.8	4	380
19CC179	2	1.007	31	16.4	0.651	357.4	69.8	14.8	380
19CC180	2	0.227	346.2	48.9	1.952	271.7	42	14	340
19CC181	2	1.140	141.2	43.7	1.560	132.7	30.8	7.1	300

*MAD: Desviación Angular Máxima. Se calcula para proporcionar una medida cuantitativa de la precisión con la que se determina la línea de mejor ajuste

Estereogramas de igual área

Con el empleo de los diagramas vectoriales y la T_e , obtenemos la dirección de magnetización de la segunda componente. La [Figura 21a](#) muestra las direcciones obtenidas de la primera componente de las muestras, dando resultados completamente dispersos, lo que es esperado puesto que son bloques de roca que fueron removidos de su posición 'in situ' resultado del movimiento provocado por la erupción, desfragmentando las rocas previas y acomodando aleatoriamente el depósito. Para el caso de la segunda componente, el análisis de los diagramas dio como resultado el estereograma de la [Figura 21b](#), arrojando una declinación de 22.4° y una inclinación de 53.6° con un α_{95} de 13.2° ; sin embargo, para la realización de este estereograma se consideraron todos los resultados de los diagramas vectoriales incluso los que presentaban un MAD mayor a 15° , por lo que se decidió obtener un nuevo estereograma considerando los resultados que presentaban un $MAD < 15^\circ$, dando por resultado la [Figura 22](#).

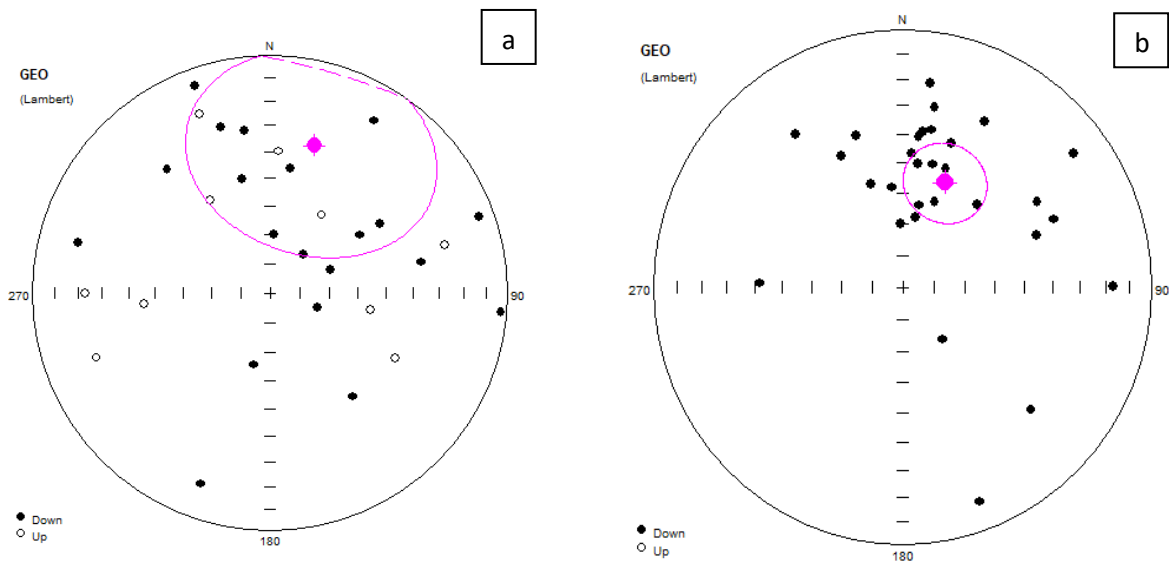


Figura 21.- (a) Estereograma de la primera componente del cráter Celaya. (b) Estereograma que considera todas las muestras de la segunda componente del cráter Celaya. Dec = 22.4° , Inc = 53.6° , k = 4.97, α_{95} = 13.2°

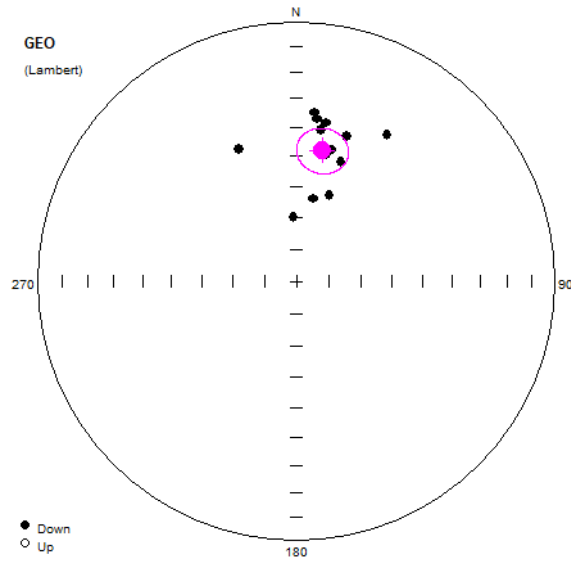


Figura 22.- Estereograma de la segunda componente que considera solo las muestras MAD <math>< 15^\circ</math> del cráter Celaya. Dec = k = 30.48 $\alpha_{95} = 7.6$

Por último, para obtener un punto más definido dentro del estereograma, por lo que se clasificaron los diagramas vectoriales en: (1) los que eran fáciles de visualizar la segunda componente, (2) los que tenían una dificultad media y (3) los más difíciles para identificar las componentes.

Para los primeros, únicamente se localizaron 5 diferentes diagramas vectoriales, las direcciones de estos se visualizan en la Figura 23a; los de dificultad media fueron 18 (Figura 23b); y los que se consideraron difíciles de diferenciar fueron 8 (Figura 24).

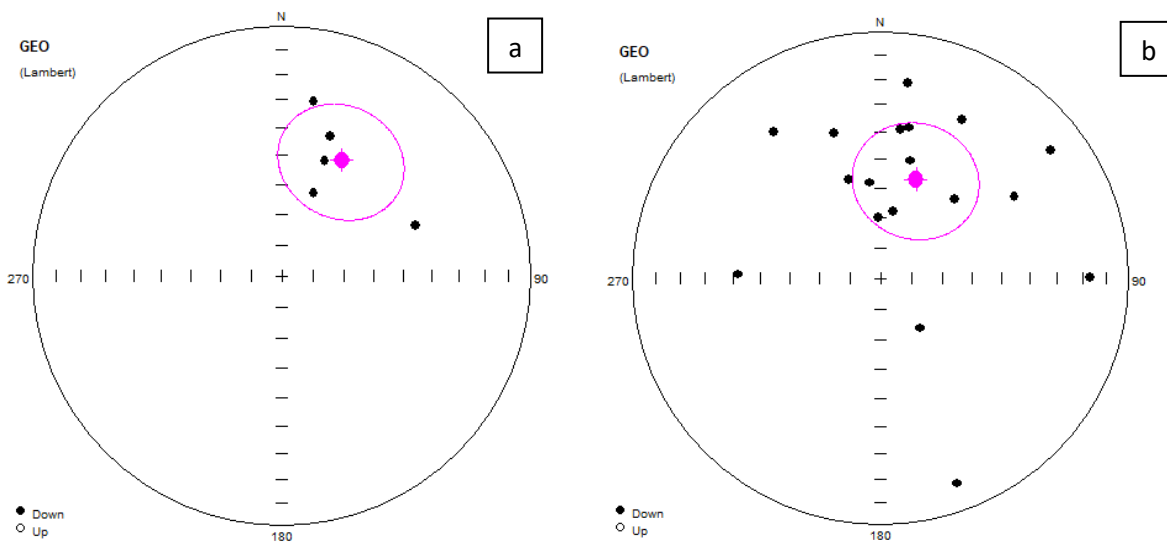


Figura 23.- (a) Estereograma de la segunda componente fácil de diferenciar del cráter Celaya. Dec = k = 16.02, $\alpha_{95} = 19.7^\circ$. (b) Estereograma de la segunda componente con una dificultad media de diferenciar del cráter Celaya. Dec = k = 4.33, $\alpha_{95} = 19.5^\circ$

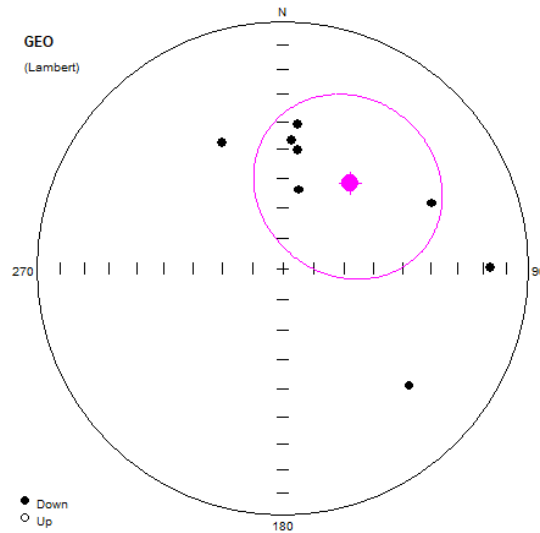


Figura 24.- Estereograma de la segunda componente difícil de diferenciar del cráter Celaya. Dec=38.2, Inc=53.6°, k=4.14, $\alpha_{95}=31^\circ$

Estimación de edad con el modelo SHA.DIF:14k

El estereograma de la Figura 22 se consideró el más acertado para obtener la dirección del campo magnético en el cual se emplazó la toba, por lo cual, con el modelo SHA.DIF:14k de Pavón-Carrasco et al. (2014), se generó la Figura 25, en la cual se observa un rango de edad bastante amplio, pues está entre los 12, 000 a.C. y la época actual.

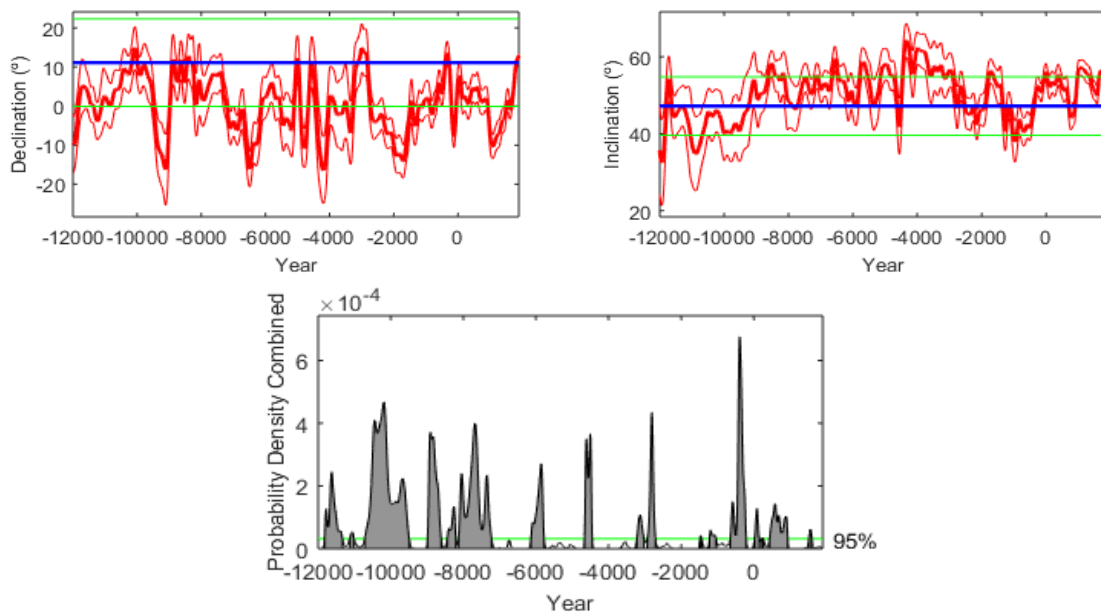


Figura 25.- Fechamiento del cráter Celaya, utilizando la segunda componente de magnetización, a través de los datos del modelo SHADIF.14K (Pavón-Carrasco et al., 2014)

Discusión de Resultados

La relación entre los parámetros de magnetización y coercitividad obtenidos en los ciclos de histéresis (diagrama de Day y de Néel) sugiere que todas las muestras pertenecen al PSD y en su mayoría los granos tienen tendencia cúbica.

Las curvas K-T sugieren la existencia de titanomagnetita pobre en Ti en la mayoría de las muestras, esto se observa en la curva de calentamiento; mientras que en la curva de baja temperatura se observa transición de Verwey, lo que indica que hay presencia de magnetita.

Las curvas obtenidas con el método UnMix indican que las muestras comprenden dos componentes, lo cual coincide con el proceso de desmagnetización térmica, que al momento de realizar el análisis direccional con los diagramas ortogonales muestran que tenemos dos componentes, donde la segunda presenta una T_e entre 320°C y 420°C, teniendo como moda la temperatura de 380°C.

Para este cráter se logró obtener un rango de estimación de edad a partir del modelo SHA.DIF.14k al utilizar los valores direccionales medios de la segunda componente, resultado que se observa en la [Figura 25](#); sin embargo, dados los datos conocidos sobre las curvas de variaciones seculares, se observa un amplio rango de edad, donde el cráter se pudo haber formado desde hace 14,000 años hasta la época actual, aunque se alcanza a distinguir que entre el año “0 d. C.” y los 1,000 a. C. existe una mayor probabilidad en la que se pudo formar el cráter.

Cráter El Elegante

Ciclos de Histéresis

En este cráter, al igual que con Celaya, la saturación ocurre en campos bajos (< 500 [mT]), la mayoría de las curvas tienen una saturación de magnetización entre 1.04 a 1.62 [Am^2/kg], y la coercitividad varía entre 3.8 a 23.7 [mT]. La [Figura 26a](#) representa las curvas con una saturación de magnetización entre los valores antes señalados, mientras que la [Figura 26b](#) representa las curvas con una coercitividad característica de la mayoría de las muestras. Por último, la [Figura 26c](#) tiene valores representativos tanto en coercitividad como en magnetización.

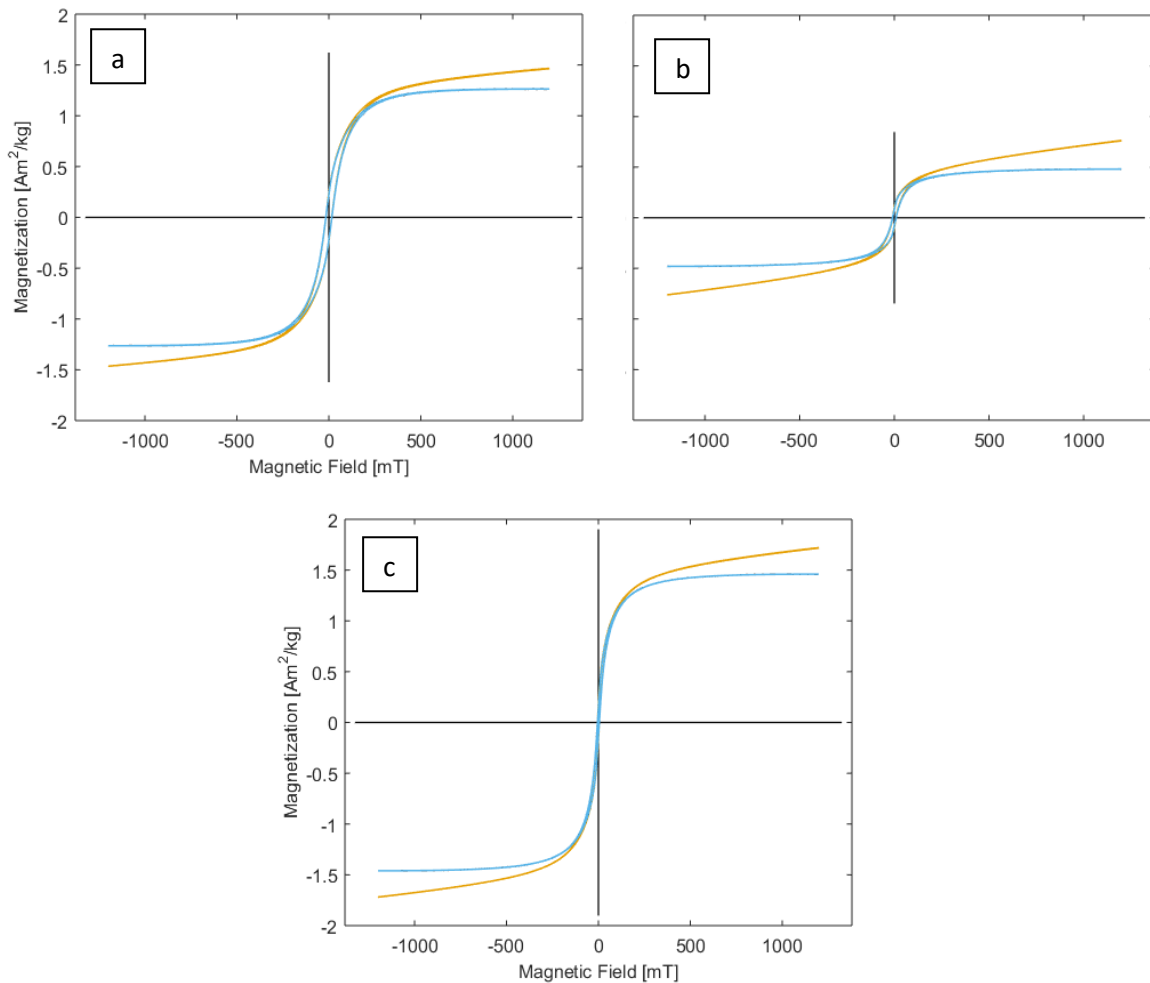


Figura 26.- Curvas de histéresis del cráter El Elegante. (a) Muestra 19EG027; (b) muestra 19EG028; (c) muestra 19EG011. La curva ajustada se muestra con azul y la curva anaranjada es la que aún no está procesada

Diagrama de Day y Diagrama de Néel

El diagrama de Day de las muestras de éste cráter caen dentro del campo PSD (con razón de M_r/M_s entre 0.091 y 0.23, y H_{cr}/H_c entre 1.76 y 2.9) pues hay presencia tanto de granos SD como MD. De igual manera, el diagrama de Néel presenta similitudes con las del cráter Celaya, pues la mayoría de sus muestras tienen tendencia cúbica.

