



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE GEOCIENCIAS

FECHAMIENTO PALEOMAGNÉTICO DE FLUJOS DE LAVA RECIENTES  
DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS, PUEBLA

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

ERICK JUÁREZ ARRIAGA

DIRECTOR DE TESIS  
Dr. HARALD N. BÖHNEL  
CENTRO DE GEOCIENCIAS



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.

---

---

# FECHAMIENTO PALEOMAGNÉTICO DE FLUJOS DE LAVA RECIENTES DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS, PUEBLA

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

Erick Juárez Arriaga

(Noviembre 2016)



---

Joyas de la Corona de América erguidas entre dos océanos  
espuma del Planeta  
joyas soldadas por el fuego primitivo, unidamente grabadas en la imaginación de las  
generaciones  
sinfonías de piedra y nieve creada por la energía sin nombre  
oleaje petrificado de un antiguo mar cósmico  
grandeza desesperante y serena  
montes augustos  
levantados sobre la aspereza de los caminos  
impasibles y formidables, iluminan y fertilizan en el reposo de su muerte toda la tierra  
de Anáhuac.

Sobre tu altura suprema todo es puro, oh Montaña: tus hielos, la atmósfera, mi  
pensamiento. De tu cúspide adormecida en el silencio de la noche, el hombre como  
sobre un pedestal, levanta una gigantesca estructura y sumerge en las lejanas  
promesas del firmamento constelado la inquietud de la mirada.  
El Universo entero derrama sobre el Volcán el imponderable fluido  
llueve luz  
llueve luz del Cosmos sobre el Mundo y la Montaña baña su cima nebulosa infinita del  
Caos pulverizado en soles.

Joya de piedra y nieve, levanta sobre la aspereza de los caminos, como un faro  
máximo esfuerzo de la contracción  
ola suprema de un mar de fuego  
fuente ígnea  
helado manantial de vida  
signo geométrico de la energía sin nombre  
solemnidad indiferente y generosa, dormida en el azul del cielo nutriz.  
La leche que el sol derrama de tu pezón inmaculado, vivificada la tierra, y tu altura es  
renovación y paroxismal belleza, ¡oh erguido seno de nuestra madre!

Las Sinfonías del Popocatépetl, Dr. Atl



## AGRADECIMIENTOS INSTITUCIONALES

---

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por la oportunidad de brindarme el apoyo en la realización de una maestría en el Posgrado de Ciencias de la Tierra y ofrecerme una formación de excelencia.

Al Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) campus Juriquilla, Querétaro, por permitirme utilizar sus instalaciones y equipos en el Laboratorio de Paleomagnetismo que hicieron posible la realización de este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada durante el periodo de la realización de la maestría y una estancia de investigación modalidad beca mixta al Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia. Al proyecto PAPIIT IN\_111915 por el apoyo económico otorgado para la realización de este proyecto y el apoyo parcial que a los proyectos PAPIIT 106314 y Proyecto P05 del consorcio CeMie-Geo No. 207031.

Al Laboratorio de Paleomagnetismo del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia, por permitirme realizar los experimentos de histéresis magnética en el equipo Micromag, durante la estancia de investigación de Junio – Octubre de 2015.



## AGRADECIMIENTOS

---

A mi asesor, el Dr. Harald Böhnel por todo el apoyo brindado desde el inicio, la orientación, confianza y paciencia a través de sus múltiples enseñanzas durante la realización de esta tesis.

A los miembros del jurado: Dr. Gerardo Carrasco Núñez, Dr. Francisco Javier Pavón Carrasco, Dr. Roberto S. Molina Garza y Dr. Claus Seibe Grabach, por todas sus aportaciones y comentarios para el mejoramiento del trabajo.

Al Dr. Angelo De Santis y Dr. Francisco Javier Pavón Carrasco por toda la ayuda prestada durante mi estancia de investigación Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia. Asimismo al Dr. Leonardo Sagnotti como responsable del Laboratorio de Paleomagnetismo.

A todos mis profesores durante la maestría, agradezco enormemente sus valiosas enseñanzas.

A Javi, Kurt, Ahmed y Saúl por su compañía y enseñanzas en las salidas a campo realizadas durante todo este proceso.

Al Ing. Jorge Escalante, gracias por todo el apoyo técnico, en especial por la balanza de Curie.

A la Lic. Marta Pereda por toda su ayuda en las cuestiones administrativas.

A mis amigos del CGEO, Arlette, Aurora, Cynthia, Dani, Daniel, Felix, Glou, Giovanni, Hugo, Lore, Mari, Melisa, Paola Catalina, Rosario, Ángeles, Quique, Jorge, Tatiana, Diego, Berlaine y demás compañeros con quienes he tenido el placer de conocer en este periodo.

A mis amigos que se encuentran lejos pero a la vez cerca brindándome su apoyo, Polett, Ileana, Cintia, Eder, Ana, Saray, Rubén, Arturo, Gerardo, Erik.



---

A mis padres, Silvestre Juárez y María Ninfa Arriaga por su incondicional apoyo, sus consejos, por su gran esfuerzo y darme los cimientos de mi desarrollo.

A Miriam, Eiza, Balam y Edgar muchas gracias por abrirme las puertas de su casa, así como también su compañía, cariño y tiempo invaluable ya que estuvieron presentes en todo este camino.

A mis hermanos Lalo, Iván y Ale, por estar siempre conmigo durante estos años y apoyarme en todo momento.

iii GRACIAS A TODOS !!!



El centro volcánico de Los Humeros, Puebla, ubicado en el Cinturón Volcánico Mexicano, cuenta con una historia eruptiva antigua de  $\sim 0.46$  Ma (Ferriz 1984). Estudios geológicos recientes registran una actividad volcánica en el Holoceno (Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014) lo que da lugar a este estudio.

Este trabajo presenta un estudio paleomagnético y de propiedades magnéticas de 20 sitios distribuidos a lo largo de los flujos de lava de la caldera de Los Humeros, cercanos al sitio arqueológico de Cantona. Se muestran las direcciones paleomagnéticas, basadas en experimentos de desmagnetización con campos magnéticos alternos (AF), así como datos de propiedades magnéticas (susceptibilidad, histéresis y curvas termorremanentes). Esto permite comparar los diferentes flujos y comprobar su estabilidad magnética que reside en su mineralogía magnética compuesta por titanomagnetita y/o magnetita. Además, el dominio preferente al que las muestras pertenecen es del tipo pseudo dominio simple (PSD). Todos estos factores son adecuados para la realización del estudio paleomagnético en la zona.

Los resultados conseguidos permitieron fechar paleomagnéticamente a 12 flujos de lava de la caldera de Los Humeros, a partir de determinar el vector geomagnético direccional (declinación e inclinación) y utilizando el modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k. Así se obtuvieron dos periodos principales en que fueron emplazados estos flujos de lava que van del [2500 – 1900 y 1300 – 1200] AC, lo cual demuestra que se trata de una buena opción para una técnica complementaria de fechamiento.



Los Humeros volcanic center is located in the Mexican Volcanic Belt and started its eruptive history  $\sim 0.46$  Ma (Ferriz, 1984). Recently, Dávila-Harris & Carrasco-Núñez (2014) showed that this volcanic activity continued into the Holocene, which is the focus of the present study.

In this thesis a paleomagnetic and magnetic properties study of 20 sites is carried out, which are distributed along the lava flows from the Los Humeros volcanic center, near the archaeological site of Cantona. The paleomagnetic directions were recovered based on alternating field demagnetization experiments, and rock magnetic properties including susceptibility, magnetic hysteresis and thermomagnetic curves were determined. This allows to compare the different flows and check the magnetic stability of their magnetic mineralogy consisting of titanomagnetite and / or magnetite. The predominant domain state of the samples corresponds to the pseudo single domain type. All these properties indicate these rocks to be suitable for obtaining reliable paleomagnetic directions.

Site mean directions are used for paleomagnetic dating of lava flows, applying the global geomagnetic model SHA.DIF.14k, and age data were obtained for 12 lava flows from the Los Humeros volcanic center. Together with stratigraphical restrictions, these data define two main eruption periods for these lava flows: 2500 – 1900 AC and 1300 – 1200 AC. These results demonstrate the usefulness of this alternative technique dating.