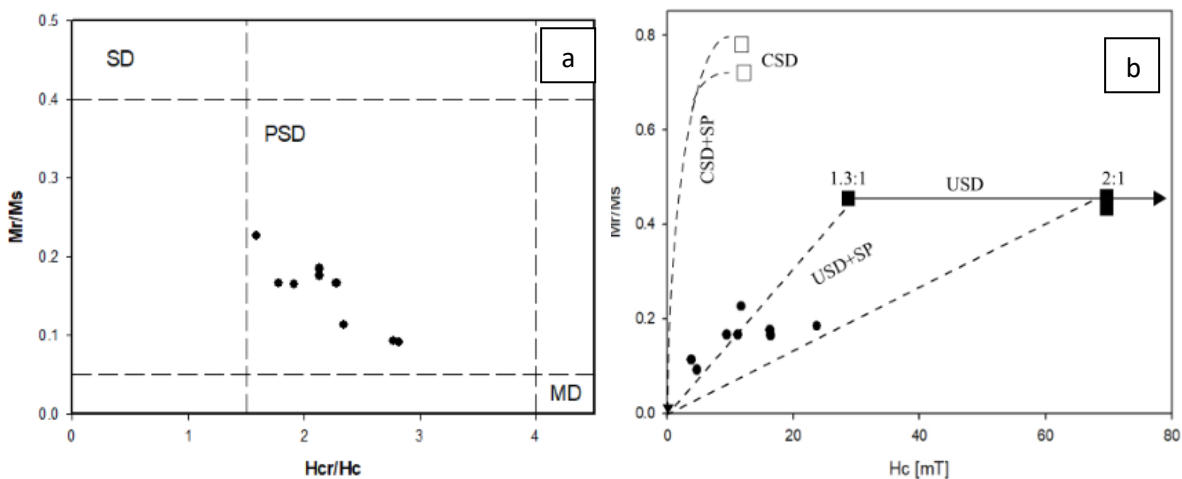


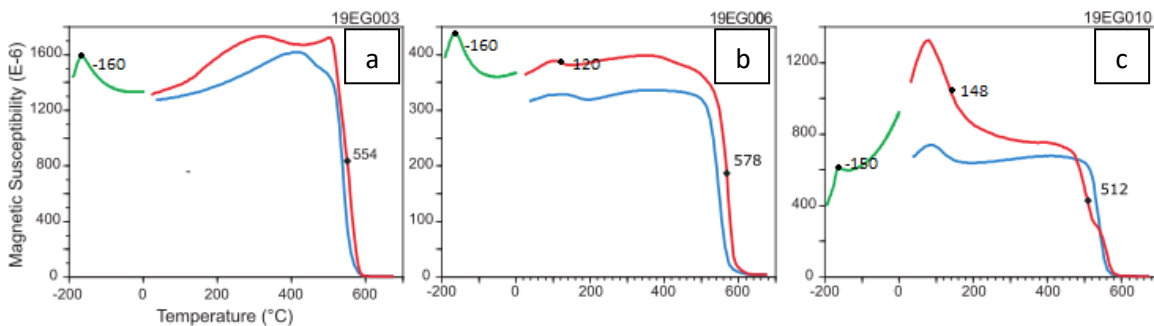
Figura 27.- (a) Diagrama de Day del cráter El Elegante. (b) Diagrama de Néel del cráter El Elegante

Curvas K-T

Las muestras de éste cráter presentan la transición de Verwey aproximadamente en los -155°C en la curva de baja temperatura (Figura 28a, b, c y h), y la T_c de 550°C aproximadamente en todas las muestras representativas (Figura 28) indicando la presencia de magnetita.

Las curvas de calentamiento muestran más de una fase con temperatura entre 300°C y 400°C , lo (Figura 28e, f y g); mientras que una segunda fase con temperatura de Curie entre 510°C y 580°C (Figura 28c, d, e, f y g) podría indicarnos la presencia de titanomagnetita pobre en Ti y magnetita.

Por último, también observamos que en algunos especímenes las curvas de enfriamiento van por encima de la de calentamiento, dando a entender la formación de nuevos minerales (Figura 28e, g, i).



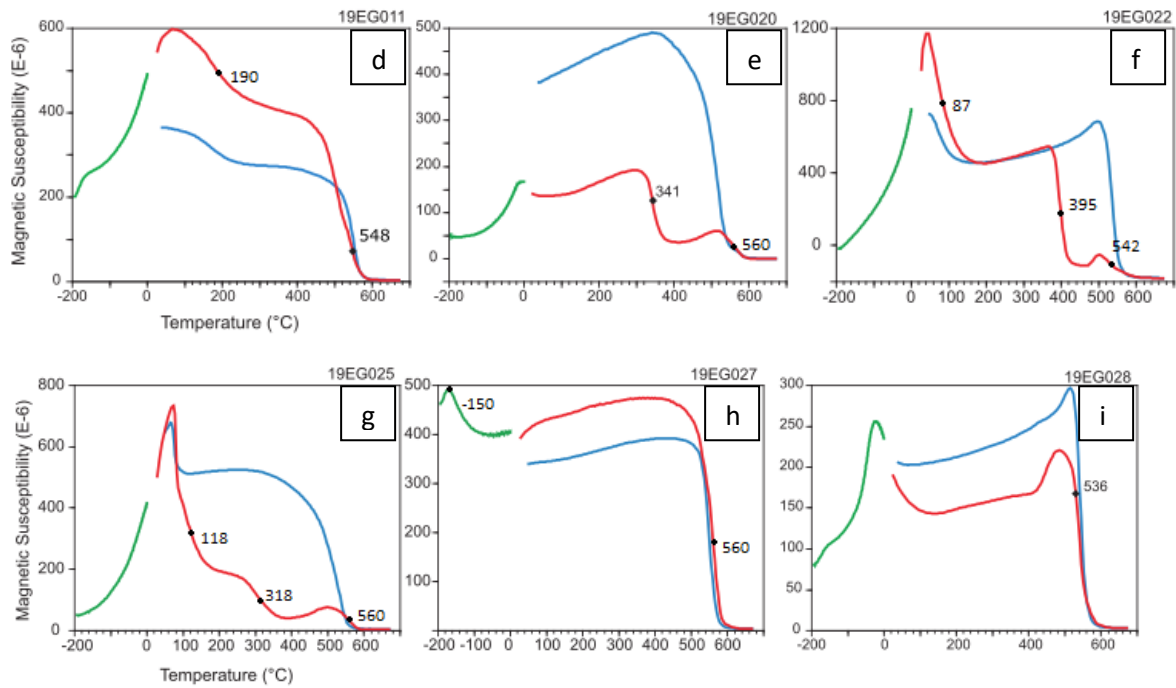


Figura 28.- Curvas K-T del cráter El Elegante. La curva roja es la de calentamiento, la azul de enfriamiento y la verde es la de baja temperatura

Análisis UnMix

Los diagramas UnMix obtenidos de este sitio no muestran resultados claros sobre las componentes que podríamos encontrar en las muestras, pues se obtuvieron desde una hasta tres componentes aparentemente; sin embargo, hay que tomar en cuenta que esta es una herramienta que nos ayuda a saber qué esperar, pues se basa en los valores de coercitividad. Al final el análisis direccional con los diagramas de Zijderveld es el que nos da los resultados necesarios para el objetivo de este trabajo.

La Figura 29 muestra algunos de los resultados obtenidos con este análisis, donde observamos que la componente principal puede ir desde los 1.2 [mT] hasta los 1.8 [mT] y el campo desde los 8×10^{-7} hasta los 4×10^{-5} .

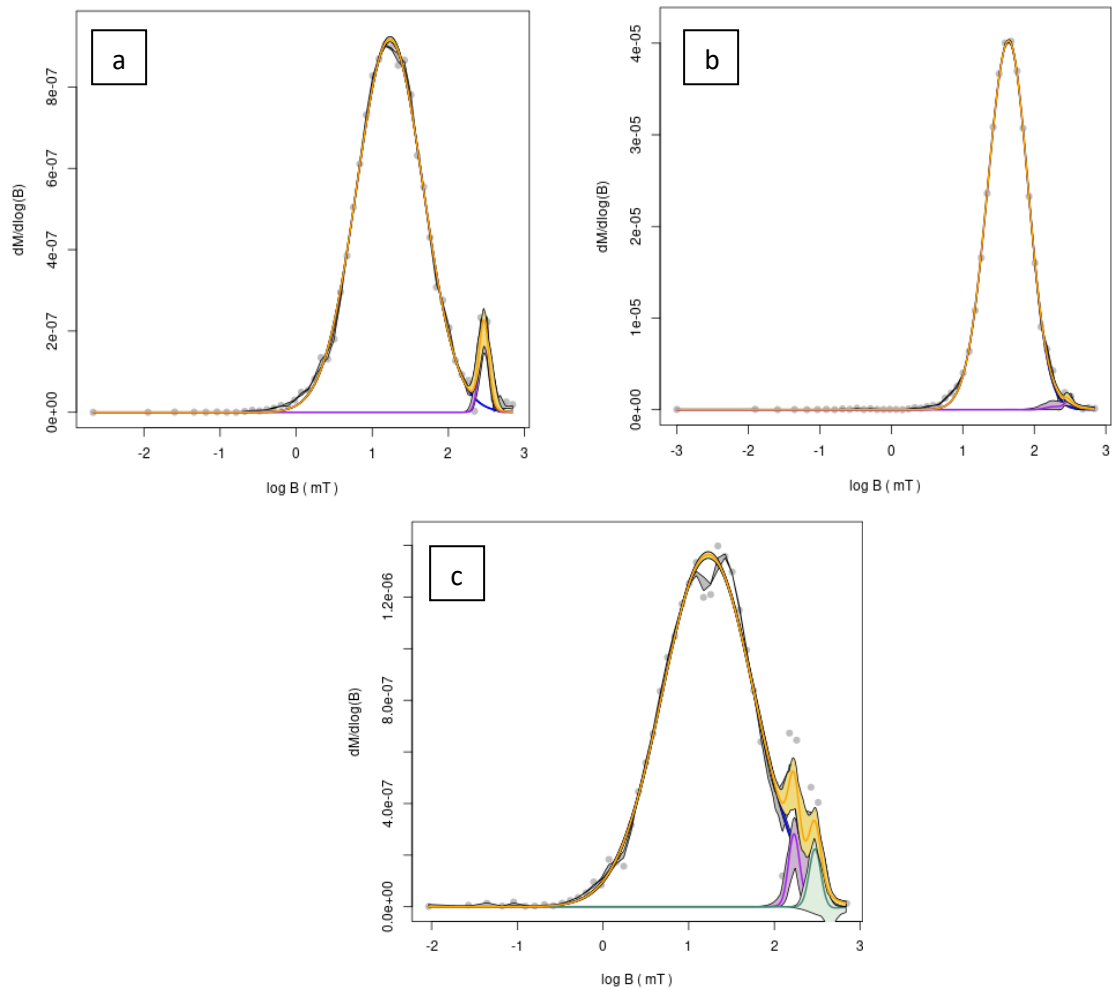


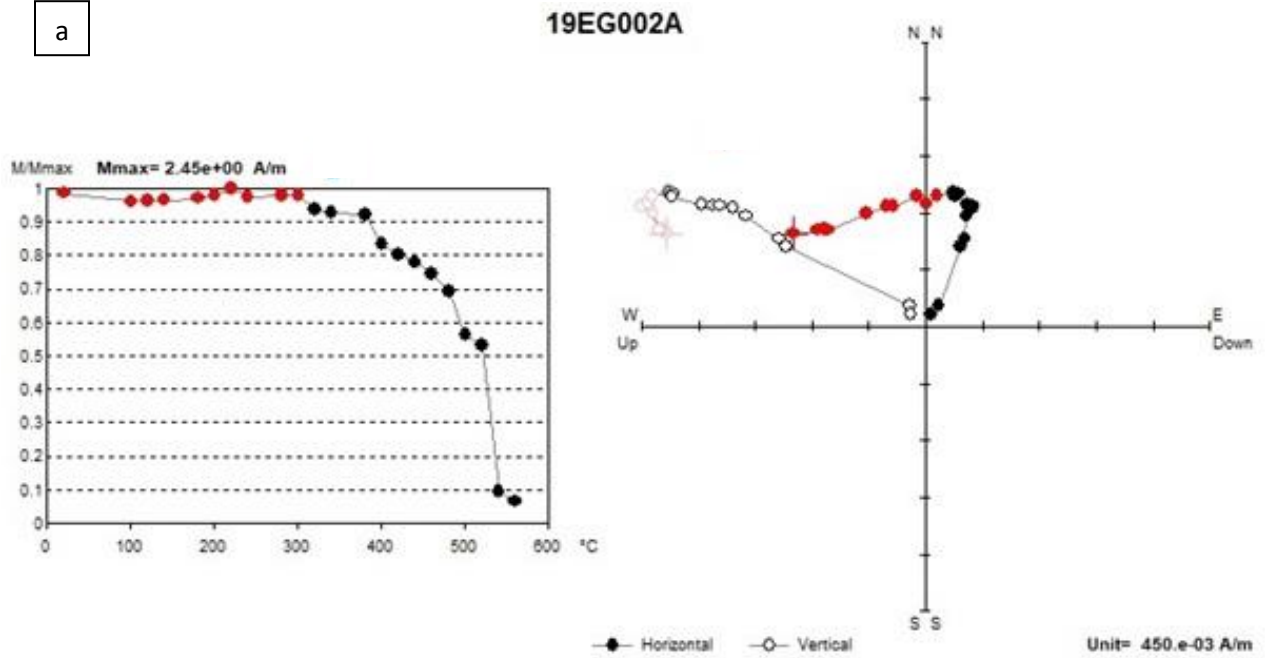
Figura 29.- Curvas UnMix del cráter El Elegante. (a) Muestra 19EG011; (b) muestra 19EG014; (c) muestra 19EG002

Diagramas Vectoriales

Cómo se mencionó en el apartado de UnMix, con los diagramas vectoriales es con lo que visualizamos finalmente el número de componentes que constituyen a los especímenes, las cuales en este caso, consisten en dos, exceptuando dos muestras de las 38 que se trabajaron.

Para este cráter no fue sencillo elegir diagramas vectoriales representativos, debido a que estos muestran diferentes direcciones; sin embargo, hay dos tipos que tuvieron una recurrencia un poco mayor que los demás, los cuáles se utilizan para ejemplificar la visualización de estos esquemas.

a



b

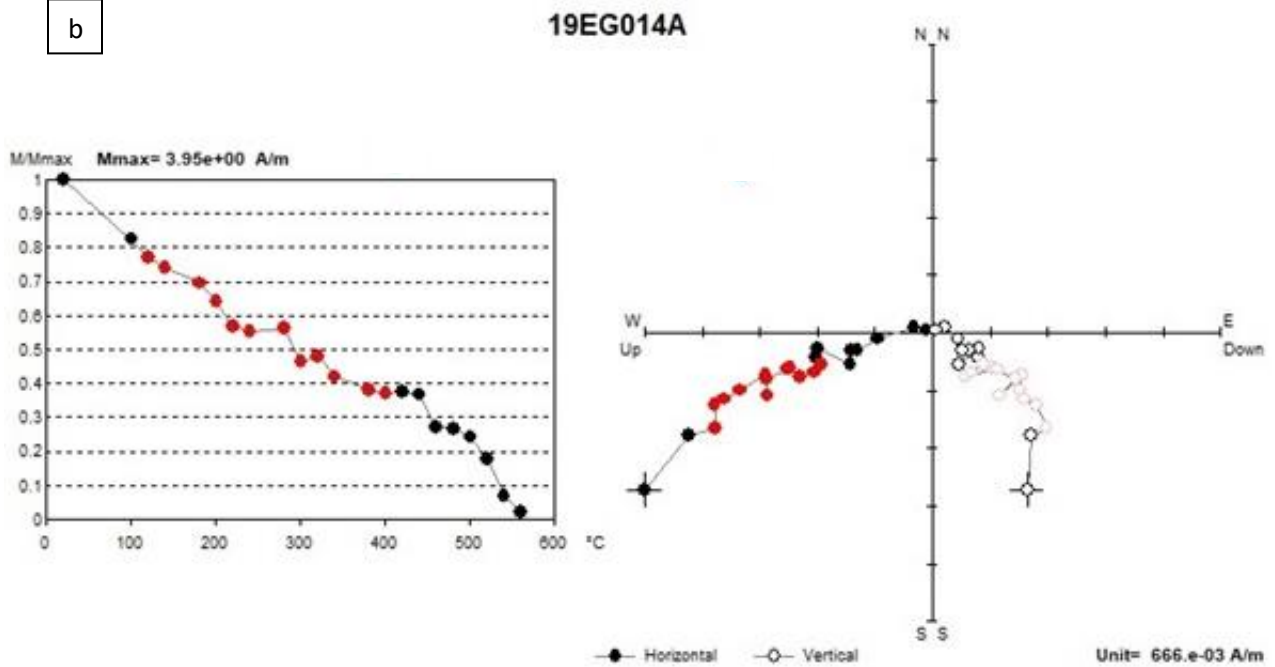


Figura 30.- Diagramas vectoriales del cráter Celaya. (a) Muestra 19EG002. Dec=249°, Inc=70°, MAD=15.7°; (b) muestra 19EG014. Dec=245.9°, Inc=30.9°, MAD=14.9°

Los diagramas de la [Figura 30](#) muestran el comportamiento direccional representativo de las muestras y éste no concuerda con una misma dirección. Esto último se observa de mejor manera en los estereogramas presentados posteriormente.

Con respecto a las curvas de desmagnetización también podemos considerar que existen dos tipos recurrentes que de igual manera son representadas por estas mismas muestras. En la curva de desmagnetización de la [Figura 30a](#) observamos como la magnetización decae un 10% con respecto a la segunda componente, es decir, muy poco, esto se presenta en un 31.58% de veces. En el caso de la curva de desmagnetización de la [Figura 30b](#) se observa un decaimiento mayor de hasta el 63%, lo que ocurre en un 50% de las muestras.

Las componentes magnéticas se muestran en la [Tabla 3](#).

Tabla 3.- Componentes Magnéticas de las muestras del cráter El Elegante

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	T_e °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19EG001	2	1.5131	315	-45.6	0.2654	253.3	3.7	11.1	280
19EG002	2	0.7114	12.5	-62.9	0.6288	253.9	7	5.9	300
19EG003	2	1.9570	19.4	26.4	0.8837	258.3	71.9	8.6	280
19EG004	2	0.2544	12.1	2.9	3.6651	216.7	55.5	5.3	300
19EG005	2	1.7171	129.9	39.5	0.4529	189.2	35.3	17.7	320
19EG006	2	0.9365	132.1	76.5	4.5585	171.2	36.5	3.5	380
19EG007	2	0.5278	352.9	60.6	5.0339	338.4	38.4	7.7	380
19EG008	1	4.3520	183.9	71.3				6.4	
19EG009	2	0.2552	83.5	-25.1	3.0468	168	34.9	8.6	340
19EG010	2	0.7592	296.1	12.6	2.5795	228.1	52.3	11.2	320
19EG011	2	0.6013	300.8	-42.7	8.9094	123.2	43.9	5	300
19EG012	2	1.4465	177.7	-51.4	0.7094	153	-40.6	13.6	380
19EG014	2	0.6051	255.2	19.5	0.9063	245.9	30.9	14.9	400
19EG015	2	0.4741	127.5	55.4	2.9888	339.4	68.7	8.9	300
19EG016	2	1.1527	302.6	-32.2	1.3489	136.1	30.1	20.5	340
19EG017	2	1.5695	64.9	12.5	1.7145	44.4	27.7	10	320
19EG018	2	1.7269	344.2	-21.6	9.7216	38.8	3	8.5	320
19EG019	2	1.5801	270.8	-16.7	3.5673	289.2	-17.9	9.5	320
19EG020	2	0.0993	204.8	19.8	1.6840	16.4	36.1	4.3	300
19EG021	1	1.2241	178.5	25.9				3.5	
19EG023	2	1.0495	101.4	41.9	1.3103	41.4	60.2	8.8	320

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	T_e °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19EG024	2	1.3536	148.4	-67.3	0.3704	279.4	27.8	16	340
19EG025	2	0.4491	270	1.7	0.9320	327.1	49	15.5	340
19EG026	2	0.7550	24.9	56.5	2.5292	58.4	64.5	5.9	320
19EG027	2	0.2864	211.8	20.5	0.4173	128.7	35.6	12.9	340
19EG028	2	0.6426	78.9	39	0.9691	91	13.8	6.9	300
19EG029	2	1.1758	129.3	-1.8	1.4789	277.7	2.3	9.2	320
19EG030	2	0.4793	74.4	7.3	7.9499	30.3	4.9	3.4	300
19EG031	2	0.2154	353.9	42.6	0.0887	351.9	5.9	13.9	340
19EG032	1	45.942	215.5	0.7				1.1	
19EG033	2	1.2877	43.5	58.1	0.8160	233.4	42.8	8	340
19EG034	2	1.1969	138.5	81	3.8690	225	39.7	4.7	320
19EG035	2	1.4756	218	35	6.7848	220.5	22.5	2.8	300
19EG036	2	1.4855	212.3	59.4	5.3693	231.7	29.9	5.6	300
19EG037	2	1.7788	97.5	52.9	1.4326	280	55.4	9.7	300
19EG038	2	0.8018	359.2	5.9	0.9256	26	26.8	16.2	300
19EG039	2	0.6902	262.7	-22.6	0.6511	312.2	-37.9	25.5	320

Estereogramas por igual área

Continuando con la estructura del cráter anterior, se decidió analizar los resultados de las direcciones de la primera componente de estas muestras (Figura 31a), los cuales fueron completamente dispersos como era lo esperado ($\alpha_{95}=47.4^\circ$) debido al movimiento que tuvieron las rocas después del evento hidrovulcánico.

En cuanto al análisis de la segunda componente, se obtuvo como resultado el estereograma de la Figura 31b, arrojando una declinación de 287.5° y una inclinación de 73.6° con un α_{95} de 33.1° .

Al igual que como se realizó con el cráter anterior, se decidió hacer un nuevo gráfico considerando solo aquellas muestras con un MAD $< 15^\circ$ obteniendo así, la Figura 32. Sin embargo, para este estereograma, a diferencia del cráter anterior, no se obtiene una gran mejora en cuanto a la dirección, puesto que hay una gran dispersión de los puntos ($\alpha_{95}=32.1$).

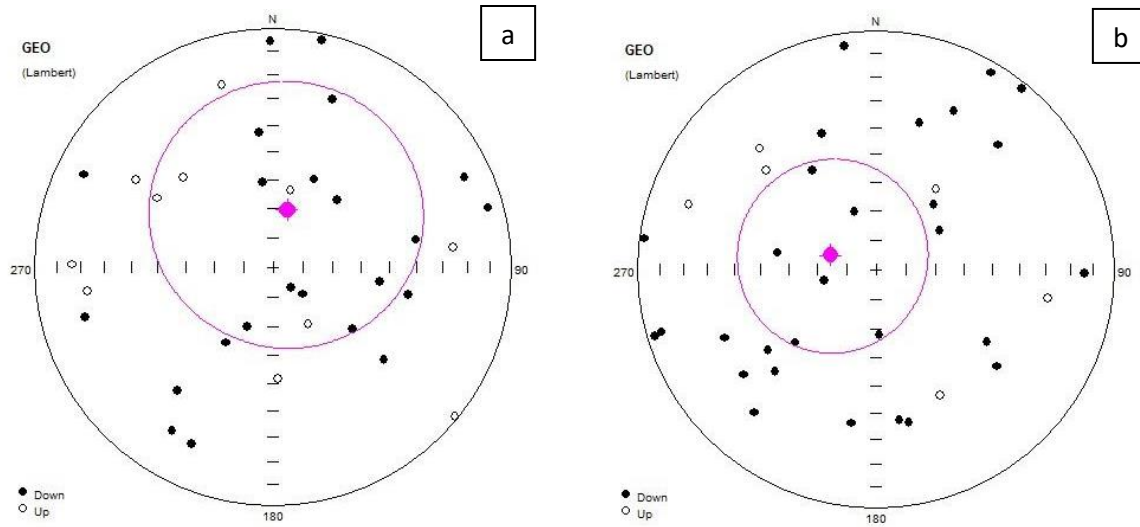


Figura 31.- (a) Estereograma de la primera componente del cráter El Elegante. (b) Estereograma que considera todas las muestras de la segunda componente del cráter El Elegante Dec=287.5°, Inc=73.6°, k=1.52, α_{95} =33.1°

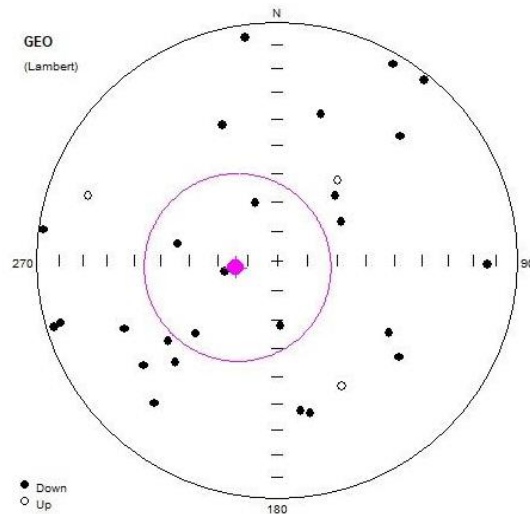


Figura 32.- Estereograma de la segunda componente que considera solo las muestras MAD <15° del cráter El Elegante. Dec=260.9°, Inc=75.7°, k=1.68, α_{95} =32.1°

En un intento por tener mejores resultados, se aplicó la técnica anterior. De este ejercicio solo se obtuvo una muestra fácil de distinguir, por lo que no se obtuvo el diagrama correspondiente. Poco más de la mitad de las muestras fueron de una dificultad media (18 muestras) (Figura 33a) y las restantes con una gran dificultad (15 muestras) (Figura 33b).

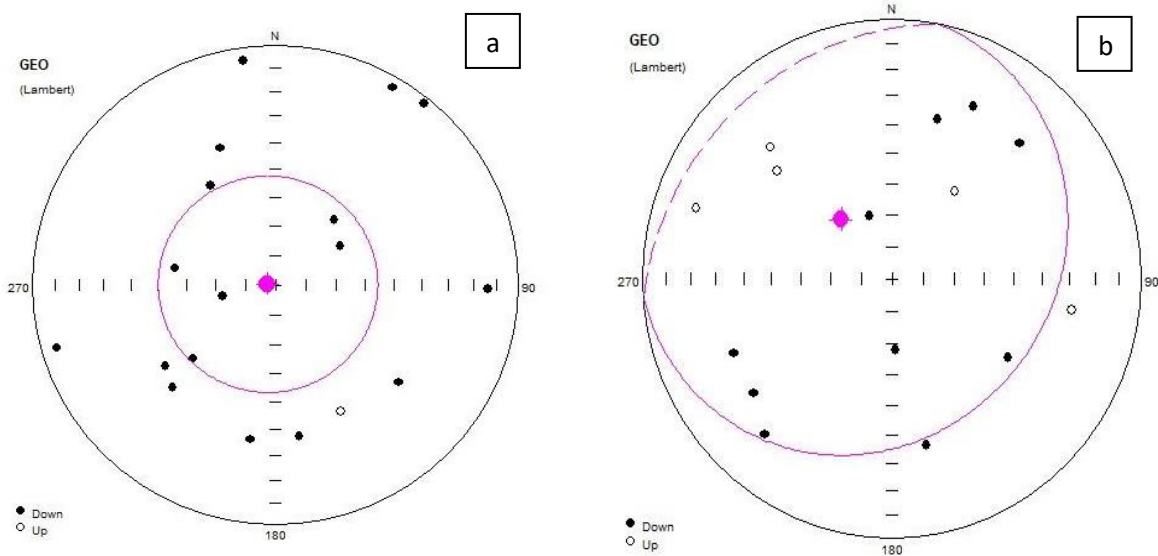


Figura 33.- (a) Estereograma de la segunda componente con una dificultad media de diferenciar del cráter El Elegante. Dec=279.3°, Inc=87.2°, k=1.84, α_{95} =37.2. (b) Estereograma de la segunda componente difícil de diferenciar del cráter El Elegante. Dec=318.3, Inc=64.8, k=1.23, α_{95} =75°

Aun cuando se intentó separar por datos donde las componentes son fácilmente separables, no se ve una consistencia al momento de visualizar el estereograma final.

Discusión de resultados

Tanto los datos de la curva de histéresis como la mineralogía obtenida con las curvas K-T muestran similitudes con los resultados obtenidos en el cráter Celaya; el cráter El Elegante presenta granos de dominio PSD con tendencia cúbica, y los minerales magnéticos con los que cuenta son la magnetita y la titanomagnetita pobre en Ti.

El estudio UnMix muestra diferentes coercitividades entre las muestras, por lo que no nos deja claro cuántas componentes se pueden identificar; sin embargo, al analizar los procesos de desmagnetización térmica observamos que tenemos dos componentes, donde la segunda presenta una T_e entre 300°C y 380°C.

Por otro lado, un aspecto a considerar es que 17 de las muestras tienen presencia de una componente correspondiente a los primeros 4 pasos que va desde los 180°C a los 20°C, lo cual no correspondería únicamente a una componente viscosa, ya que ésta se estaría efectuando por encima de la temperatura ambiente.

Al final, la obtención de los estereogramas no da un resultado concluyente para este cráter, pues hay una gran dispersión en las direcciones de cada muestra calculadas con el programa Remasoft. Después de haber planteado diferentes hipótesis y haber platicado con especialistas (Vidal-Solano, comunicado personal, 2022) sobre la posible causa, se llegó a la conclusión de que El Elegante se formó muy probablemente a partir de varios eventos volcánicos. Al momento de haber una nueva erupción, el material colapsa con el emplazado previamente, removiéndolo, incluso si se encuentra cerca de la orilla del maar, esta toba podría caer de nuevo al cráter solo para ser expelida posteriormente por un nuevo evento. Por lo tanto, mientras más lejos se encuentre el bloque o la

bomba de la entrada, es más probable que no regrese a la zona eruptiva y quede emplazada. Esta remoción de material, sería la causa que explique la dispersión visualizada, ya que aunque las erupciones consecutivas no tienen un cambio realmente grande en tiempo geológico, los colapsos y la vuelta del material al cráter es suficiente para que no haya una orientación concreta.