<b>AGRADECIMIENTOS INSTITUCIONALES .....</b>	<b>IV</b>
<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>V</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>VII</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>VIII</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1. Paleomagnetismo .....</b>	<b>2</b>
<b>1.1.1. Campo Magnético y Variación Secular .....</b>	<b>3</b>
<b>1.1.2. Magnetización Remanente Natural (NRM) .....</b>	<b>3</b>
<b>1.1.3. Propiedades Magnéticas .....</b>	<b>7</b>
<b>Susceptibilidad Magnética .....</b>	<b>7</b>
<b>Histéresis Magnética.....</b>	<b>8</b>
<b>Curvas Termomagnéticas .....</b>	<b>13</b>
<b>1.1.4. Modelos de Variación Secular .....</b>	<b>16</b>
<b>1.1.5. Fechamiento Paleomagnético .....</b>	<b>18</b>
<b>1.2. Los Humeros .....</b>	<b>21</b>
<b>1.2.1. Marco Geológico .....</b>	<b>22</b>
<b>1.3. Generalidades de la Zona .....</b>	<b>27</b>
<b>2. ANTECEDENTES .....</b>	<b>28</b>
<b>3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....</b>	<b>31</b>
<b>3.1. Hipótesis .....</b>	<b>31</b>
<b>3.2. Objetivos .....</b>	<b>31</b>
<b>3.3. Objetivos Particulares .....</b>	<b>31</b>
<b>4. MUESTREO Y METODOLOGÍA .....</b>	<b>32</b>
<b>4.1. Obtención de Muestras .....</b>	<b>32</b>
<b>4.2. Trabajo de Laboratorio .....</b>	<b>38</b>
<b>4.2.1. Susceptibilidad Magnética .....</b>	<b>38</b>
<b>4.2.2. Ciclos de Histéresis Magnética .....</b>	<b>39</b>



---

---

4.2.3. Curvas de Termomagnéticas .....	40
4.2.4. Desmagnetización por Campos Magnéticos Alternos(AF) .....	41
4.3. Fechamiento Paleomagnético .....	42
4.4. Análisis y Procesamiento de Datos .....	42
5. RESULTADOS .....	44
5.1. Magnetismo de Rocas .....	44
5.1.1. Susceptibilidad Magnética .....	44
5.1.2. Ciclos de Histéresis .....	47
5.1.3. Curvas Termomagnéticas .....	50
5.2. Direcciones Paleomagnéticas .....	55
6. DISCUSIÓN .....	60
Fechamiento Paleomagnético .....	69
7. CONCLUSIÓN .....	85
8. BIBLIOGRAFÍA .....	87



## 1. INTRODUCCIÓN

---

Este trabajo trata de la aplicación del método paleomagnético para intentar definir edades de flujos de lava recientes, mediante la comparación de las direcciones paleomagnéticas obtenidas y aquellas que presentan el modelo arqueomagnético global para el Holoceno SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014), como se ha realizado en distintos trabajos (Villasante-Marcos & Pavón-Carrasco, 2014; Kissel et al., 2015; Urrutia-Fucugauchi et al., 2016). Esta técnica aprovecha la variación secular del campo magnético registrada en las bases de datos, provenientes de distintos materiales arqueológicos, rocas volcánicas y sedimentos. Las técnicas magnéticas normalmente se basan en una combinación de mediciones del campo magnético que al presentar una buena estabilidad en las muestras aportan datos (direcciones paleomagnéticas por sitio). Cuando hay una buena coherencia entre la información de campo y la información paleomagnética se correlacionan los sitios con una curva de referencia de alta resolución en diferentes regiones, obteniendo buenos resultados.

Esta técnica se empleará con el fin de identificar la edad de emplazamiento de flujos de lava andesítica-basáltica y de basalto de la caldera de Los Humeros, mismos que fluyeron hacia el sur de la caldera y que se produjeron durante los primeros asentamientos humanos que ocuparon la Cuenca Serdán-Oriental (alrededor 900 AC al 1050 DC, García-Cook & Martínez-Calleja, 2008; Carrasco-Núñez et al., 2014). Este proyecto representa una contribución al conocimiento de la historia eruptiva de esta caldera, considerada como uno de los centros geotérmicos más importantes en el país.



---

El propósito del presente estudio consiste en demostrar que el fechamiento paleomagnético es un método eficiente y viable para determinar edades de rocas volcánicas recientes. Para esto, los capítulos de la tesis se estructuraron de la siguiente manera: en el capítulo 1 se describen brevemente el método paleomagnético y el marco geológico. En los capítulos 2 y 3 se presentan los antecedentes y el planteamiento del problema así como los objetivos del trabajo. En el capítulo 4 se explica la metodología, la técnica de muestreo y el tratamiento de las muestras. Los capítulos 5 y 6 incluyen los resultados obtenidos y su análisis e interpretación para definir las edades de los flujos estudiados, y por último en el capítulo 7 se presentan las conclusiones así como perspectivas de trabajo futuras.

### **1.1. Paleomagnetismo**

El paleomagnetismo en sí es el estudio del registro del campo magnético terrestre (CMT) a lo largo del tiempo. El campo magnético se produce en el interior de la Tierra a través de ciertos procesos magneto-hidrodinámicos en el núcleo externo líquido (geodínamo). Los movimientos dentro del núcleo fundido que está principalmente formado por hierro y níquel, generan corrientes eléctricas, lo que da lugar a un campo magnético principal, similar al de un imán, creando un dipolo magnético en la mayor parte de la Tierra. Sin embargo el CMT también está formado por una parte interna no-dipolar (cuadruolos ( $n=2$ ), octupolos ( $n=3$ ), hasta  $n=15$ ). Actualmente, el eje principal y el eje del campo dipolar incluido, tienen una inclinación aproximada de  $11^\circ$  con respecto al eje de rotación de la Tierra (Butler, 1992).



---

### **1.1.1. Campo Magnético y Variación Secular**

El CMT es un fenómeno complicado ya que está en constante cambio. El estudio de sus variaciones en el tiempo es una forma de tratar de explicar los cambios en el interior de la Tierra, que dan origen al campo geomagnético, por lo que es necesario el desarrollo de registros regionales y globales. A lo largo de la historia reciente se han recopilado datos que han llevado a descubrimientos importantes que han contribuido por ejemplo al establecimiento de la teoría de la Tectónica de Placas. Otra forma del uso de estos datos es a través del registro de curvas de variación secular (VS) para entender el origen del CMT.

Las variaciones en el vector geomagnético (declinación (D), inclinación (I) e intensidad (F)) se dan a escalas de decenas a miles de años, éste fenómeno es conocido como variación secular (VS). Estas variaciones se deben principalmente al campo magnético no-dipolar (Korte & Constable, 2005).

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

Las rocas pueden adquirir una magnetización permanente cuando éstas se enfrían por debajo de la temperatura de Curie (alrededor de los 500 y 600°C para los minerales más relevantes). El campo magnético ambiental en ese momento queda registrado (Tauxe, 2014). La Magnetización Remanente Natural (NRM) es aquella que se encuentre contenida en la muestra tomada del campo a la que no se le ha realizado ningún tratamiento, por lo cual generalmente conserva una suma de magnetizaciones hasta el momento de ser colectada (Evans & Heller, 2003).



---

Existen varias formas de adquirir una NRM (Butler, 1992). La Magnetización Termorremanente (TRM), ocurre principalmente en rocas con altas temperaturas de formación. Esto da lugar a que los momentos magnéticos en sus minerales se orienten paralelamente al campo magnético existente en el momento en que la roca se enfría por debajo de la temperatura de bloqueo. Así, este registro magnético perdura por tiempos geológicos, cuando la roca llega a temperaturas ambientales. Este tipo de magnetización se da principalmente en rocas ígneas (Tauxe, 2014), su comprensión es importante ya que el presente estudio se realizó en flujos de lava.

La Magnetización Remanente Química (CRM) es otra manera de adquirir una NRM. Ocurre por la alteración de los minerales magnéticos contenidos en la roca. La Magnetización Detrítica (DRM) es aquella que se adquiere durante el depósito de sedimentos que contienen partículas ferromagnéticas. Por último, la Magnetización Remanente Viscosa (VRM) se adquiere cuando la roca es expuesta a campos magnéticos pequeños, es una magnetización secundaria que se produce en la roca por acción del CMT mucho después de su formación (Butler, 1992).

Una remanencia adquirida por exposición a un campo a temperatura ambiente es una Magnetización Remanente Isotérmica (IRM). Esto puede surgir en la naturaleza (por el campo magnético asociado a un rayo, por ejemplo), pero más a menudo se refiere a los procedimientos de laboratorio en una muestra que ha sido expuesta a un campo magnético conocido (Evans & Heller, 2003).

Otro tipo de magnetización es la inducida, donde los materiales adquieren una componente de magnetización en la presencia de un campo magnético, y se pierde en el momento cuando este desaparece. Para campos pequeños como el de la Tierra, la magnetización inducida es proporcional al campo aplicado.



---

La magnetización remanente natural (NRM) se puede dividir en dos subgrupos, primaria y secundaria. La NRM primaria se fija durante los procesos de formación de una roca, pero la NRM secundaria puede ocurrir en cualquier momento después de la NRM primaria. Esto es típico de las rocas que han adquirido su NRM en procesos termomagnéticos, ya que el enfriamiento desde temperaturas más altas que sus temperaturas de bloqueo (igual o menor a su temperatura de Curie) (Butler, 1992).

En ocasiones la NRM primaria es la que domina la respuesta magnética. Sin embargo, como la NRM primaria y secundarias se suman vectorialmente, provoca que la magnetización secundaria a menudo oscurezca la NRM primaria (Butler, 1992). En este estudio, la identificación de remanencia primaria (original) es muy importante porque con este parámetro se realizará el fechamiento paleomagnético.

Para la mayoría de las rocas, la NRM es esencialmente paralela al campo aplicado en este caso al CMT, independientemente de la dirección del campo. Al relacionarlo con la susceptibilidad magnética ( $\kappa$ ) (definida en la siguiente sección) que es una cantidad escalar, dependerán de la concentración en volumen de los minerales magnéticos, esta relación se conoce como radio de Koenigsberger (Q) (Clark, 1997).

El radio de Koenigsberger (Q) está definido como la relación de la intensidad de la NRM y la magnetización que es inducida ( $M_i$ ) por el campo magnético de la Tierra en el sitio muestreado y está dada por:

$$Q = \frac{M_r}{M_i} = \frac{NRM}{\kappa H} \quad (1.1)$$



---

Con la magnetización remanente ( $M_r = \text{NRM}$ ) /magnetización inducida ( $M_i = \kappa H$ ), donde  $\kappa$  es la susceptibilidad magnética en unidades SI y  $H$  es el campo geomagnético local, en este caso la intensidad es de 32.0458 A/m.