Cráter Cerro Colorado

Ciclos de Histéresis

Para Cerro Colorado se tomaron muestras de 5 diferentes tipos de roca: la curva de histéresis de la [Figura 34a](#) representa a las muestras embebidas en bloque de toba; la [Figura 34b](#) representa a las muestras del flujo de lava observado en el interior del cráter; la [Figura 34c](#) representa al flujo anterior pero que tuvo contacto con un afloramiento de lapilli; la [Figura 34d](#) representa lapilli encontrada al sur del cráter. También se obtuvieron muestras de un flujo de lava externo al cráter el cual se encontraba a unos 100 [m] lejos de éste, con el objetivo de comparar con el interno y así saber si eran del mismo flujo, por lo que no se obtuvo su curva de histéresis.

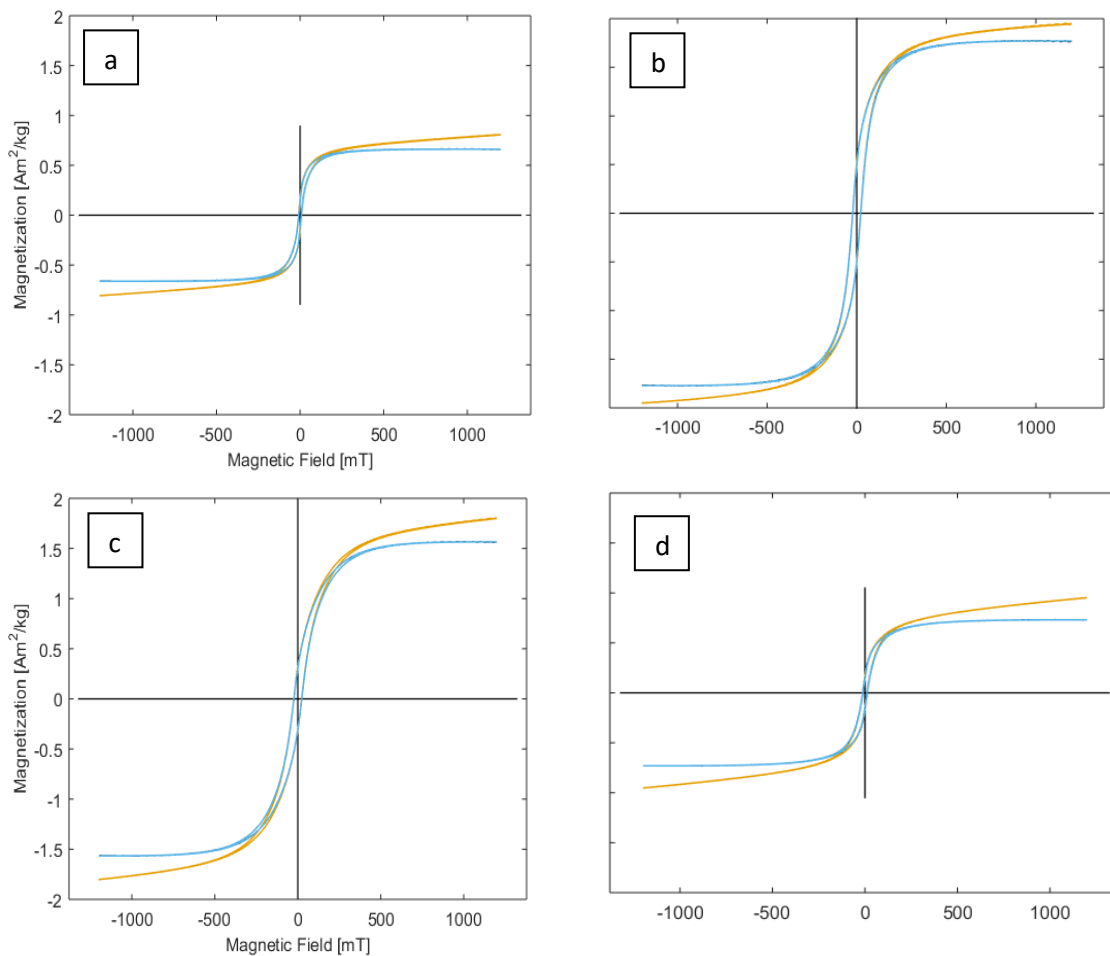


Figura 34.- Curvas de histéresis del cráter Cerro Colorado. (a) Muestra 19EC046; (b) muestra 19EC059; (c) muestra 19EC077; (d) muestra 19EC095

En general, en todos los puntos del cráter dónde se obtuvieron muestras, los resultados de las curvas de histéresis presentan una coercitividad entre 8.1 [mT] y 29.8 [mT], una saturación que ocurre en campos bajos (< 500 [mT]) como en los cráteres anteriores, y una saturación de magnetización entre 0.65 a 1.8 [Am^2/kg].

Diagrama de Day y Diagrama de Néel

Para estos diagramas no se hizo ninguna diferencia entre los diferentes sitios de donde se obtuvieron las muestras.

El diagrama de Day (Figura 35a) coloca a la mayoría de las muestras en el pseudo dominio simple, es decir, una vez más hay una combinación de granos SD y MD. Por otro lado, gracias al diagrama de Néel, se observa la existencia de granos más alargados que en los cráteres anteriores, aunque de igual forma, permanece esa tendencia cúbica (Figura 35b).

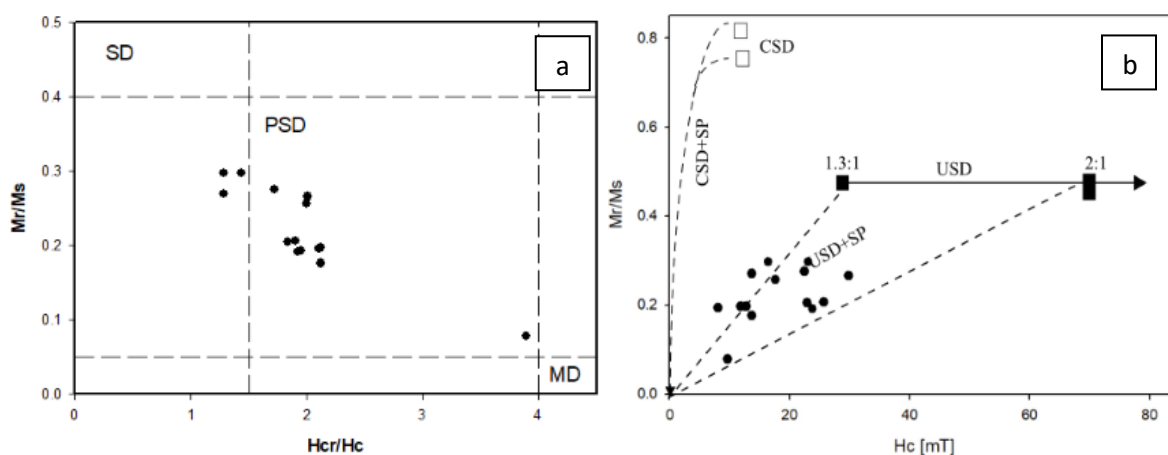


Figura 35.- (a) Diagrama de Day del cráter Cerro Colorado. (b) Diagrama de Néel del cráter Cerro Colorado

Curvas K-T

Para este sitio el análisis de susceptibilidad en función de la temperatura solo se obtuvieron las curvas tanto de enfriamiento como de calentamiento en un rango desde temperatura ambiente hasta los 700 °C.

Con respecto a las muestras de toba (Figura 36) vemos que en 2 de las 4 curvas de calentamiento presentadas, solo se tiene una fase magnética (Figura 36a y c) con una temperatura de Curie alrededor de los 590°C, lo que indicaría la presencia de magnetita, mientras que otras muestran por lo menos dos fases magnéticas siendo curvas no reversibles con una caída entre los 320 y los 420°C (Figura 36b y d).

Por otro lado, la curva de enfriamiento con susceptibilidades más altas que la de calentamiento nos indica una formación de nuevos minerales.

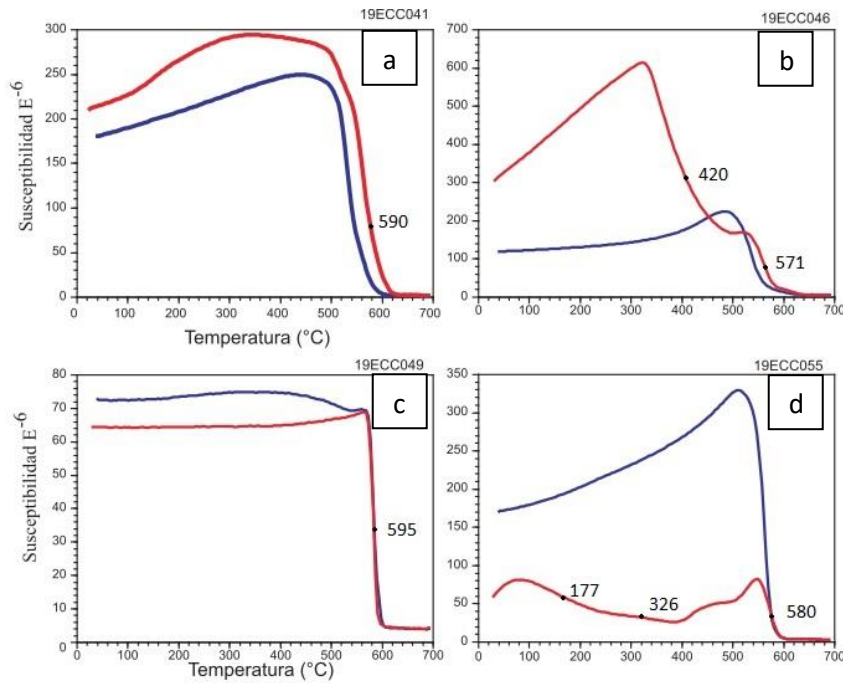


Figura 36.- Curvas K-T correspondientes a las muestras de toba

En el flujo de lava al interior del cráter (Figura 37) vemos que en dos de las muestras hay dos fases en la curva de calentamiento alrededor de los 110°C (Figura 37c y d), aunque en casi todas las muestras podemos ver un proceso casi reversible donde la curva de calentamiento va por encima de la de enfriamiento indicando la oxidación del mineral el cual pudiera indicar titanomagnetita y magnetita.

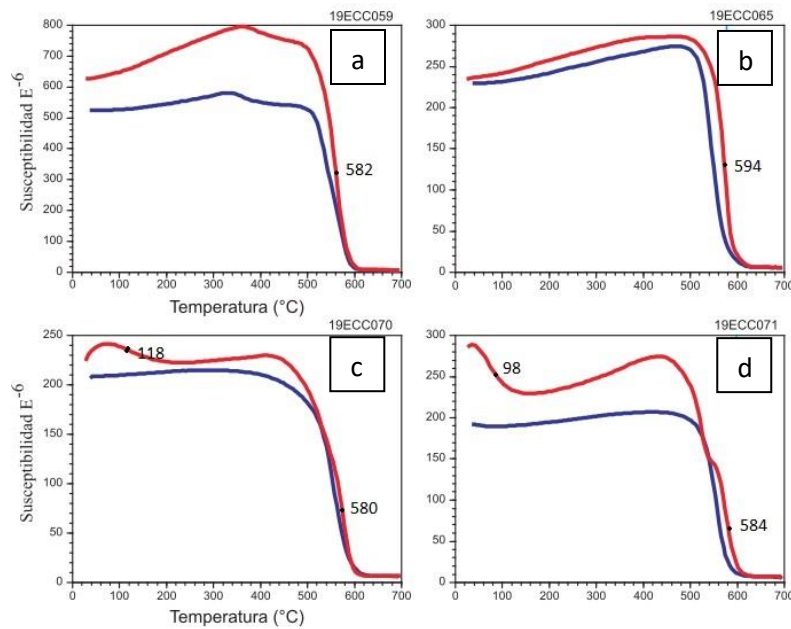


Figura 37.- Curvas K-T correspondientes a las muestras del flujo de lava que se encuentra en el interior del cráter

Los resultados de K-T obtenidos para el flujo de lava en contacto con el material piroclástico (Figura 38) muestran ser reversibles, es decir, no hay cambios mineralógicos, con la curva de calentamiento con una ligera mayor susceptibilidad que la de enfriamiento indicando la oxidación del mineral.

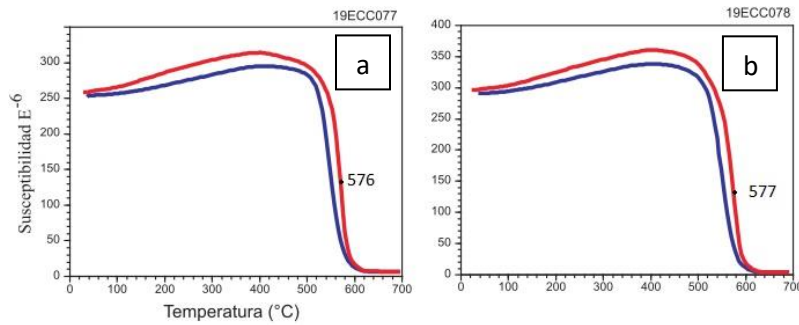


Figura 38.- Curvas K-T correspondientes al flujo de lava que está en contacto con el flujo piroclástico

En los bloques de lapilli podemos observar de igual manera como algunas muestras se oxidaron, pues observamos como la curva de enfriamiento va por debajo de la de calentamiento, y el mineral se transformó probablemente en titanomagnetita (Figura 39a y b), mientras que en otras hubo formación de minerales (Figura 39c y d), pero en todas las muestras la temperatura de Curie ronda los 580°C, identificándose una segunda fase en la curva de calentamiento alrededor de la temperatura de 100°C (Figura 39b y c).

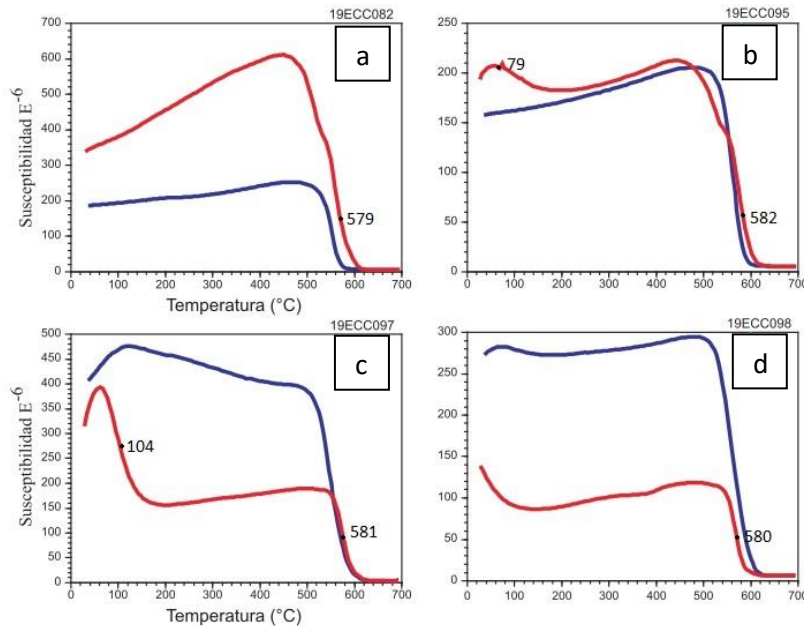


Figura 39.- Curvas K-T correspondientes a bloques de lapilli

Análisis UnMix

Al igual que como sucede en el cráter El Elegante, para Cerro Colorado no identificamos con seguridad el número de componentes a partir del análisis UnMix.

Para las muestras de toba (Figura 40a) se identificaron de 1 a 3 componentes donde la componente principal ronda los valores de 0.75 [mT] a 2 [mT] con un valor del campo entre 1.5×10^{-7} y 1.25×10^{-5} .

En las muestras correspondientes al flujo de lava al interior del cráter (Figura 40b) se identifican máximo dos componentes en las muestras. La contribución de la componente principal ronda los 1.75 [mT] y se tiene un valor del campo de 6.5×10^{-6} hasta 1.55×10^{-5} .

En el flujo piroclástico que está en contacto con la lava (Figura 40c) solo se observa una componente con valores alrededor de 1.75 [mT] y una amplitud de 9×10^{-6} .

Por último, en las muestras obtenidas del flujo piroclástico (Figura 40d) se llegan a identificar 3 componentes, pero a pesar de ello la contribución de la componente principal es similar al tener valores recurrentes de 1.5 [mT]; lo que varía un tanto es la amplitud, aunque no tanto como en sitios anteriores, que va desde 3×10^{-6} hasta 1.5×10^{-5} unidades.

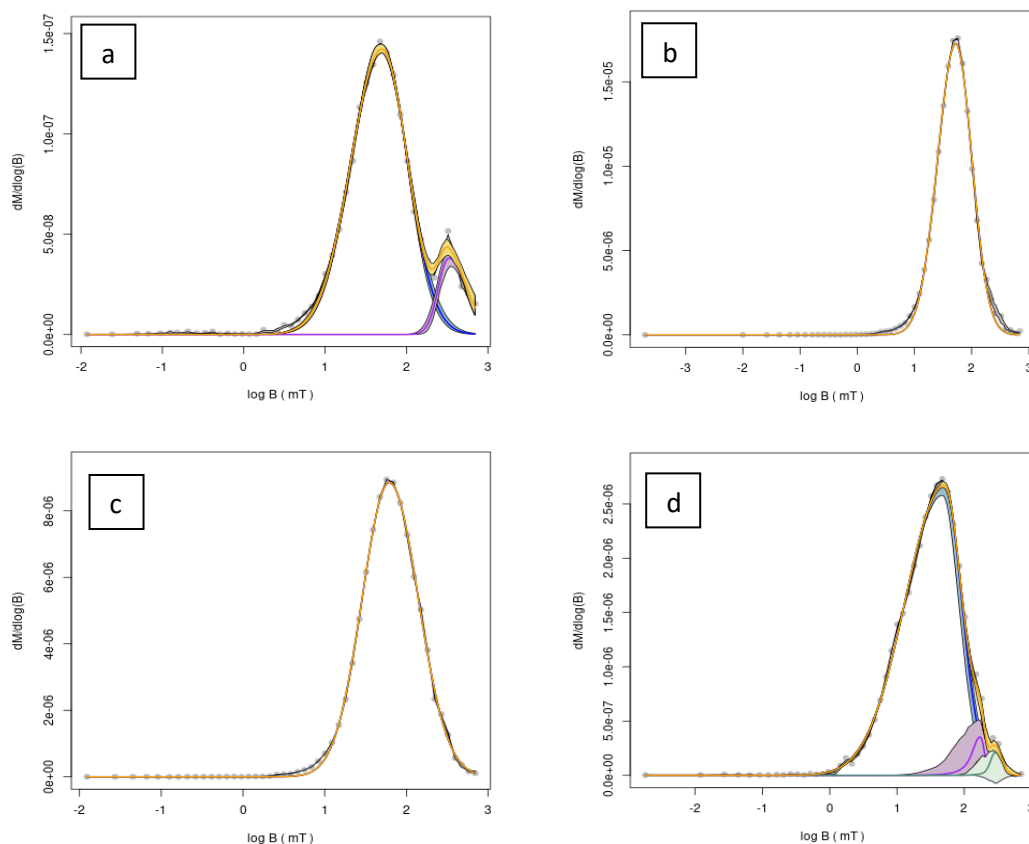


Figura 40.- Curvas UnMix del cráter Cerro Colorado. (a) UnMix representativo de las muestras de toba de la muestra 19ECC049. (b) UnMix representativo de las muestras del flujo de lava al interior del cráter de la muestra 19ECC059. (c) UnMix representativo de muestras de flujo en contacto con lapilli de la muestra 19ECC077. (d) UnMix representativo de muestras de Lapilli de la muestra 19ECC095

Diagramas Vectoriales

Los diagramas vectoriales correspondientes a la toba mostraron resultados similares al presentado en la [Figura 41](#). De las 15 muestras observadas, en 3 no se pudieron diferenciar las componentes, 1 mostró una sola componente y las demás presentan 2 componentes.

La temperatura de emplazamiento para este sitio del cráter Cerro Colorado varía de 300°C a 420°C, pero existe una moda en los 370°C con un 40%.

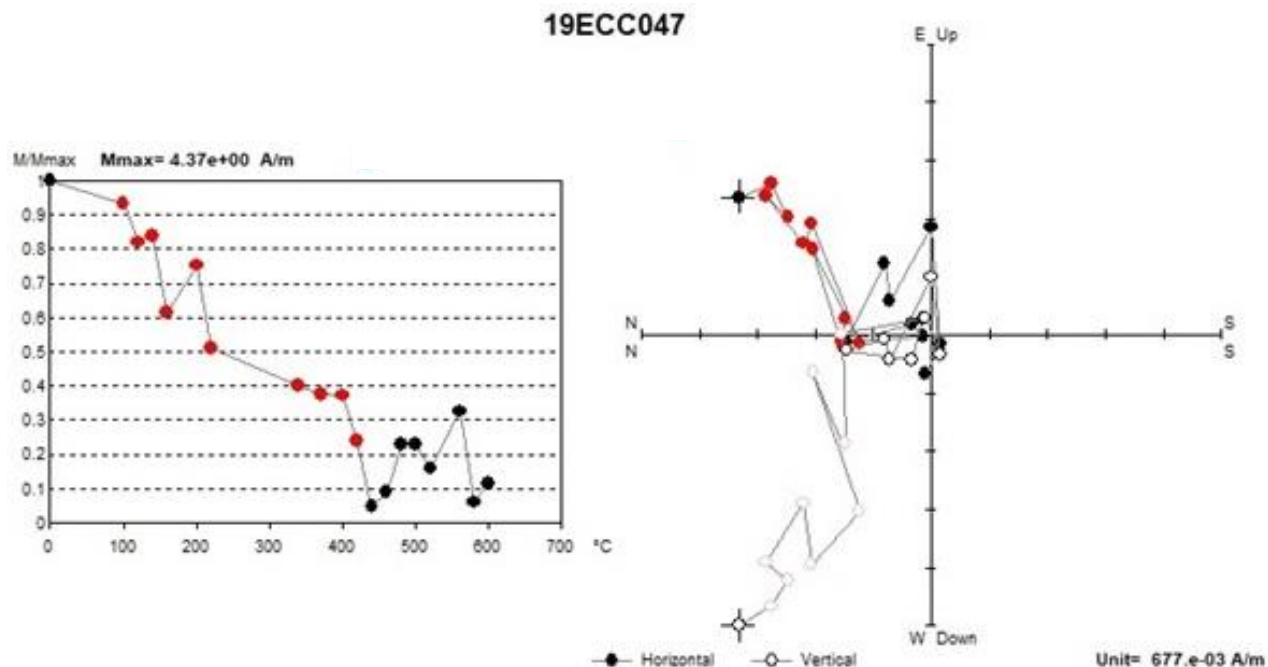


Figura 41.- Diagramas Vectoriales de la muestra 19ECC047 perteneciente a los bloques embebidos en toba. Dec=64.5°, Inc=54.8°, MAD=22.9°

Las componentes magnéticas se muestran en la [Tabla 4](#).

Tabla 4.- Componentes magnéticas de las tobas del fondo del cráter Cerro Colorado

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19ECC041	2	2.057	222.7	38.2	0.891	278	6.5	9.4	240
19ECC042	2	0.352	17.5	-4.3	1.408	311.4	45.9	25.1	370
19ECC045	2	0.226	310.5	-56.4	0.108	288.8	-24.6	24.7	340
19ECC046	2	1.090	31.3	65.8	1.654	45.6	-12.7	16	420
19ECC047	2	0.373	94.5	-20.6	1.716	64.5	54.8	22.9	420
19ECC048	2	0.679	247.2	-10.9	5.367	329.3	21.7	18.7	280

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19ECC053	2	2.506	46.1	64.5	0.505	243	24.9	22.5	300
19ECC054	2	0.773	299	47.1	0.803	72.8	54.3	28.5	370
19ECC055	2	2.050	46.4	10.6	8.152	138.5	34.4	11.6	370
19ECC056	2	46.622	297.9	-3.4	43.098	299.9	2.7	7.1	370
19ECC057	1	160.422	168.4	13.5				1.7	

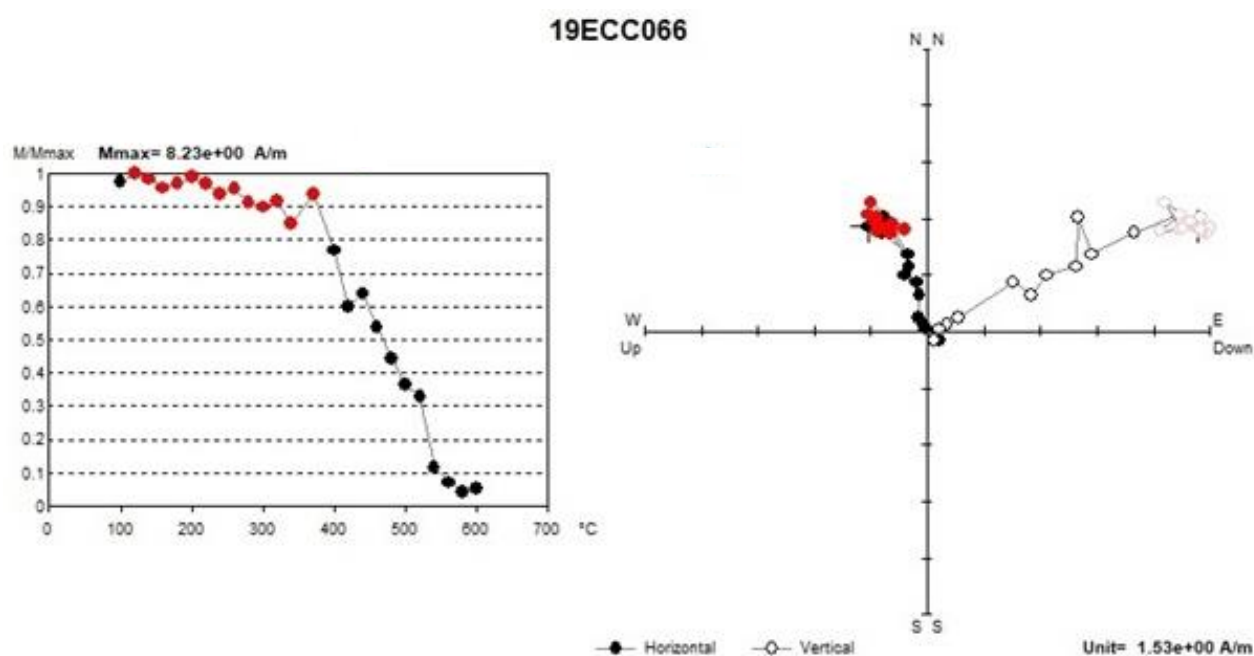


Figura 42.- Diagramas Vectoriales de la muestra 19ECC066 perteneciente al flujo del interior del cráter. Dec=131.7°, Inc=59.8°, MAD=35.1°

De los 12 diagramas vectoriales obtenidos del flujo de lava al interior del cráter, 9 muestran 2 componentes, mientras que a los 3 restantes no fue posible determinar una temperatura de emplazamiento debido a que no se observa una tendencia clara entre componentes. La temperatura de emplazamiento encontrada varía de los 340°C hasta los 420°C, teniendo una moda del 55% de 370°C.

Las curvas de desmagnetización son similares a las presentadas en la muestra representativa (Figura 42), en la segunda componente la magnetización disminuye aproximadamente un 20%.

Las componentes magnéticas se muestran en la [Tabla 5](#).

Tabla 5.- Componentes magnéticas de las muestras del flujo de lava al interior del cráter Cerro Colorado

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19ECC059	2	4.187	9.1	63.5	0.759	40.3	53.5	17.4	370
19ECC060	2	1.374	6.7	70.2	2.363	100.1	50.4	22.8	370
19ECC064	2	2.324	341.6	72	0.393	26.7	12.5	38.5	420
19ECC065	2	1.948	299.4	73.7	0.825	236.2	52.6	20.2	370
19ECC066	2	3.132	339.8	59.6	0.582	131.7	59.8	35.1	370
19ECC067	2	0.863	47.1	64.7	3.627	45.2	23.1	19.4	370
19ECC068	2	1.731	243.4	-55.3	4.652	60.7	34.2	15.8	340
19ECC069	2	1.441	80.8	80.5	4.781	98.1	-1.4	9.9	420
19ECC070	2	1.304	99.3	-76.2	0.910	199.2	-44.7	29.5	320

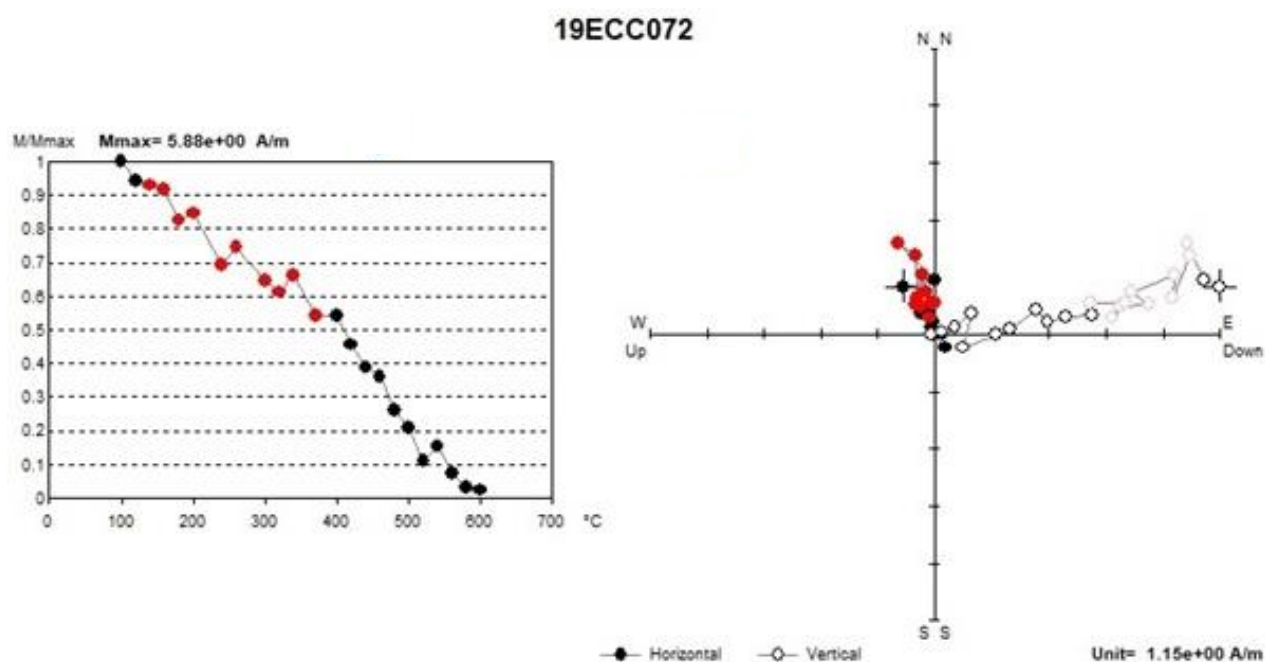


Figura 43.- Diagrama vectorial de la muestra 19ECC072 perteneciente al flujo de lava que está en contacto con lapilli.
Dec=338.3°, Inc=55.1°, MAD=18.4°

Los especímenes del flujo de lava en contacto con los piroclastos obtenidos del cráter Cerro Colorado solo constan de 4 muestras, en todas identifican dos componentes con una temperatura de emplazamiento que varía desde los 340°C hasta los 420°C.

La [Figura 43](#) es una muestra representativa sobre el comportamiento de las curvas de desmagnetización de estas muestras, las cuales en promedio decaen un 60% en los pasos utilizados para la segunda componente.

Las componentes magnéticas se muestran en la [Tabla 6](#).