La magnetización eficaz de una muestra de roca es de suma importancia y está dada por la suma vectorial de dos componentes, que son la magnetización inducida y la magnetización remanente. La magnetización inducida requiere un campo magnético ambiental que debe estar presente, mientras que la magnetización remanente no lo requiere. En campos débiles, tal como el de la Tierra, la intensidad de la magnetización inducida es directamente proporcional al campo aplicado, y la constante de proporcionalidad es la susceptibilidad (Hood, 1964) (ecuación 1.1).

La forma principal en la que se produce una magnetización remanente, es por el proceso de magnetización termoremanente. Sucede cuando una roca se enfría y el campo magnético de la Tierra induce el desarrollo de una magnetización espontánea en los componentes magnéticos de la roca paralela al campo aplicado, y cuando se alcanza una temperatura determinada (Temperatura de Curie), queda registrada la NRM (Hood, 1964).

Para valores del radio de Koenigsberger, se tiene que para valores  $Q \ll 1$  prevalece una magnetización inducida dando lugar a una magnetización total muy inestable lo que provoca que las muestras suelen ser perturbadas con mayor facilidad; si  $Q \gg 1$ , prevalece una magnetización remanente y la magnetización inducida es despreciable, dando así la estabilidad en las muestras (Costanzo-Alvarez & Dunlop, 1988).



---

---

### 1.1.3. Propiedades Magnéticas

#### Susceptibilidad Magnética

En lo que concierne a sus propiedades magnéticas, la materia neutra es equivalente a un conjunto de dipolos magnéticos. Por ello se define la magnetización, **M**, como el momento dipolar magnético por unidad de volumen, (Wangsness, 2001). Ahora, si se toma una pieza de un material y se coloca en un campo magnético uniforme, **H**, se adquiere una magnetización por unidad de volumen de **M**. La susceptibilidad magnética,  $\kappa$ , se define como la magnetización adquirida por unidad de campo:

$$\kappa = M/H \quad (1.2)$$

donde M y H se miden en A / m, por lo que  $\kappa$  es adimensional. En sentido estricto,  $\kappa$  se llama la susceptibilidad volumétrica; para obtener la susceptibilidad de masas, dividimos por la densidad ( $\rho$ ):

$$\chi = \kappa/\rho \quad (1.3)$$

$\chi$  tiene unidades de densidad,  $m^3 / kg$  (Evans & Heller, 2003).

Ésta es la medida más rápida y fácil que se puede hacer, donde se mide la capacidad de un material para adquirir una magnetización mientras se expone a un campo magnético externo (H). Esto se conoce como magnetización inducida.



---

La medición de la susceptibilidad magnética permite una evaluación rápida del tipo de comportamiento magnético de la muestra. En función de la temperatura durante un proceso de calentamiento en el laboratorio puede ser utilizada para monitorear la estabilidad térmica durante el calentamiento y estimar la temperatura de Curie. Sin embargo, por su propia cuenta, la susceptibilidad no puede identificar de forma inequívoca el mineral magnético o minerales presentes en la muestra (Pavón-Carrasco et al., 2015).

### **Histéresis Magnética**

Los materiales se pueden clasificar por sus propiedades magnéticas. Entre los principales se encuentran los diamagnéticos y paramagnéticos que exhiben una baja magnetización inducida al ser expuestos a un campo magnético externo ( $H$ ). Cuando se les retira de éste, la magnetización desaparece.

Para materiales ferromagnéticos, esto no es así: al aplicar un campo magnético adquieren una magnetización ( $M$ ), la magnetización aumenta al incrementar el valor del campo hasta llegar a una saturación ( $M_s$ ), (Figura 1.1). Cuando se quita el campo  $H$ ,  $M$  no regresa al origen sino que el material permanece con una magnetización permanente o remanencia magnética ( $M_r$ ). Ahora, si se aplica un campo en la dirección negativa, la magnetización cae gradualmente a cero y se invierte hasta que se satura nuevamente. Este fenómeno se conoce como histéresis magnética.



---

Una curva de histéresis se obtiene a partir de un ciclo que consiste de un campo magnético fuerte positivo y negativo, en el cual se mide la magnetización total. La altura de la curva, dada por la magnetización de saturación ( $M_s$ ), se relaciona con el contenido y composición magnética de la muestra, mientras que la anchura, dada por la fuerza coercitiva o coercitividad ( $H_c$ ), se relaciona con la estabilidad magnética. La forma de la curva indica el tamaño y distribución de las partículas magnéticas, además el tipo de mineral presente en la muestra (Pavón-Carrasco et al., 2015).

El interior de un material ferromagnético magnetizado, se divide en pequeñas regiones con una magnetización uniforme. Sin embargo, el vector de magnetización dentro de cada región es diferente de la de sus vecinos. Ésta es la razón por la cual  $M_r \leq M_s$  (Figura 1.1). Estas regiones se denominan dominios magnéticos.

Dependiendo de sus dimensiones los granos caen en los diferentes comportamientos, multidominio (MD), pseudo dominio simple (PSD), simple dominio (SD) y superparamagnético (SP), lo que depende del mineral en cuestión pues es función de la magnetización de saturación de éste (Dunlop & Özdemir, 1997). Las relaciones de la magnetización remanente ( $M_r$ )/ magnetización de saturación ( $M_s$ ), y coercitividad de remanencia ( $H_{cr}$ )/ fuerza coercitiva ( $H_c$ ), se utilizan para determinar si los minerales remanentes son del tipo MD (típicamente  $> 10 \mu\text{m}$ ), SD ( $< 1 \mu\text{m}$ ) o PSD ( $1 - 10 \mu\text{m}$ ). En rocas donde hay poblaciones de tamaños de grano mixto (Dunlop, 2002a, b) frecuentemente tienen propiedades tipo PSD.



Una cuarta propiedad independiente del tamaño, que es particularmente importante surge de la estabilidad del momento de remanencia los superparamagnéticos (SP), son de un tamaño transicional entre los paramagnéticos y de dominio simple (Evans & Heller, 2003).

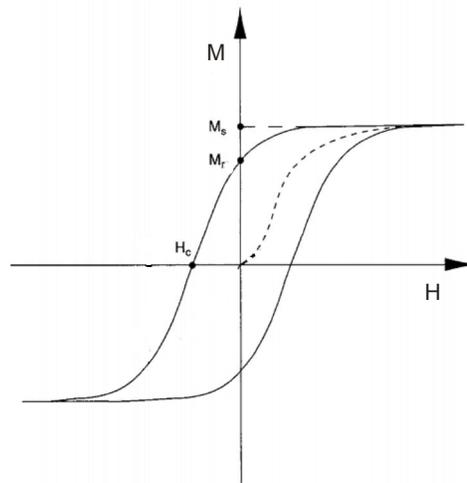


Figura 1.1. Ciclo de Histéresis.

Algunos de los componentes básicos de los posibles ciclos de histéresis se muestran en la Figura 1.2. a) se observa la pendiente negativa típica de un material diamagnético, tal como carbonato o cuarzo, mientras que en b) se muestra una pendiente paramagnética. Dichas pistas son comunes cuando la muestra tiene poco material ferromagnético y es rica en fases de rodamiento de hierro tales como biotita o minerales arcillosos.

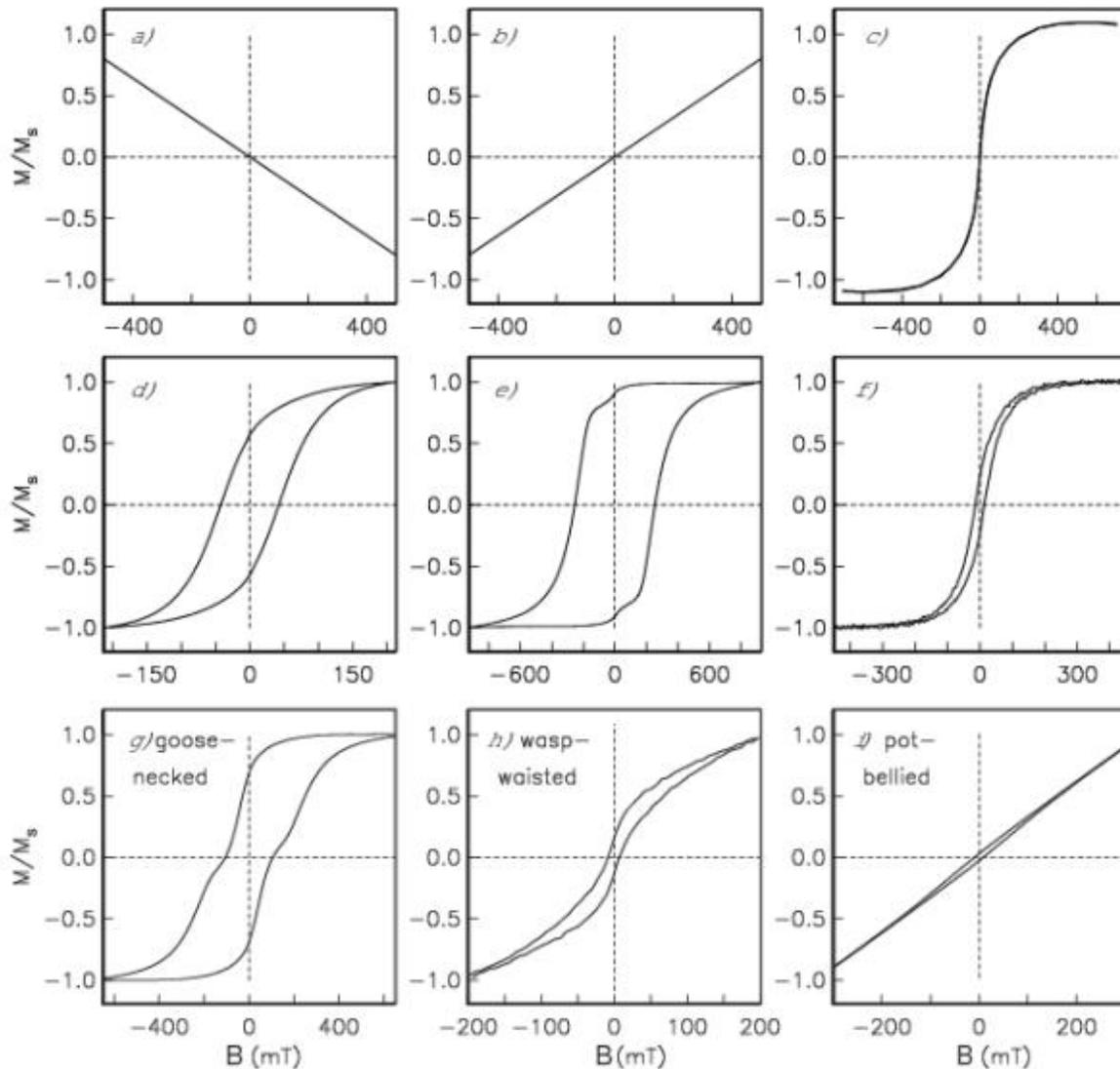


Figura 1.2. Ciclos de histéresis de diferentes comportamientos: a) diamagnético, b) paramagnético, c) superparamagnético (SP) (datos para el vidrio basáltico submarino), d) uniaxial, SD, e) cristal de hematita hexagonal, dominio sencillo, f) "pseudo dominio sencillo". Ciclos de histéresis de diversas mezclas: g) magnetita y hematita, h) magnetita SD/SP, i) otro ejemplo de magnetita SD/SP con una distribución de grano más fino SP (Tauxe et al., 2014).



Las curvas de adquisición de IRM son la suma de todas las partículas que contribuyen en la muestra. Hay varios tipos básicos de bucles que son reconocidos como los "bloques de construcción" de los ciclos de histéresis que medimos en los materiales geológicos (Tauxe, 2014) (Figura 1.2).

Algunos ciclos de histéresis típicos se muestran en la Figura 1.3. La gráfica (a) muestra un ciclo relativamente abierto a baja coercitividad. Su forma "rectangular" indica la presencia de partículas de magnetita con un solo dominio. En la muestra (b), el contenido ferromagnético disminuye en gran medida. El bucle en forma de "sigmoide" difícilmente se abre e implica la presencia de una fracción de mineral de magnetita de grano más grueso, además de contener minerales paramagnéticos.

En (c) se observan mezclas de minerales con diferentes coercitividades. Resulta en una constricción de los ciclos de histéresis que son estrechas en la sección media pero más anchas encima y por debajo de esta región (Evans & Heller, 2003).

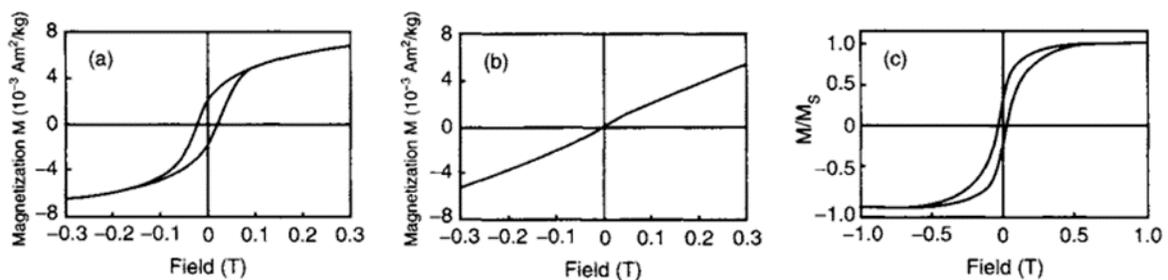


Figura 1.3. Ejemplos de ciclos de histéresis (Evans & Heller, 2003).



## Curvas Termomagnéticas

Las propiedades magnéticas dependen fuertemente de la temperatura y la temperatura a la que los minerales magnéticos pierden su ferromagnetismo. Esto se conoce como Temperatura de Curie ( $T_c$ ) o Néel ( $T_n$ ) para el caso de los materiales antiferromagnéticos. Estas temperaturas dependen de la composición del mineral y no de su concentración o tamaño de grano, por lo tanto proporcionan una poderosa herramienta de diagnóstico, especialmente cuando se combinan con mediciones de histéresis.

La temperatura de Curie se puede estimar a partir de una curva termomagnética, que mide la magnetización de saturación en un campo aplicado fuerte (en el laboratorio se aplica un campo de 0.5 T), en una muestra que se calienta y se enfría hasta una temperatura de 700 °C. La intensidad de la magnetización fuertemente asociada con el ferromagnetismo del mineral cae gradualmente y desaparece al calentarla a la Temperatura de Curie o Néel, produciendo un cambio en la pendiente de la curva de magnetización cuya temperatura puede entonces ser estimada (Figura

1.4).

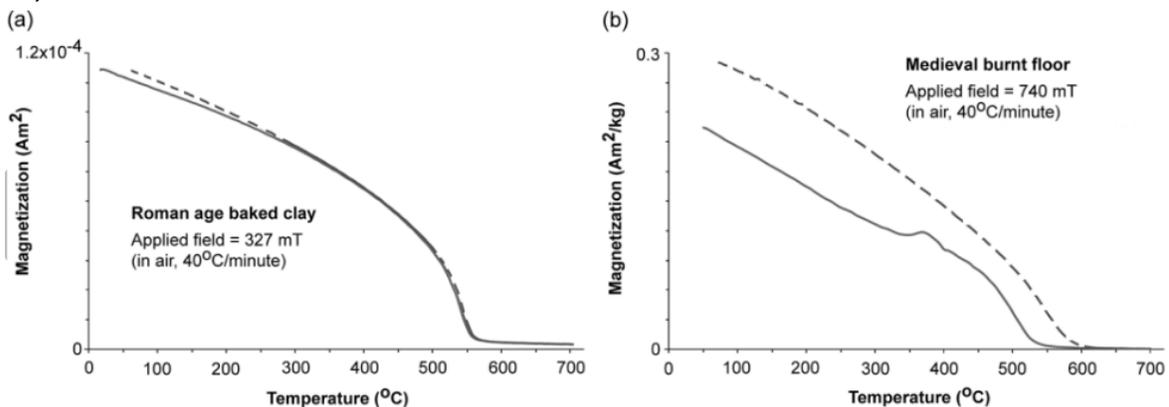


Figura 1. 4. Ejemplos de Curvas de Termomagnéticas (a) reversible (b) irreversibles. En (a) se observa una única temperatura de Curie a 550 °C. En (b) los cambios de pendiente de la curva de calentamiento (línea continua) y enfriamiento (línea discontinua) se producen a diferentes temperaturas (Pavón-Carrasco et al., 2015).



Las curvas termomagnéticas son utilizadas para estimar la estabilidad térmica de los minerales magnéticos. Si la magnetización inducida no exhibe cambios durante el calentamiento y enfriamiento, las curvas son reversibles, lo que indica la estabilidad térmica (Figura 1.4a). Las curvas irreversibles indican la ocurrencia de alteración por ejemplo por oxidación o por la inversión de fases metaestables (Figura 1.4b). Es posible determinar a partir de las curvas termomagnéticas la temperatura en la que la muestra sufre una alteración (e. g., Pavón-Carrasco et al., 2015).

Las titanomagnetitas y titanohematitas exhiben una gama continua de Temperaturas Curie / Néel que varían en función de su contenido en Ti definido con los parámetros  $x$  y  $y$  (Figura 1.5). Las temperaturas de Curie no son únicas, por lo que esta información debe ser combinada con otras medidas con el fin de identificar inequívocamente los minerales magnéticos presentes en la muestra, pues dos minerales distintos pueden tener la misma  $T_C$ .

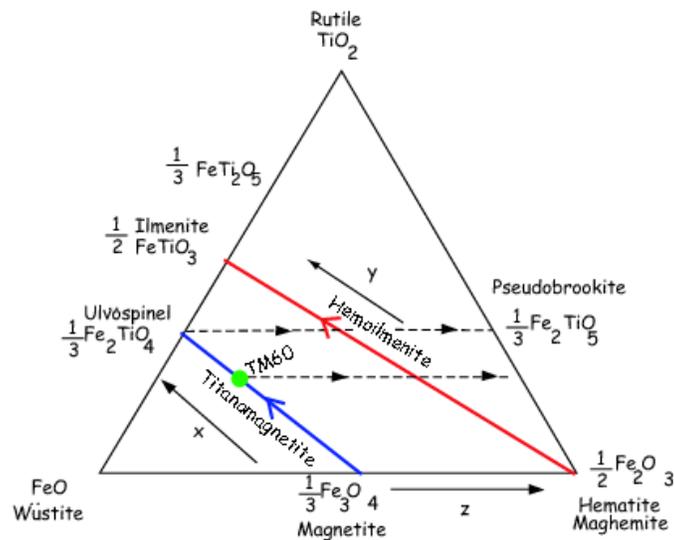


Figura 1. 5. Diagrama ternario de óxidos de hierro. Las líneas continuas son series solución con la concentración creciente de titanio ( $x$ ,  $y$ ). Las líneas discontinuas con flechas indican la dirección de aumento de la oxidación ( $z$ ) (Figura redibujada de Butler, 1992).