Tabla 6.- Componentes magnéticas del flujo de lava que está en contacto con lapilli del cráter Cerro Colorado

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19ECC072	2	1.846	334.2	81.5	1.355	338.3	55.1	18.4	370
19ECC075	2	1.163	298.6	51.5	1.662	280.6	55.2	23	300
19ECC076	2	0.799	103.6	79.8	1.719	317.7	62.3	22.4	420
19ECC077	2	2.337	357.5	64.9	0.318	40.4	72.6	27	340

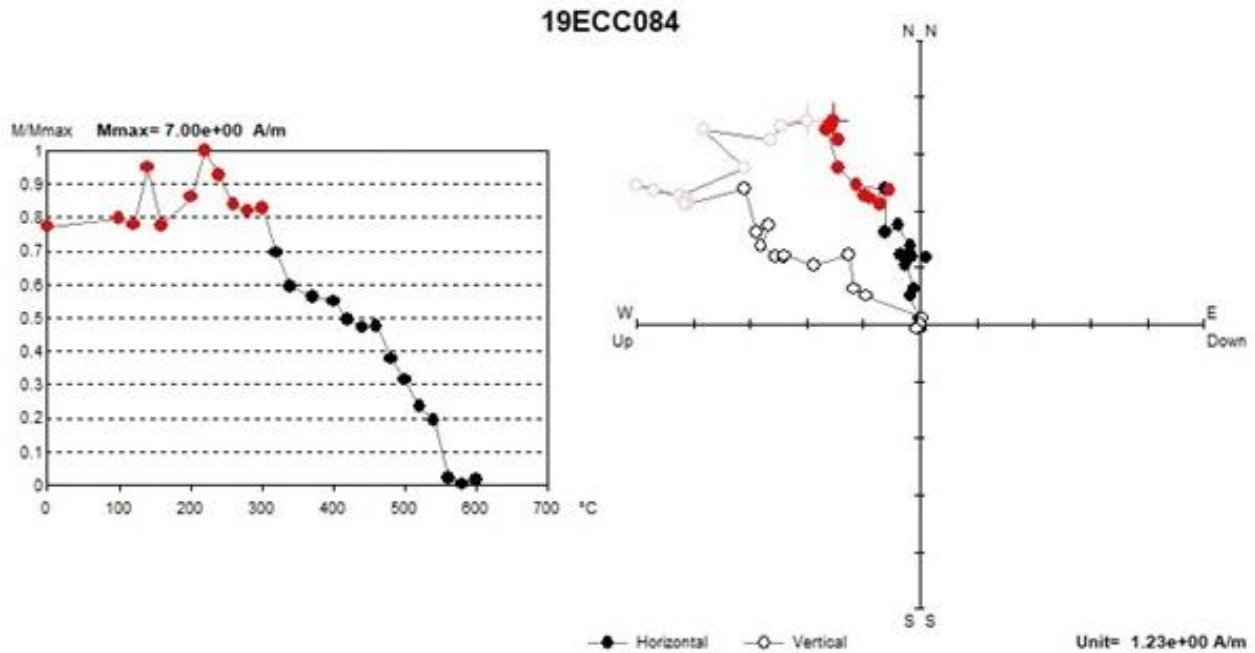


Figura 44.- Diagrama Vectorial de la muestra 19ECC084 perteneciente a la lapilli. Dec. 327.9°, Inc 56.3°, MAD 19°

La [Figura 44](#) ejemplifica los diagramas vectoriales que corresponden al lapilli del cráter. De los 11 diagramas que se realizaron en total, solo en uno no fue posible diferenciar las componentes. La temperatura de emplazamiento varía de 300°C a 400°C; sin embargo, los 300°C se presentan en un 45% de las muestras.

Con respecto a las curvas de desmagnetización vemos que pueden ser muy variadas, en algunos casos decae hasta el 60%, pero en ocasiones decrece un 10 o 20% y vuelve a crecer hasta el mismo nivel donde comenzó a decrecer para volver a caer desde ese punto.

Las componentes magnéticas se muestran en la [Tabla 7](#).

Tabla 7.- Componentes magnéticas de las muestras de lapilli del cráter Cerro Colorado

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19ECC081	2	4.152	51.1	-12.3	10.282	265.8	46.7	7.4	260
19ECC082	2	4.257	261.8	-70.2	0.411	18.1	15.8	44.3	300
19ECC084	2	2.447	347.5	-58.4	2.356	327.9	56.3	19	300
19ECC085	2	0.697	156.3	-19.9	0.567	93.2	37.3	30.8	300
19ECC088	2	2.152	82.7	-16.2	1.822	338.4	35.4	39.2	400
19ECC091	2	2.902	107	-6.3	5.279	287.8	10.5	13.1	400
19ECC092	2	2.191	312.2	-51.1	0.309	320.1	-73.4	27.4	320
19ECC097	2	6.422	209.6	57.3	15.040	338.9	41.9	10.6	340
19ECC098	2	0.471	76.5	-7.6	7.952	4.2	34.5	14.6	320

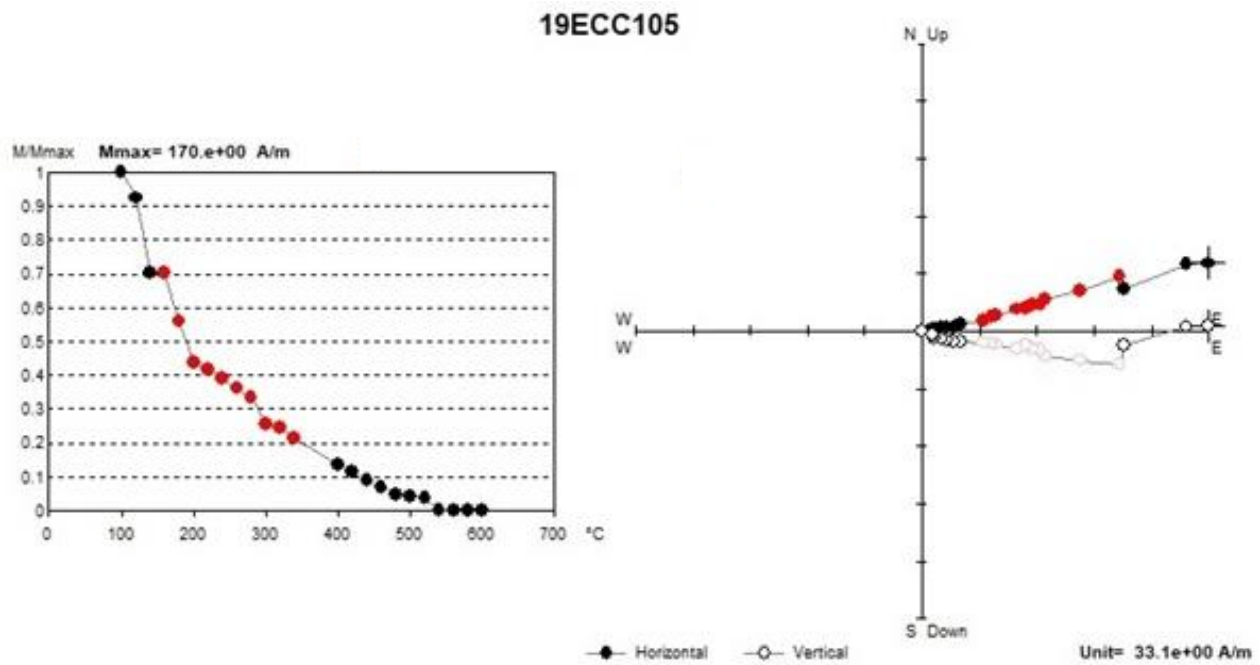


Figura 45.- Diagrama vectorial de la muestra 19ECC105 perteneciente al flujo de lava externo al cráter. Dec 72.6°, Inc 9.5°, MAD 2.9°

Las curvas de desmagnetización de la Figura 45 es una muestra representativa del flujo externo del cráter, en las cuales puede haber un decaimiento desde un 50% hasta un 80%.

En cuanto a los diagramas vectoriales se obtuvieron temperaturas de emplazamiento de 280°C a 300°C, donde los 280°C es la más recurrente.

Las componentes magnéticas se muestran en la Tabla 8.

Tabla 8.- Componentes Magnéticas de las muestras del cráter Cerro Colorado del flujo externo

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19ECC101	2	54.114	49.1	-25.1	73.266	52.7	-34.3	4	280
19ECC102	2	20.492	284	5.9	49.159	287.3	4.3	4	280
19ECC103	2	40.076	254.5	31.1	53.817	262.2	21.6	7.2	280
19ECC104	2	155.15	118.1	-30.5	84.582	133.6	-23.3	7.3	280

No. de muestra	Componentes	Primer Componente			Segunda Componente			MAD	Te °C
		M [A/m]	Dec	Inc	M [A/m]	Dec	Inc		
19ECC105	2	14.987	80.9	17.3	53.304	72.6	9.5	2.9	340
19ECC108	2	24.832	234.7	-44.2	53.444	228.1	-47.1	10.2	300
19ECC109	2	28.904	254.7	-18.5	23.130	230.5	-28.4	9.5	240

Por último con respecto a los diagramas vectoriales, se encontró que en todos los sitios del cráter Cerro Colorado, algunos especímenes muestran una componente entre la NRM y los 140°C aproximadamente, de manera similar que en El Elegante.

Estereogramas de igual área

Con las componentes encontradas se realizaron los estereogramas por áreas iguales dependiendo del sitio.

La [Figura 46a](#) es el estereograma de la primera componente de las muestras embebidas en toba, donde observamos que están completamente dispersas, algo que es totalmente esperado para esta componente.

La [Figura 46b](#) por otra parte, muestra las direcciones de la segunda componente de este sitio, resultados que también están completamente dispersos.

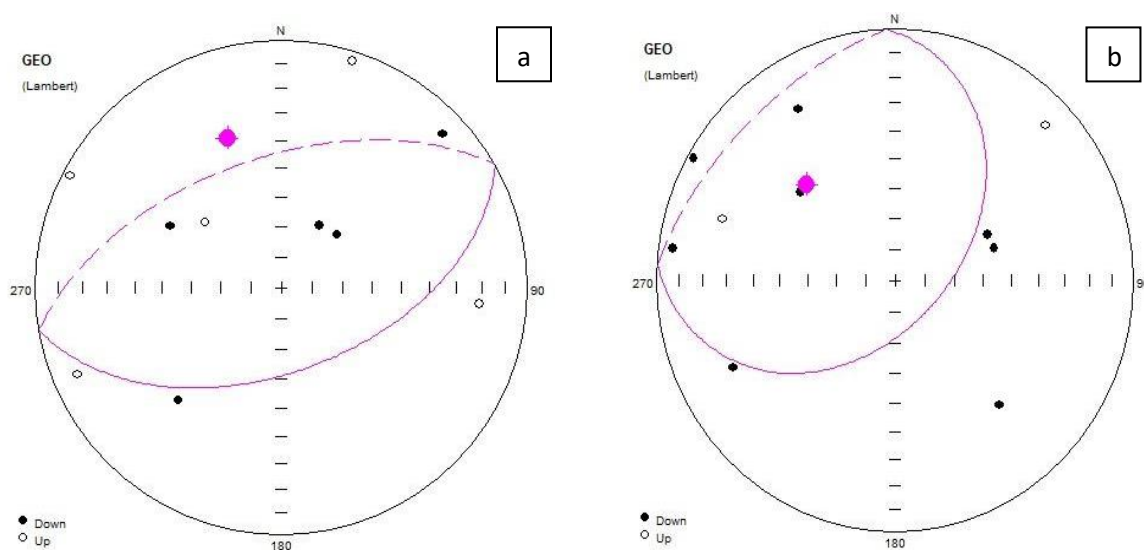


Figura 46.- (a) Estereograma de la primera componente del cráter Cerro Colorado de las muestras de toba. (b) Estereograma que considera todas las muestras de la segunda componente del cráter Cerro Colorado de las muestras de bloques de toba. Dec=315.9°, Inc=45.7°, k=1.64, α_{95} =58.7°

Para estos resultados se llevó a cabo la estrategia anterior de ir dividiendo los resultados según el MAD de los diagramas vectoriales en primera instancia; sin embargo, en esta ocasión no se obtuvieron estereogramas para los resultados $MAD < 15^\circ$ porque no hay suficientes datos para eso.

Por último, también se intentó dividir dependiendo de la dificultad que se encontró al momento de elegir la segunda componente; pero de este modo tampoco se logró obtener algo concluyente, pues no se encontraron resultados de manera fácil y tanto para una dificultad media como difícil tienen 5 muestras cada una, con lo cual tampoco podemos obtener direcciones fiables.

La [Figura 47](#) muestra el estereograma de la primera componente de la lava al interior del cráter, que muestran cierta tendencia a asociarse en una dirección.

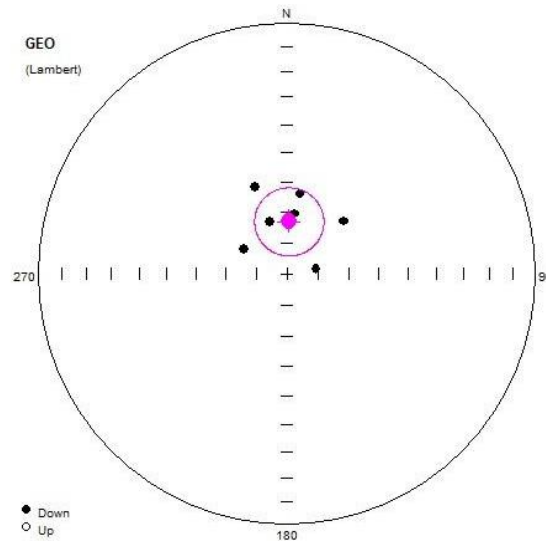


Figura 47.- Estereograma de la primera componente del cráter Cerro Colorado de la lava del interior del cráter. $Dec=2^\circ$, $Inc=72.9^\circ$, $k=30.11$, $\alpha 95=11.2^\circ$

El estereograma de la primera componente del flujo que está en contacto con lapilli ([Figura 48a](#)) vemos que su dirección, a pesar de tener un $\alpha 95$ elevado, es similar a la dirección de la primera componente de la lava que se encuentra al interior del volcán.

La dirección de la segunda componente del flujo en contacto con el lapilli se observa en el estereograma de la [Figura 48b](#), la cual es bastante parecida a la primera componente. Debido a la poca cantidad de muestras no es conveniente intentar definir mejor la dirección utilizando métodos anteriormente empleados.

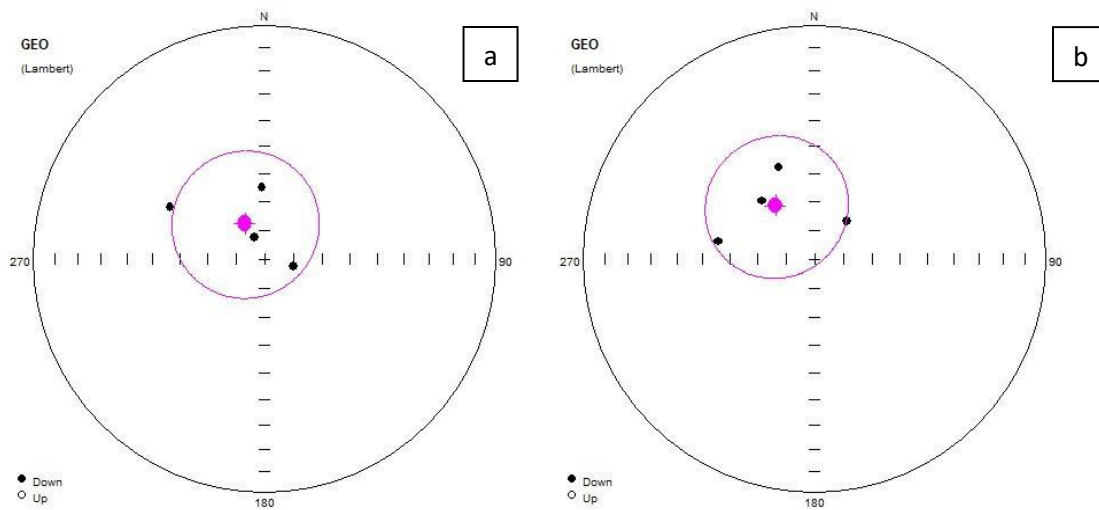


Figura 48.- (a) Estereograma de la primera componente del cráter Cerro Colorado del flujo en contacto con lapilli. Dec=330.7°, Inc=75.7°, k=13.54, α_{95} =25.9°. (b) Estereograma de la segunda componente del cráter Cerro Colorado del flujo en contacto con lapilli. Dec=323.6°, Inc=66.7°, k=14.35, α_{95} =25.1°

La primera componente del lapilli corresponde con el estereograma de la Figura 49a, donde vemos una completa dispersión de las muestras, la mayoría con direcciones invertidas; en cambio, la Figura 49b muestra como es el comportamiento de las segundas componentes de las muestras de lapilli, las cuales si se “juntan”, a diferencia de la primera componente.