---

Esto se logra parcialmente combinando resultados de coercitividad magnética basados en experimentos anteriores. Las titanomagnetitas suelen tener bajas coercitividades mientras que las titanohematitas tienen altos valores de coercitividad (Pavón-Carrasco et al., 2015).

El diagrama de la Figura 1.5 muestra las principales series de minerales magnéticos. Con línea azul se representa la serie de las titanomagnetitas, donde en sus extremos se encuentran la ulvoespinela y la magnetita como minerales principales de esta serie. Para rocas volcánicas esta serie de titanomagnetitas es de gran importancia y se define como  $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ . La línea roja representa la serie de las titanohematitas, en sus extremos se encuentran la hematita y la ilmenita como minerales principales de esta serie (Butler, 1992).



---

#### **1.1.4. Modelos de Variación Secular**

Existen curvas regionales de escala subcontinental que se encuentran en lugares específicos y distribuidos globalmente, que se construyen estadísticamente a partir de las tres componentes del campo geomagnético (D, I, F), resultando en tres curvas separadas, por ejemplo LeGoff, Gallet, Gómez-Paccard, y dependiendo del modelo pueden cubrir un periodo hasta un máximo de 14 000 años (Korte & Constable, 2005, Pavón-Carrasco et al., 2014).

Es importante señalar que las curvas de variación secular representan promedios suavizados de datos obtenidos en distintos lugares, a partir de datos de observatorios, así como mediciones paleomagnéticas de materiales arqueológicos y geológicos. La resolución disponible depende de las curvas a nivel regional. Algunos de estos datos se perderán en los modelos globales lo que afectaría su resolución. Sin embargo, las curvas de variación secular regionales pueden utilizarse para obtener la edad de una roca que registró el CMT en el pasado (Korte & Constable, 2005; Pavón-Carrasco et al., 2011, 2014).

Modelos geomagnéticos globales se han construido a partir de observaciones históricas e instrumentales de los últimos siglos (modelo GUFMI1, Jackson et al., 2000; IGRF-11, IAGA, 2009) y de datos arqueomagnéticos y paleomagnéticos de los últimos 3 ka (modelo ARCH3K.1, Korte et al., 2009), el modelo regional europeo SCHA.DIF.3K, SCHA.DIF.8K y el modelo global SHA.DIF.14k para el Holoceno (Pavón-Carrasco et al., 2014).



---

Uno de ellos es el modelo global SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014). Este modelo se construye directamente con un gran conjunto de datos arqueomagnéticos y volcánicos disponibles del Holoceno. El cual presenta una mejora en la resolución de campo con respecto a otros modelos actuales para el Holoceno. Esto no quiere decir que se puedan obtener fechamientos totalmente precisos en todas las áreas del campo geomagnético a partir de los elementos (D, I, F), debido a que las condiciones no dipolares dependen en gran medida de los datos regionales para cada zona, pero las principales características de las componentes de campo, que es el campo dipolar representan aproximadamente el 90 por ciento de la totalidad del campo (Pavón-Carrasco et al., 2014).

Este modelo permite analizar el comportamiento del CMT durante los últimos 14 000 años (12 000 AC al 1 900 DC), al generar una curva de variación paleosecular en cualquier punto de la Tierra. La construcción del modelo SHA.DIF.14k posee una regularización espacial y temporal para controlar el problema de inversión del campo magnético de la Tierra, dicho control o regularización se hace en el límite entre el manto y el núcleo. Este es un procedimiento común en todos los métodos de modelización paleomagnética global (p. ej. Korte et al., 2011; Licht et al., 2013; Nilsson et al., 2014; Pavón-Carrasco et al., 2014). Esta regularización permite limitar la variación espacial del campo geomagnético, incluso en zonas donde no se dispone de datos paleomagnéticos (Pavón-Carrasco et al., 2014). El modelo se construye siguiendo la metodología clásica: armónicos esféricos en el espacio y splines cúbicos en el tiempo, que proporciona las componentes del campo en toda la Tierra (Pavón-Carrasco et al., 2011).



---

### 1.1.5. Fechamiento Paleomagnético

El fechamiento paleomagnético se basa en la comparación de la dirección obtenida a partir de la estructura a fechar (flujos de lava) y aquellas proporcionadas por un modelo o curva. En nuestro caso se usó el modelo global SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014), que permite generar la curva de variación paleosecular en cualquier punto de la Tierra de los últimos 14 000 años y de esta manera obtener la edad de emplazamiento.

La curva de variación palaeosecular (pSVc) utilizada para la localidad de Los Humeros se derivó del modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014). Villasante-Marcos y Pavón-Carrasco (2010 y 2014) demostraron que este modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k, que es muy similar a ARCH3k.1 para los últimos 3 000 años, representa una buena herramienta para el fechamiento paleomagnético.

La herramienta de fechamiento sigue la metodología descrita por Lanos (2004) utilizando las funciones de densidad de probabilidad (PDF) de los tres elementos del campo geomagnético: declinación, inclinación e intensidad (Pavón-Carrasco et al., 2011). Los elementos paleomagnéticos sin fechar ( $D$ ,  $I$ ,  $F$ ), se consideran con una distribución normal en un tiempo fijo  $t$ , con un valor medio  $\bar{D}$  y con un error  $\sigma_D$  (desviación estándar). Se compara con un elemento del campo geomagnético proporcionado por la curva de variación paleosecular, donde  $G_D(t)$  a un mismo tiempo fijo supone una distribución normal con media y desviación estándar dada por  $\overline{G_D}$  y  $\sigma_G$ . Al combinar ambas distribuciones normales se obtiene un mapa de densidad de probabilidad que al integrar sobre los valores, para este caso de declinación, se obtiene la función de densidad de probabilidad (PDF), de la declinación, en un tiempo  $t$ .



---

La densidad de probabilidad condicional es de la observación, no del elemento paleomagnético y está dada por:

$$PDF_D(t) = p(D|G, t) = \int_{-\infty}^{\infty} p(D|G, D, t) \cdot p(D|G, t) \cdot dD \quad (1.3)$$

Ahora, para encontrar la edad más probable de los datos paleomagnéticos tenemos que combinar las funciones de densidad de probabilidad (PDF) de los elementos del campo geomagnético (D, I, F).

Los datos paleomagnéticos generalmente están constituidos por el vector paleomagnético (D, I, F). Sin embargo, si los datos de intensidad no están disponibles, como en nuestro caso, con sólo la dirección paleomagnética se puede encontrar la edad más probable (Pavón-Carrasco et al., 2011). En principio, la introducción de intensidad podría permitir una mejor precisión en la datación, reduciendo así los problemas de no unicidad, pero el procedimiento experimental para estimar paleointensidades también puede introducir grandes incertidumbres (Pavón-Carrasco et al., 2014).

El nivel de confianza para las edades paleomagnéticas ha sido elegido a 95% para todos los flujos (es decir, el 95 por ciento de la superficie total debajo de la curva de PDF). El procedimiento calcula el valor de densidad de probabilidad de la zona comprendida entre la curva de densidad de probabilidad y una línea horizontal definida por este valor constante que alcanza el 95 por ciento de la superficie total comprendida entre la curva de PDF y el eje x.



---

Es estadísticamente posible que los intervalos de edad sean todas aquellas en las que la curva de PDF esté por encima de este valor de densidad de probabilidad constante. Dado que la superficie total definida por la curva PDF depende del intervalo de tiempo en que se restringe al procedimiento de fechamiento, este valor umbral de densidad de probabilidad calculado podría variar entre los diferentes intervalos de tiempo y los posibles intervalos de edad haciéndolo variar ligeramente. Por lo tanto, este método necesita a priori determinar un intervalo de tiempo al que pertenece la dirección paleomagnética que está siendo investigada (Pavón-Carrasco et al., 2014).

Hay algunas limitaciones en el modelo que se deben considerar para los fechamientos paleomagnéticos es que la curva de VS que ofrece el modelo SHA.DIF.14k es de baja resolución para la zona de estudio, esto es debido a la baja calidad en la base de datos mexicana (hay mucha dispersión). También la resolución en la curva de VS disminuye en tiempos más antiguos, es decir, los elementos de campo geomagnético presentan una mayor variabilidad del tiempo para antes de 6 000 años AC, ya que el intervalo más antiguo (12 000 – 6 000 AC) el número de total de datos es baja ~355 y se concentran en un área pequeña del hemisferio norte (costa occidental de EE. UU. y Hawái) (Pavón-Carrasco et al., 2014).



## 1.2. Los Humeros

El centro volcánico de Los Humeros, situado a 180 km al este de la ciudad de México, es parte del Cinturón Volcánico Mexicano (Ferriz & Mahood, 1984) (Figura 1.6). Es una de las calderas más grandes en el centro de México y alberga uno de los campos geotérmicos más importantes en el país, con una producción aproximada de 65 MW (Carrasco-Núñez et al., 2014).

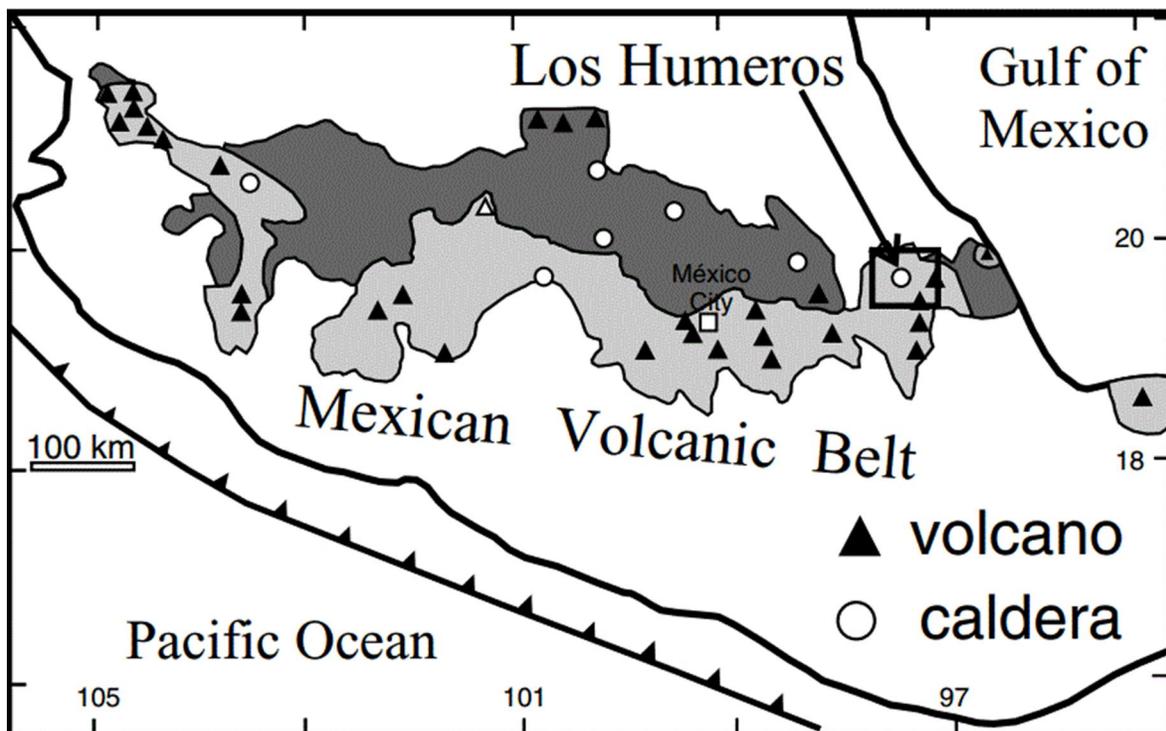


Figura 1. 6. Ubicación del centro volcánico Los Humeros dentro de la zona oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. El área con el patrón más oscuro indica el volcanismo del Mioceno-Plioceno, y el más ligero, el vulcanismo Plioceno-Pleistoceno (Carrasco-Núñez & Branney, 2005).



---

### 1.2.1. Marco Geológico

La historia eruptiva de la caldera de Los Humeros inicia en el Cuaternario superior ( $\sim 0.47$  Ma). Es uno de los cuatro centros silíceos del Pleistoceno que se han identificado dentro del cinturón de estratovolcanes andesíticos y conos de ceniza (Ferriz & Mahood, 1984).

El centro volcánico de Los Humeros se desarrolló en tres etapas principales. Lavas riolíticas pre-caldera con alto contenido de sílice se formaron durante la primera etapa ( $\sim 460$  ka) que culminó con la erupción explosiva de la ignimbrita Xáltipan que dio origen a la caldera Los Humeros. La segunda etapa inició con la extrusión de un domo de riolita con alto contenido en sílice de  $\sim 360$  ka, y continuó con una serie de erupciones explosivas plinianas y sub-plinianas de  $\sim 240$  ka que produjeron una sucesión de capas riodacíticas-andesíticas, de caída de pómez, conocida como la Toba Faby (Figuras 1.7 y 1.8).

La tercera etapa eruptiva comenzó alrededor de los 60 a 100 ka con una erupción explosiva de composición riodacítica (Toba Zaragoza) acompañada por la formación de la caldera Los Potreros. Posteriormente, una erupción dacítica produjo un depósito de caída de pómez (Toba Xoxoctic,  $\sim 50$  ka); le siguieron el emplazamiento de lavas andesíticas y basalto-andesitas, conos de escoria (entre 40 y 30 ka); y una erupción de tefra riodacítica y andesítica del borde sur de Los Potreros y posteriormente y la formación de la caldera Xalapaxco.



---

Ferriz y Mahood (1984) señalaron que las erupciones del centro volcánico de Los Humeros con el tiempo se tornaron más pequeñas y cada vez más máficas y más frecuentes. Se infiere que los magmas máficos han existido en toda la historia del centro volcánico, porque las tres unidades piroclásticas silíceas principales (Xáltipan, Faby y Zaragoza) contienen pequeñas porciones de líticos juveniles andesíticos y andesita-basáltica (e. g. Carrasco-Núñez & Branney, 2005), aunque estos pueden ser anteriores al emplazamiento y no tener relación con la caldera.

Se ha reportado volcanismo compuesto por lavas riódacíticas y andesíticas de 20 ka y una erupción basáltica con lavas que contienen olivino en la zona sur de Los Humeros (Carrasco-Núñez & Branney, 2005). Estudios recientes en la zona revelan que la actividad volcánica más reciente es del Holoceno y corresponde a la erupción explosiva contemporánea de tefra riódacítica y andesítica que dio origen a la Toba Cuicuiltic ~6 500 años AP, la cual fue cubierta por flujos de lava aún más jóvenes (Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014).

Al sureste del centro volcánico y al norte del poblado El Limón Totalco se encuentra uno de los flujos más extensos. Asimismo al este cerca del poblado El Frijol Colorado, y al sur del centro volcánico al norte del poblado de Tepeyahualco, flujos con una composición andesítica basáltica están asociados con erupciones en el periodo del Holoceno (Negendank et al., 1985) (Figura 1.7 y 2.1).

Los flujos más recientes se encuentran en el oeste y centro volcánico de Los Humeros. En el oeste cerca del Poblado de Tenextepepec y al Noroeste, estos flujos de lava son de composición basáltica; en el centro se encuentran el flujo del Pájaro y lavas del cráter Xalapaxco (Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014) (Figura 1.7 y 2.1).