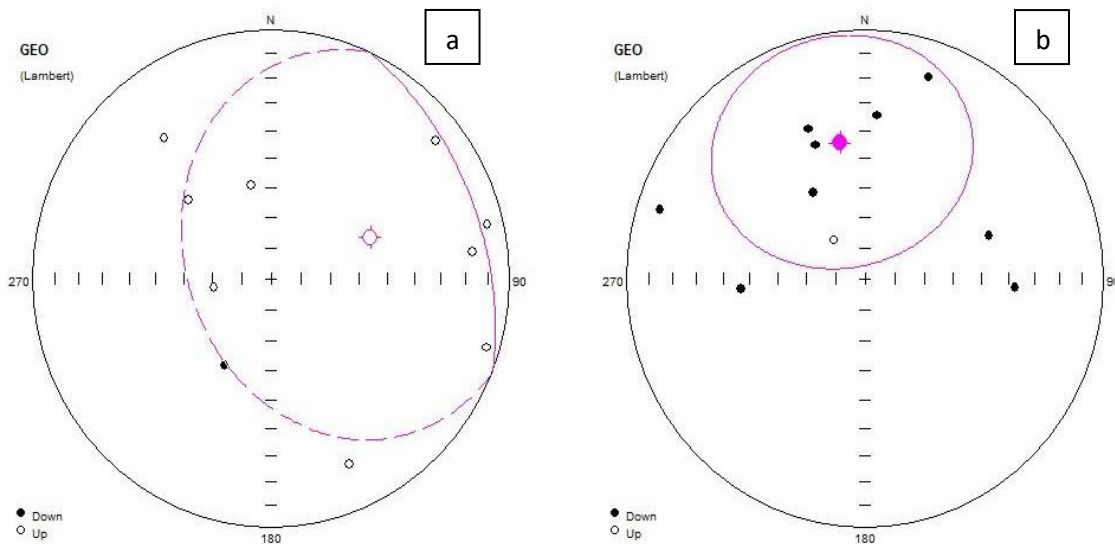


Figura 49.- (a) Estereograma de la primera componente del cráter Cerro Colorado del lapilli. (b) Estereograma de la segunda componente del cráter Cerro Colorado del lapilli. Dec=349°, Inc=43.6°, k=2.28, α_{95} =42°

En esta ocasión se intentaron aplicar los métodos anteriores para mejorar la visualización de los resultados siendo la Figura 50 el estereograma que considera a los diagramas vectoriales en los cuales se pudo calcular una segunda componente con un MAD <15°.

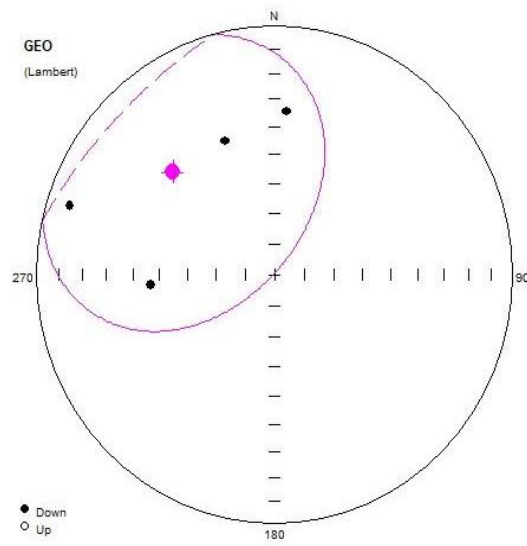


Figura 50.- Estereograma de la segunda componente de lapilli que considera solo las muestras MAD $<15^\circ$ del cráter Cerro Colorado. Dec= 314° , Inc= 40.1° , $k=4.45$, $\alpha_{95}=49.3^\circ$

También se consideró si la segunda componente tuvo una dificultad media o difícil de obtener, generando los diagramas de la Figura 51a y la Figura 51b respectivamente.

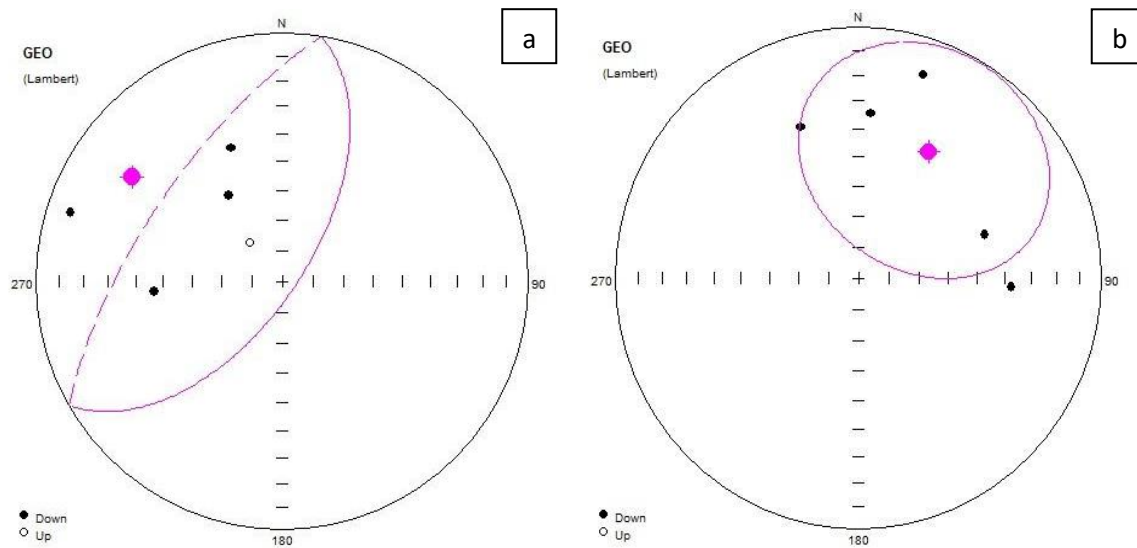


Figura 51.- (a) Estereograma de la segunda componente con una dificultad media de diferenciar del cráter Cerro Colorado del lapilli. Dec= 304.6° , Inc= 26.8° , $k=2.25$, $\alpha_{95}=67.4^\circ$. (b) Estereograma de la segunda componente difícil de diferenciar del cráter

Por último, tenemos los estereogramas del flujo externo. La primera componente se visualiza en la [Figura 52a](#) y la segunda componente en la [Figura 52b](#). Se esperaba que el flujo interno y el externo fueran uno mismo al tener una dirección similar; sin embargo, vemos cómo muestran resultados completamente distintos.

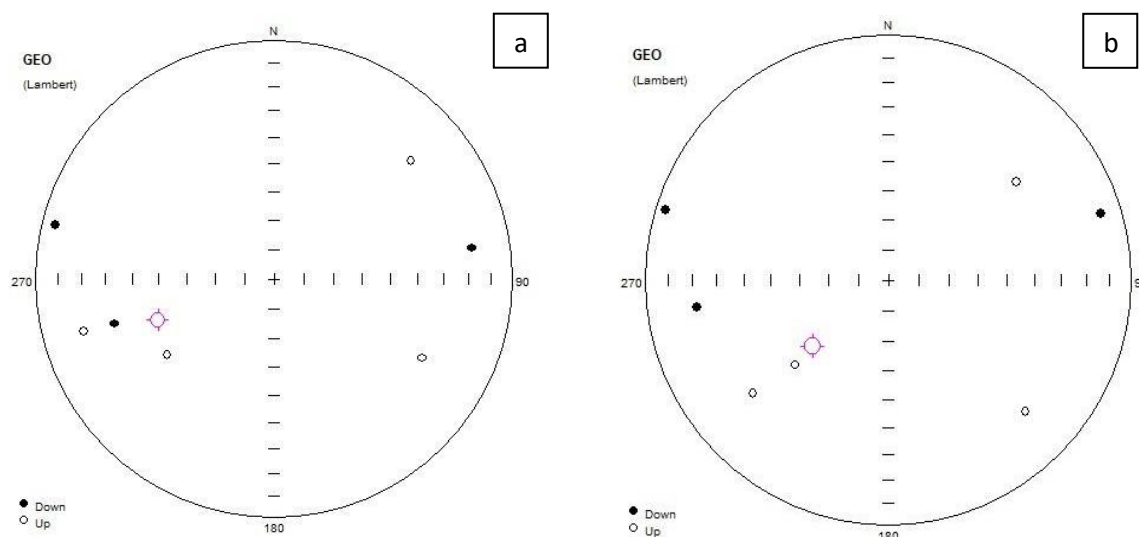


Figura 52.- (a) Estereograma de la primera componente del cráter Cerro Colorado del flujo externo. (b) Estereograma de la segunda componente del cráter Cerro Colorado del flujo externo. Dec=229.4°, Inc=-56.1°, k=1.17, $\alpha_{95}=140^\circ$

Discusión de Resultados

Con las curvas de histéresis, el diagrama de Day y el de Néel, podemos saber que estamos tratando con granos que se encuentran en el pseudo dominio simple (SD+MD) y que en esta ocasión, a diferencia que con el cráter Celaya y el cráter El Elegante, son más alargados, aunque siguen teniendo su tendencia cúbica.

Las curvas K-T varían de un sitio a otro, pero podemos asegurar que todos los sitios están constituidos por titanomagnetita pobre en Ti principalmente y puede que haya magnetita.

Las curvas UnMix, al igual que en el caso de El Elegante, no nos brindan información directa con respecto a la cantidad de componentes que podríamos encontrar.

Los resultados de los diagramas vectoriales de las muestras de toba nos dan un resultado consistente en cuanto a su temperatura de emplazamiento siendo 370°C el valor más recurrente. Pero también hay que tomar en cuenta, que no fue sencillo encontrar la diferencia entre componentes ya que no muestran un cambio claro entre los pasos que se realizaron, esto mismo sucede con los demás sitios. Esto podría deberse a la historia eruptiva que ha tenido el cráter, donde pudo haber un movimiento posterior al momento del depósito, o que por algún proceso físico-químico ese bloque no alcanzó a adquirir una componente secundaria. Esto lo podemos interpretar a partir de que en la [Figura 46a](#) (estereograma de la primera componente) y la [Figura 46b](#) (estereograma de la segunda componente) vemos un comportamiento similar entre las

direcciones haciendo no concluyente la búsqueda de la dirección de la segunda componente en el sitio donde se tomaron estas muestras, pudiendo realmente solo tratarse de una sola componente.

Por otra parte, los resultados obtenidos de los flujos de lava al interior y exterior del cráter con sus componentes tan distintas en sus direcciones muestran que éstos no tienen nada que ver el uno con el otro, son flujos distintos. Para los primeros se observa que las direcciones de sus componentes tienen cierta tendencia a estar concentradas, aunque no lo suficiente para obtener resultados fiables; en cuanto a su segunda componente se observa un desplazamiento de la dirección hacia el NE aunque la dispersión de estas es bastante significativa. Los resultados de la lava exterior del cráter tanto de la primera como de la segunda componente solo muestran dispersión total sin ningún sentido aparente, lo cual no es lo esperado en este caso, puesto que al ser de lava se pensaría que debería tener al menos una componente bien definida. Es aquí donde se plantea una nueva hipótesis, donde se considera el efecto de caída de un rayo, pues al observar los resultados en conjunto, pudiera ser que éste cayera más próximo a la lava externa “borrando” las componentes y remagnetizándolas sin algún sentido. También se puede apostar por esta hipótesis puesto que la magnitud de la magnetización perteneciente a la lava externa es superior a cualquier otro sitio del cráter.

Por último cabe resaltar la diferencia que existe entre los resultados correspondientes con el sitio de lapilli y el sitio de las muestras del flujo de lava que está en contacto con el lapilli. Este segundo sitio muestra un comportamiento similar al del flujo de lava al interior del cráter, probablemente debido a un recalentamiento del flujo piroclástico por la lava. En cuanto a los resultados con el lapilli se observa como las componentes secundarias se estaban juntando en un mismo sitio; sin embargo, no son suficientes para lograr determinar un $\alpha 95$ lo suficientemente confiable.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De manera general, para los tres cráteres se observa que los principales portadores magnéticos consisten en titanomagnetita pobre en titanio y magnetita.

Con respecto al cráter Celaya, presenta una clara diferenciación entre sus componentes magnéticas. En la mayoría de las muestras encontramos una T_e de 380°C.

Este cráter fue el único que obtuvo resultados favorables para poder estimar una edad con datos estadísticos confiables, pudiendo así poder aportar nueva información sobre éste. Para esto se utilizó el modelo SHA.DIF.14K utilizando los valores direccionales medios de la segunda componente, Dados los datos conocidos sobre las curvas de variaciones seculares, se observa un amplio rango de edad de entre 14,000 años a 1,000 por lo que no puede ser considerado como un resultado fiable; sin embargo, se observa un pico de mayor probabilidad entre los años 0 y los 1000 antes de nuestra era, por lo que se sugiere realizar más estudios paleomagnéticos, ya que es uno de los cráteres menos estudiados dentro del CVP.

Tanto para El Elegante como para Cerro Colorado a pesar de que encontramos una T_e , no es posible estimar una edad basándonos en este método puesto que la dirección obtenida no es óptima.

En cuanto al cráter El Elegante presentó que la mayoría de especímenes estudiados están constituidos de dos componentes con una T_e que varía de 300°C a 340°C. El cráter no tuvo resultados favorables para los objetivos de este estudio, ya que su estereograma por áreas iguales muestra una gran dispersión en sus puntos; entonces se llegó a la conclusión que debido a las múltiples erupciones, que normalmente forma este tipo de cráteres, se fueron dando colapsos entre el mismo material piroclástico o que el material de las orillas regresó al interior del cráter, solo para volver a ser expedido por un nuevo evento eruptivo, lo que explicaría por qué no hay una buena estadística (correlación) en cuanto a las direcciones que se fueron obteniendo a partir del análisis con los diagramas vectoriales.

Para estudios posteriores en este cráter, se recomienda tomar muestras más lejanas a la entrada del mismo, pues hay una mayor probabilidad de que estos bloques o bombas no hayan regresado a la zona eruptiva y hayan quedado emplazados '*in situ*'.

Cerro Colorado es un cráter con una interesante historia geológica y vulcanológica. Este se encuentra en la zona más sur con respecto a los otros dos cráteres y dependiendo del sitio analizado se obtuvieron diferentes T_e : para la toba y el flujo de lava interno se encontró un valor de 370°C, la lava en contacto con lapilli tuvo un rango de valores entre los 340°C hasta los 420°C, la lapilli de 300°C y el flujo de lava externo de 280°C.

Los resultados para Cerro Colorado también muestran cierta dispersión en los estereogramas del flujo de lava externo, donde una interpretación plausible es que estas rocas pudieron haber sido modificados por la incidencia de un rayo. Esto se deduce debido a que las magnetizaciones tienen altas intensidades en comparación con las del flujo de lava interno y las del lapilli, por lo que se podría considerar la realización de más estudios en la zona para poder corroborar esta hipótesis.

Dada la hipótesis del rayo y sobre todo los resultados obtenidos en los estereogramas, no podemos concluir si la lava al interior del cráter es o no la misma que la del exterior.

Por otro lado, en Cerro Colorado se observa un gran parecido en cuanto a las direcciones de la primera componente de la lava interna, la primera y segunda componente del lapilli en contacto con la lava y la segunda componente del lapilli. Esto podría deberse a la historia evolutiva del volcán, la hipótesis que se generó sólo considerando estos datos, consiste en la posibilidad que la lava y el lapilli se emplazaron casi al mismo tiempo, pero como parte de la lava siguió recorriendo su camino re-calentó el lapilli dándole esa segunda componente.

A pesar de todo y de la alta α_{95} en los nuevos materiales estudiados en el Cerro Colorado, vemos cierta similitud de los resultados obtenidos para la toba del fondo del cráter y los resultados obtenidos para los bloques embebidos en la toba superior de Cerro Colorado ([Alva-Valdivia et al., 2019](#)), quienes estiman una edad paleomagnética de 3915 ± 59 años, lo cual corresponde con el Holoceno medio-tardío. Esta similitud sugiere que las erupciones de la toba y demás materiales del fondo y la del lado superior en superficie, se efectuaron en un tiempo muy corto y/o casi simultáneo. Finalmente, es importante mencionar que la mejor definición de la temperatura de emplazamiento de la segunda componente magnética de la toba superior se debe a que esta erupción fue posiblemente la última actividad volcánica, de ahí la mejor estabilidad en las direcciones magnéticas.