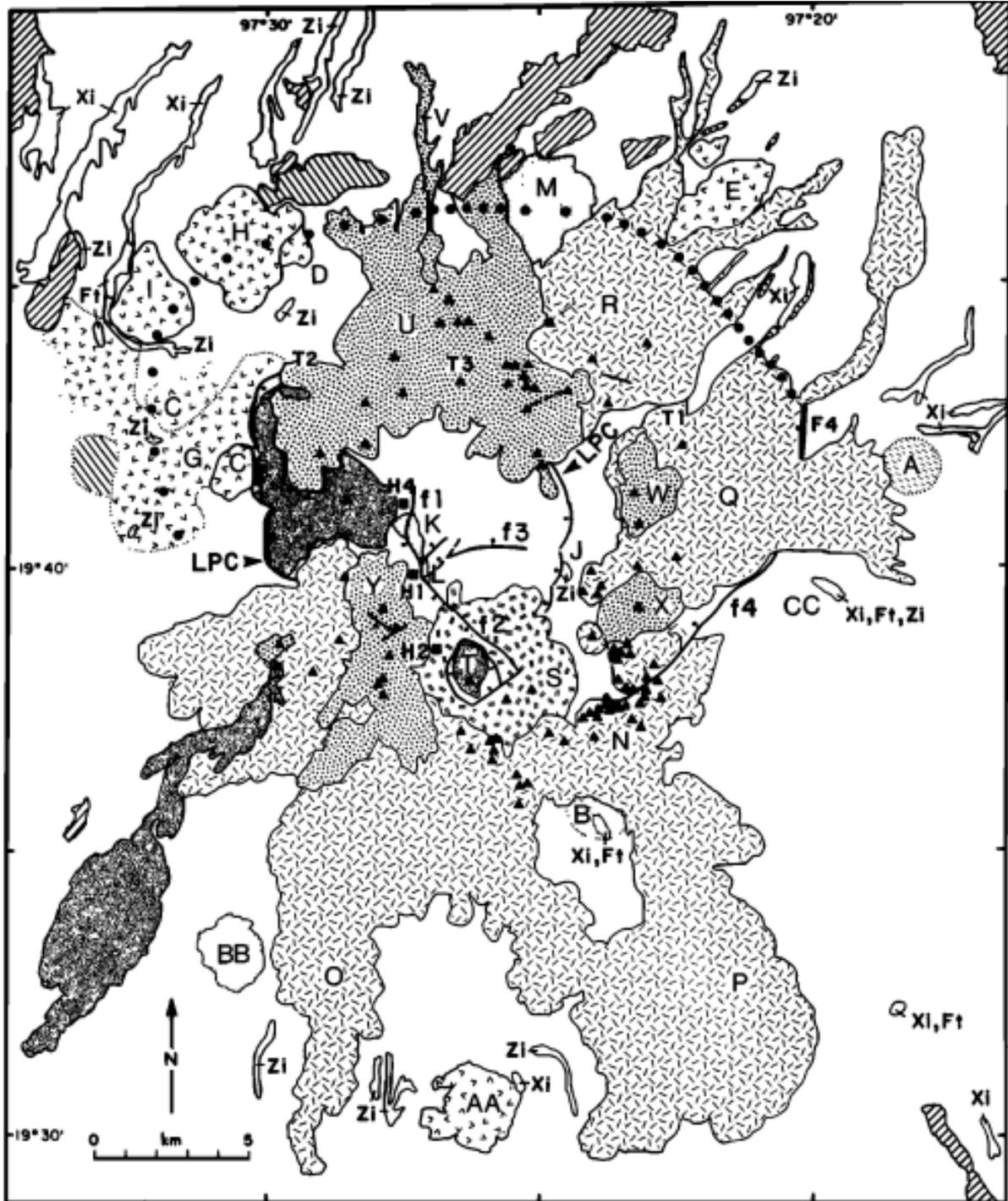




Figura 1.7. Mapa geológico simplificado del centro volcánico de Los Humeros. Puntos oscuros indican el límite topográfico y estructural norte inferido de la Caldera de Los Humeros. LPC indica las fallas de frontera oriental y occidental de la caldera de Los Potreros. Contactos de puntos indican las unidades en gran parte enterradas. Punteado luz indica el post-Zaragoza, pero anterior a Xoxoctic, el domo riolítico Las Águilas (BB) y la andesita basáltica Cueva Ahumada (K), lavas riodacíticas (L), y el domo de riodacita Las Líneas (M). Guiones azar indican las lavas de andesita y andesita basáltica y conos de ceniza Tepeyahualco (O), Limón (P), Orilla del Monte (Q) y Chiapa (R). Guiones dobles indican la andesita basáltica, andesita y lavas riodacíticas y aglutinamientos Maztaloya (S). El patrón de punto grueso indica las lavas riodacíticas y conos de toba San Antonio (U), Viola (W), Cuamilacas (X), y Arenas (Y) y el flujo de andesita La Papata (V). Zonas sin patrón son afloramientos de la Ignimbrita Xáltipan (Xi), Toba Faby (Ft), e Ignimbrita Zaragoza (Zi), o aluviones y el suelo yacen sobre depósitos piroclásticos de diversos tipos. La mayor parte del área que se muestra fuera de la caldera de Los Humeros está ocupada por las Ignimbritas Xáltipan y Zaragoza; en el lado este de la zona del mapa la Toba Faby está presente. Dentro y ligeramente al este de la Caldera de Los Potreros, la mayoría de las áreas están sustentadas por las tobas Xoxoctic y Cuicuiltic. T1, T2, y T3 indican la ubicación de las anomalías telúricas y los escarpes de falla se etiquetan de f1 a f4 (tomado de Ferriz & Mahood, 1984).

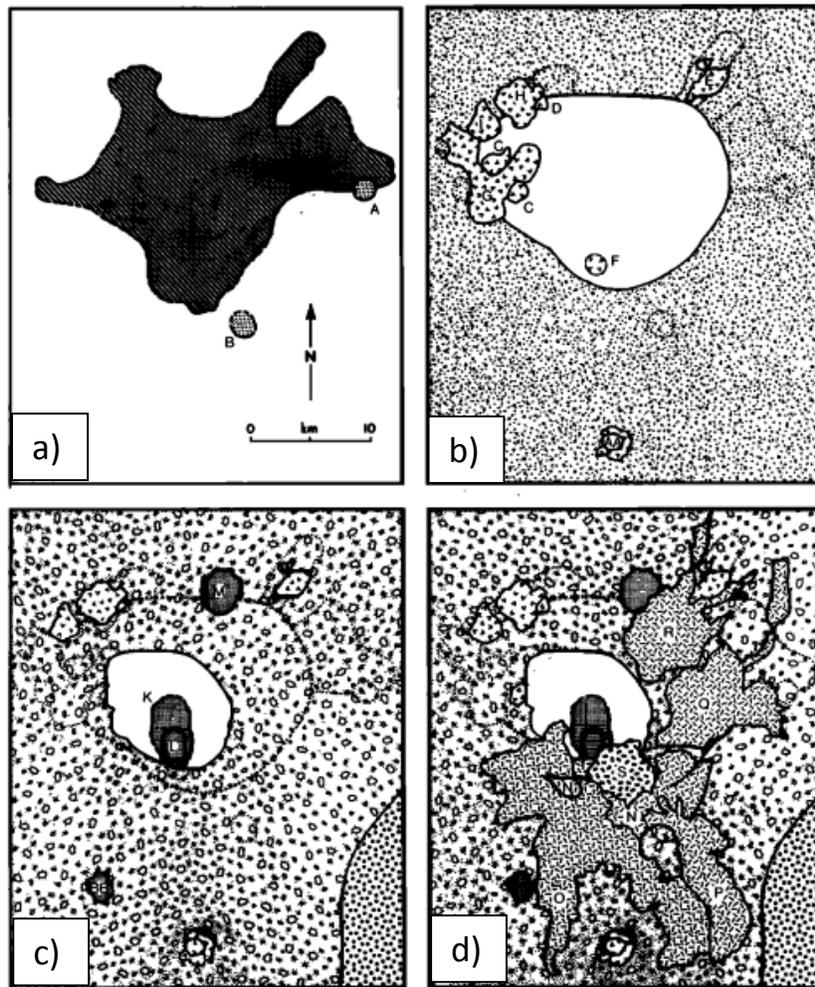


Figura 1. 8. Historia geológica esquemática del centro volcánico de Los Humeros. Patrones y con letras en las unidades. (a) La erupción de andesitas y basaltos de la Formación Teziutlán y la erupción posterior del centro volcánico de Los Humeros de lavas de riolita (A y B). (b) Erupción de la Ignimbrita Xáltipan (patrón de piedra arenisca) condujo al colapso de la caldera de Los Humeros. La ignimbrita intracaldera no se muestra para mayor claridad. El colapso fue seguido por la erupción de riolitas don biotita (C, D, E, y F), la riolita áfrica (G) y finalmente la riolita con hiperstena (H e I). (c) La erupción de la Toba Faby (puntos fuertes). Más tarde la erupción de la Toba Zaragoza (patrón de guijarros) condujo al colapso de la caldera Los Potreros. Tras el colapso, los edificios de andesita (K) y riodacita (L) Cueva Ahumada crecieron dentro de la caldera y un domo de riodacita (M) se emplazó en el norte. (d) Formación de un arco de conos escoria (N), erupción de lavas de andesita basáltica y andesítica (O, P, Q y R) y la formación del volcán Maztaloya (S) (tomado de Ferriz & Mahood, 1984).



### 1.3. Generalidades de la Zona

Muy cerca del centro volcánico de Los Humeros se encuentra la zona arqueológica de Cantona (Figura 1.9), se localiza en el municipio de Tepeyahualco, Puebla. Esta zona arqueológica está situada sobre flujos de lava del "Pleistoceno (que se extiende desde hace unos 2 millones de años hasta hace unos 10 000 años)", de composición basáltico-andesítica (García-Cook et al., 2010). Cantona está considerada como uno de los asentamientos prehispánicos con un alto grado de urbanización de toda Mesoamérica. Cantona fue contemporánea a las ciudades de Teotihuacán y Cholula durante el periodo Clásico. Su importancia se relaciona directamente con la explotación comercial de los yacimientos de obsidiana en las cercanías de Oyameles-Zaragoza (Ferriz, 1985). El desarrollo cultural de Cantona cubre un periodo de 1 600 años. Con base en el análisis, seriación y comparación de cerámicos, apoyado en fechamientos con  $^{14}\text{C}$  se han estimado cuatro etapas de ocupación de la ciudad que van del 600 AC al 1050 DC (García-Cook & Martínez-Calleja, 2008).

En un estudio realizado por Espinasa-Pereña & Diamant en 2010, se muestra un mapa (Figura 1.9) donde se aprecian los flujos de lava de Tenex-tepec y Tepeyahualco que pertenecen a lavas del Holoceno. Algunos sitios en estos flujos han sido fechados por Ferriz & Mahood, (1984). Sin embargo, los fechamientos no son tan precisos, ya que se tienen grandes incertidumbres

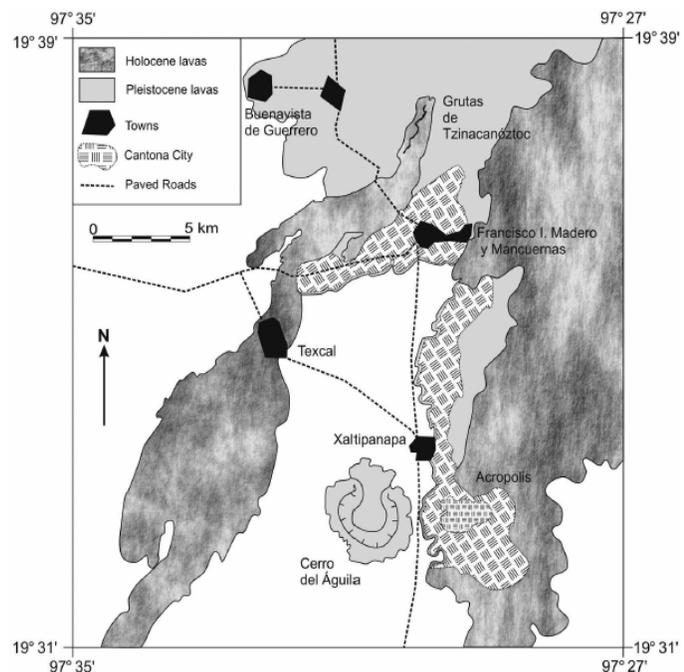


Figura 1.9. Mapa de la Ciudad de Cantona, con los flujos de lava Tenex-tepec (izq.) y Tepeyahualco (der.)(Espinasa-Pereña & Diamant, 2010).