REFERENCIAS

- Alva-Valdivia, L. M., & López-Loera, H. (2011). A review of iron oxide transformations, rock magnetism and interpretation of magnetic anomalies: El Morro Mine (Brazil), a case study. *Geofísica Internacional*, 341-362.
- Alva-Valdivia, L. M., Rodríguez-Trejo, A., Vidal-Solano, J. R., Paz-Moreno, F., & Agarwal, A. (2019). Emplacement temperature resolution and age determination of Cerro Colorado tuff ring by paleomagnetic analysis, El Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145-154.
- Alva-Valdivia, L. M., Torres-Hernández, J. R., González Rangel, J. A., Caballero Miranda, C., Rosas-Elguera, G., & Villalobos-Romero, N. (2012). Paleomagnetismo en la determinación de la temperatura de emplazamiento de la ignimbrita Panalillo, Juachín, San Luis Potosí, México. *Revista mexicana de ciencias Geológicas*, 619-638.
- Anderson, T., & Roldán-Quintana, J. (1979). Geology of northern Sonora Guidebook. *Field trip No. 27, Geological society of America, 1979 Annual Meeting*. San Diego.
- Bardot, L., & E., M. (2000). The reliability of emplacement temperature estimates using paleomagnetic methods: a case study from Santorini, Greece. *Geophys, J. Int.*, 39-51.
- Butler, R. (1992). *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terrains*. Tucson: University of Arizona.
- Bykerk-Kauffman, A., & Janecke, S. (1987). Late Cretaceous to Early Tertiary ductile deformation: Catalina-Rincon metamorphic core complex, southeastern Arizona. *Geology* v.15, 462-465.
- Cázares-Hernández, F. (2006). *Origen del Freatomagmatismo Basáltico-Alcalino cuaternario del Cráter El Elegante, Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México*. Hermosillo: Universidad de Sonora.
- Cázares-Hernández, F. (2013). *Comportamiento Volcánico-Hidrotermal del Sistema Maar-Diaterma del Cráter El Elegante; Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México*. Hermosillo, México: Universidad de Sonora.
- Cázares-Hernández, F., & Vidal-Solano, J. (2007). análisis digital de imágenes en la caracterización granulométrica de los depósitos de oleadas piroclásticas del Cráter el Elegante, Campo Volcánico el Pinacate, Sonora, México. *Reunión Anual 2007 de la Unión Geofísica Mexicana*, (págs. 128-129). Puerto Vallarta, Jalisco.
- Cortés, E., Fernández, M., Franco, E., & Vera, E. (1976). *Geología del área volcánica de El Pinacate en el Desierto de Altar Sonora, México*. México: Ph. D. thesis Insituto Politécnico Nacional.
- Damon, P., Long, A., & Sigalove, J. (1963). *Arizona radiocarbon dates IV: Radiocarbon, vol. 5*.

- Dempster, A. P., Laird, N. M., & Rubin, D. B. (1977). Maximum likelihood from incomplete data via the EM algorithm. *J. R. statist. Soc. B.*, 39, 1–38.
- Donnelly, M. (1974). *Geology of the Sierra del Pinacate volcanic field, northern Sonora, Mexico, and southern Arizona U.S.A.* Stanford, California: Ph. D. Thesis, Stanford University.
- Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research*, 1-15.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers. Cambridge Studies in Magnetism.* New York: Cambridge University Press.
- Espinosa, M. A., Nourse, J. A., & Irondo, A. (2005). Stratigraphy, structure, and U-Pb geochronology of Paleoproterozoic gneissess in Sierra Hornaday and Cerro El Águila, NW Sonora, México: Fingerprints at the truncated margin of Laurentia. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v 37, No. 4, 57.
- González-Rangel, J. A. (2009). *Paleomagnetismo de la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana: Implicaciones tectónicas y estratigráficas.* México: Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gutiérrez-Anguamea, G. A. (1970). *Petrogénesis ígneo-metamórfica y geomorfológica de la porción meridional de la región de El Pinacate, Sonora, México.* Sonora: Tesis Profesional, Departamento de Geología, UNISON.
- Gutmann, J. (1974). Tubular voids within labradorite phenocrysts from Sonora, Mexico. *American Mineralogist*, vol. 59, 666-672.
- Gutmann, J. (1977). Textures and genesis of phenocrysts and megacrysts in basaltic lavas from the Pinacate Volcanic Field. *American Journal of Science*, vol. 277, 833-861.
- Gutmann, J. (1986). Origin of four- and five-phase ultramafic xenoliths from Sonora, Mexico. *American Mineralogist*, 71, 1076-1084.
- Gutmann, J. (2002). Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism - eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 345-356.
- Gutmann, J. T. (1972). *Eruptive history and petrology of Crater Elegante, Sonora, Mexico.* Stanford, California: Ph. D. Thesis, Stanford University.
- Gutmann, J. T. (1976). Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1718-1729.

- Gutmann, J. T. (1979). Structure and eruptive cycle of the cinder cones in The Pinacate Volcanic Field and the controls of Strombolian activity. *Journal of Geology*, vol. 87, 448-454.
- Gutmann, J. T. (2011). Estudios Geológicos en el Campo Volcánico de El Pinacate. *Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste*, 51.
- Gutmann, J. T., & Martin, R. (1976). Crystal chemistry, unit cell dimensions, and structural state of labradorite megacrysts from Sonora, Mexico. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, vol. 56, 55-64.
- Gutmann, J. T., & Sheridan, M. F. (1978). Geology of the Pinacate Volcanic Field with Field Trip Guide, en: Pewe, T. y Burt, R. (eds.), Guidebook to Geology of Central Arizona. *Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology Special Paper 2*, 47-60.
- Gutmann, J. T., Turrin, B., & Dohrenwend, J. (2000). Basaltic rocks from the Pinacate Volcanic Field yield notably young $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 81(4), 33-37.
- Gutmann, J., & Turrin, B. (2006). The age of Crater Elegante, a maar in the Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico. *GSA Rocky Mountain Section – 58th annual meeting*, (pág. 14(3)).
- Irving, E., Stott, P. M., & Ward, M. A. (1961). Demagnetization of igneous rocks by alternating magnetic fields. *The Philosophical Magazine: A Journal of Theoretical Experimental and Applied Physics*, 225-241. Obtenido de DOI: 10.1080/14786436108243312
- Ives, R. L. (1956). Age of Cerro Colorado Crater, Pinacate, Sonora, Mexico. *Eos, Transactions American Geophysical Union*.
- Ives, R. L. (1964). The Pinacate region, Sonora, Mexico. *California Academy of Sciences Occasional Papers*, vol. 47, 43.
- Jahns, R. H. (1959). Collapse depressions of the Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico. *Arizona Geological Society southern Arizona Guidebook 2*, 165-184.
- Jiles, D. (1991). *Introduction to Magnetism and Magnetic Materials*. Iowa: Springer. Science Business Media.
- Lutz, T., & Gutmann, J. (1995). An improved method for determining and characterizing alignments of pointlike features and its implications for the Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico. *Journal Of Geophysical Research*, 100, 17659-17670.
- Lynch, D. (1981a). *Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northern Sonora, Mexico*. Tucson, Arizona: Ph. D Thesis: The University of Arizona.
- Lynch, D. (1981b). A model for volcanism in the Pinacate Volcanic Field of northwestern Sonora, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 93.

- Lynch, D. (1981c). Crater Elena, a newly discovered tuff cone in the Pinacate Volcanic Field of northwestern Sonora, Mexico. *Arizona-Nevada Academy of Science Journal*, vol. 16.
- Lynch, D., & Gutmann, J. (1987). Volcanic structures and alkaline rocks in the Pinacate Volcanic Field of Sonora, Mexico, en: Davis, G.H., VandenDolder, E.M., (eds.), Geologic diversity of Arizona and its margins, excursions to choice areas. *Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology Special Paper 5*.
- Mancera-Flores, A. (2015). *Estimación de la profundidad a la isoterma de Curie y flujo de calor en el campo volcánico El Pinacate y sus alrededores (noroeste de Sonora, México) a partir del análisis espectral de anomalías aeromagnéticas*. Ensenada, México: Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Martin, U., & Németh, K. (2004). Eruptive mechanism of phreatomagmatic volcanoes from the Pinacate Volcanic Field - comparison between Crater Elegante and Cerro Colorado, Mexico. *Abstract Volume of the Second International Maar Conference 21-26 Sept*. Hungría: Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary.
- Martín-Barajas, A. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, V. LIII, 72-83.
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., & Fox, D. L. (2016). MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, 140-145. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>.
- Nourse, J., Premo, W., Iriondo, A., & Stahl, E. (2005). Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region. *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives, Geological Society of America Special Paper 393*, 123–182.
- Pavón-Carrasco, F., Osete, M., Torta, J., & De Santis, A. (2014). A geomagnetic field model for the Holocene based on archeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 98–109.
- Paz-Moreno, F., Demant, A., & Ortega-Rivera, A. (2004). El volcanismo alcalino sódico del Pleistoceno Inferior en el Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México: una serie de diferenciación continua de basalto a traquita. *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 31 Octubre a 5 de Noviembre de 2004*, (pág. 50).
- Paz-Moreno, F., Robles-Pasos, J., & Demant, A. (2003a). Un ejemplo de evolución en la actividad hidromagmática desde freatomagmática hacia surtseyana - El Cerro Colorado, Campo volcánico El Pinacate, Sonora, México. *XIII Congreso Nacional de Geoquímica*, (págs. 9(1), 145). Juriquilla Querétaro.

- Robertson, D. J., & France, D. E. (1994). Discrimination of remanence-carrying mineral in mixtures, using isothermal remanent magnetisation curves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84, 223-234.
- Rodríguez-Trejo, A. (2014). *Estudio Paleomagnético del Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México*. CDMX, México: Instituto de Geofísica.
- Rodríguez-Trejo, A. A.-V.-S. (2019). Paleomagnetism and rock magnetic properties of Late Pleistocene volcanism from El Pinacate Volcanic Field, northwest Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Roldán-Quintana, J. (12 de Julio de 2011). Evolución del conocimiento de la geología de Sonora, México. *Boletín del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*, V. 118, cap. 1, p 1-24.
- Solís-Limón, M. F. (2003). *Caracterización y procedencia de las dunas que bordean al Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México*. Sonora: Tesis Maestría, Departamento de Geología, UNISON.
- Sumner, J. R. ((1972)). Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3103-3120.
- Tarling, D. H. (1983). *Palaeomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. New York: Chapman and Hall.
- Tauxe, L. e. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. Los Angeles: University of California Press.
- Vidal-Solano, J. (1998). *Contribución al estudio del Evento Volcánico Terciario Pre-Pinacate, Campo El Pinacate NW de Sonora, México: Geología, Petrografía y Geoquímica*. Sonora: Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora.
- Vidal-Solano, J. (2001). *Estudio petrogenético del evento volcánico Neógeno Pre-Pinacate, El Pinacate, Sonora, México*. Sonora: Tesis Maestría, Departamento de Geología, UNISON.
- Vidal-Solano, J., Demant, A., Paz-Moreno, F., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M., & Lee, J. (2008). Insight into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico- Geochronology and petrochemistry of the Miocene volcanic sequences from the Pinacate area (Sonora). *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 691-708.
- Vidal-Solano, J., Paz-Moreno, F., & Demant, A. (2005). *Caracterización y Cronología del Evento Volcánico Terciario Pre-Pinacate, Campo El Pinacate, Noroeste de Sonora, México* (Vol. 18 & 19). Hermosillo, México: Boletín del Departamento Geológico UniSon.

- Wohletz, K. (1983). Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation - grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 31-63.
- Wohletz, K. (1986). Explosive magma-water interactions – Thermodynamics, explosion mechanisms and field studies: *Bulletin of Volcanology*. 245-264.
- Wohletz, K., & Heiken, G. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. California: University of California Press.
- Wohletz, K., & Sheridan, M. (1979). A model of pyroclastic surge. *Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds.), Ash-flow tuffs, Boulder* (págs. 177-194). Colorado: Geological Society of America Special Paper 180.
- Wohletz, K., & Sheridan, M. (1983). Hydrovolcanic explosions II - Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283, 385-413.
- Wood, C. A. (1972). *Reconnaissance geology and geophysics of the Pinacate craters, Sonora, Mexico*. Obtenido de Ph. D. Thesis, The University of Arizona, University Libraries:
https://repository.arizona.edu/bitstream/handle/10150/566362/AZU_TD_BOX274_E9791_1972_225.pdf?sequence=1
- Zimanowsky, B., & Wohletz, K. (2000). Physics of phreatomagmatism. *Terra Nostra*, 6, 515-523.

ANEXOS

Anexo A.- Propiedades magnéticas de los especímenes

Celaya

Espécimen	Masa [mg]	Ms [Am ²]	Mrs [Am ²]	Hc [mT]	Hcr [mT]	Mr/Ms	Hcr/Hc
19ccl152	29.7	4.05E-05	8.44E-06	22.4	50.25965	0.21	2.24373
19ccl154	38.4	5.84E-05	8.53E-06	17.5	39.81602	0.15	2.27520
19ccl159	30	1.34E-05	1.02E-06	3	8.998738	0.08	2.99958
19ccl165	23.6	1.59E-05	1.32E-06	3.5	9.601654	0.08	2.74333
19ccl170	22.2	4.48E-05	1.05E-05	23.8	44.33043	0.23	1.86262
19ccl172	33.1	2.15E-05	1.63E-06	3.8	10.38276	0.08	2.73231
19ccl177	35.7	6.13E-05	1.40E-05	17.4	31.95773	0.23	1.83665
19ccl180	38.5	2.00E-05	3.98E-06	8.1	12.82809	0.20	1.58371
19ccl181	37.4	2.48E-05	1.76E-06	2.9	7.820931	0.07	2.69687

El Elegante

Espécimen	Masa [mg]	Ms [Am ²]	Mrs [Am ²]	Hc [mT]	Hcr [mT]	Mr/Ms	Hcr/Hc
19EG002	14.3	1.55E-05	1.42E-06	4.7	13.26156	0.09	2.82161
19EG003	21.1	1.46E-04	2.40E-05	16.4	31.32006	0.16	1.90976
19EG006	20.7	3.35E-05	6.19E-06	23.7	50.53985	0.18	2.13248
19EG010	20	4.46E-05	4.59E-06	5.9	N/D	0.10	— —
19EG011	6.1	8.90E-06	8.23E-07	4.7	13.01043	0.09	2.76818
19EG020	30.8	1.67E-05	3.78E-06	11.7	18.54686	0.23	1.58520
19EG022	25.2	4.77E-05	5.40E-06	3.8	8.910895	0.11	2.34497
19EG025	19.5	2.02E-05	3.35E-06	11.2	19.94245	0.17	1.78058
19EG027	16.1	2.03E-05	3.57E-06	16.3	34.69924	0.18	2.12879

Espécimen	Masa [mg]	Ms [Am ²]	Mrs [Am ²]	Hc [mT]	Hcr [mT]	Mr/Ms	Hcr/Hc
19EG028	16.5	7.92E-06	1.32E-06	9.4	21.42104	0.17	2.27883

Cerro Colorado

Espécimen	Masa [mg]	Ms [Am ²]	Mrs [Am ²]	Hc [mT]	Hcr [mT]	Mr/Ms	Hcr/Hc
19ECC041	31.6	4.14E-05	1.10E-05	29.8	59.80275	0.27	2.00680
19ECC046	32	2.12E-05	4.10E-06	8.1	15.81951	0.19	1.95303
19ECC049	29.4	2.01E-06	1.58E-07	9.7	37.73553	0.08	3.89026
19ECC055	36.7	1.43E-05	3.86E-06	13.7	17.57976	0.27	1.28319
19ECC059	26.1	4.62E-05	1.27E-05	22.5	38.74525	0.27	1.72201
19ECC065	26.7	3.22E-05	6.64E-06	25.7	48.96989	0.21	1.90544
19ECC070	31.8	2.12E-05	5.44E-06	17.6	35.18936	0.26	1.99940
19ECC071	30.7	2.69E-05	5.30E-06	12.8	27.20098	0.20	2.12508
19ECC077	25.1	3.93E-05	7.50E-06	23.8	45.69519	0.19	1.91997
19ECC078	25.4	3.12E-05	6.39E-06	22.9	41.9833	0.20	1.83333
19ECC082	16.9	2.24E-05	3.94E-06	13.7	29.08991	0.18	2.12335
19ECC095	17.2	1.26E-05	2.47E-06	11.9	25.08294	0.20	2.10781
19ECC097	18.5	3.57E-05	1.06E-05	16.4	21.04212	0.30	1.28306
19ECC098	21.1	9.50E-06	2.82E-06	23.1	33.09655	0.30	1.43275