## 2. ANTECEDENTES

---

La formación de rocas volcánicas, la cocción de arcilla para producir cerámicos o materiales de construcción ha sido común en la antigüedad. Estos materiales forman una parte importante del registro arqueomagnético y paleomagnético. Esto es debido a que durante su enfriamiento los minerales magnéticos contenidos en ellos son magnetizados por el CMT, éste fenómeno es conocido como termoremanencia. La recopilación de éstos datos (arqueomagnéticos y paleomagnéticos) sobre los cambios en el CMT en el pasado mediante su medición de la dirección del campo geomagnético se ha registrado en curvas de VS las cuales pueden ser utilizadas para el fechamiento paleomagnético.

La determinación de la dirección paleomagnética (D, I) se puede lograr de manera simple, siguiendo los protocolos establecidos con errores de orientación que son generalmente del orden de unos pocos grados, por lo que si se toman suficientes muestras individuales la dirección media se encontrará dentro de  $\sim 2$  o  $3^\circ$ , esto es lo que típicamente el campo geomagnético varía entre 10 – 20 años, así que sí existiera un modelo de campo preciso y la remanencia es verdaderamente paralela al campo en el momento de enfriamiento, entonces sería posible lograr un fechamiento con una incertidumbre de  $\pm 20$  años (Suttie, Tesis Doctoral 2011).

Conociendo con detalle la curva de variación secular para una región de interés o calculada para la región a partir de un modelo global, su resolución dependerá de las curvas a nivel local. De esta manera, al contar con un modelo global se puede utilizar para el fechamiento de rocas volcánicas recientes (e. g. Holcomb et al., 1986; Tanguy et al., 2003; Speranza et al., 2006, 2008; Villasante-Marcos & Pavón-Carrasco, 2014).



---

En México la curva de variación secular aún no está bien definida ya que se cuentan con muy pocos datos para ella, principalmente por la falta de suficientes datos de rocas volcánicas con edades conocidas. Böhnel & Molina-Garza en 2002 resumen los datos disponibles hasta ese momento, los cuales cubren los últimos 40 mil años, donde se tiene una resolución temporal muy baja y los errores son demasiado altos. Algunos datos publicados recientemente son: Soler-Arechalde et al. (2006), Lopez-Tellez et al. (2008), Rodriguez-Ceja et al. (2009), Morales et al. (2009), Alva-Valdivia et al. (2010), Pineda-Duran et al. (2010), Lopez-Delgado et al. (2011), entre otros.

México cuenta con varios centros volcánicos a lo largo de todo el centro del país. Uno de ellos son Los Humeros que cuenta con campos de lava al parecer bastante recientes que dominan la parte centro y sur del centro volcánico. Estos flujos se encuentran sobre la Toba Cuicuiltic ( $< \sim 6.5$  ka AP, Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014) y son el motivo del presente estudio.

Algunos modelos han sido utilizados para obtener edades paleomagnéticas de flujos de lava históricos, que se han comparado con las edades históricas para estimar el error esperado para flujos más antiguos que se daten mediante este procedimiento, obteniendo buenos resultados (Villasante-Marcos & Pavón-Carrasco, 2010).



En el presente trabajo se toma provecho de la posibilidad de usar la variación secular para el fechamiento paleomagnético de flujos de lava recientes del centro volcánico de Los Humeros, a partir del modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014) y comparar los resultados con la edad máxima de una muestra de Carbono – 14 de materia orgánica recuperada de un paleosuelo bajo el flujo de lava de Tenex-tepec que arrojó una edad de  $3900 \pm 130$  años AP (Carrasco-Núñez, comunicación personal). De esta manera se pretende contribuir al conocimiento sobre la evolución reciente de este centro volcánico y su potencial geotérmico.

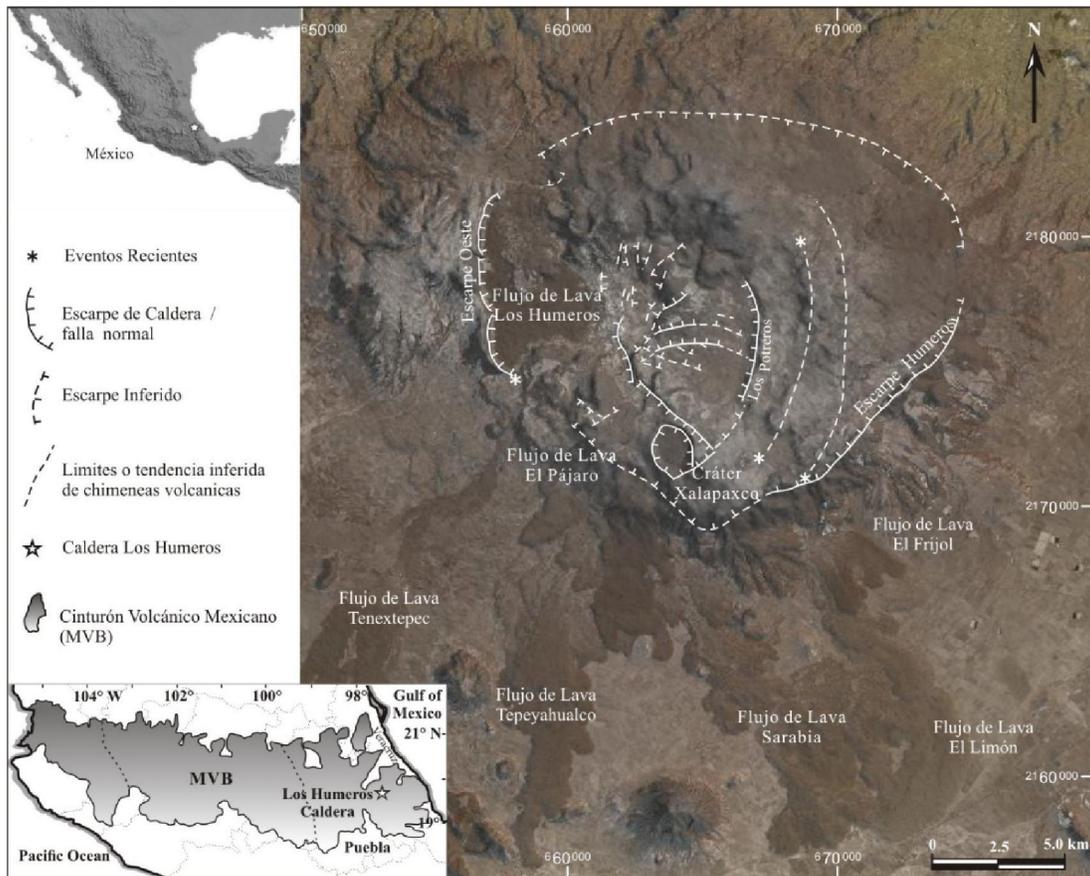


Figura 2.1. Ubicación de la caldera de Los Humeros y principales flujos de lava. El mapa principal, sobre la base de una imagen Landsat y un modelo de elevación digital, muestra las principales estructuras que definen la caldera externa y más antigua de Los Humeros, formada alrededor de 0.5 Ma, y la caldera interior y más joven de Los Potreros de 0.14 Ma, donde sólo se expone el escarpe oriental (modificado de Carrasco-Núñez et al., 2015).



## 3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

---

### 3.1. Hipótesis

La variación del campo magnético terrestre que logra registrarse a consecuencia de la actividad geológica presente en la Tierra, en este caso debido a estructuras volcánicas, permitirá un estudio paleomagnético enfocado en la datación de flujos de lava recientes y así poder conocer la evolución del centro volcánico de Los Humeros.

La actividad volcánica en Los Humeros durante los últimos ~7 ka produjo flujos de lava, en los cuales quedó grabada la información magnética en el momento en que se enfriaron. Estas direcciones paleomagnéticas permiten proceder con el fechamiento de los flujos con base en modelos de variación secular. En el caso de flujos de lava con edad conocida los datos paleomagnéticos obtenidos podrán ser usados para refinar las curvas de variación secular para México.

### 3.2. Objetivo

Realizar el fechamiento paleomagnético de flujos de lava recientes del centro volcánico de Los Humeros mediante la comparación de los datos paleomagnéticos obtenidos con los que proporciona el modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k y compararlo con un fechamiento disponible de carbono-14.

### 3.3. Objetivos Particulares

Obtener propiedades magnéticas de las rocas volcánicas: susceptibilidad magnética, histéresis magnética y curvas termomagnéticas.

Determinar el vector de dirección paleomagnético de los flujos de lava, (declinación, inclinación).



### 4.1. Obtención de Muestras

La estrategia de muestreo fue dirigida a minimizar algunos problemas inherentes a los estudios paleomagnéticos, que pueden ser ocasionadas debido a:

- Anomalías magnéticas producidas por flujos de lava más antiguos en el momento de su emplazamiento;
- Afloramientos que no se distinguen o identifican de buena manera por estar cubiertos, o cuentan con fracturas;
- Afloramientos perturbados, donde bloques de lava se movieron después del enfriamiento,

Por ello se buscaron afloramientos en los que se pudo apreciar el centro masivo de los flujos (Figura 4.3), generalmente en cortes de carretera, para garantizar que la roca se encuentre in situ. En algunos casos no se encontraron sitios que cumplan estas características. Adicionalmente se obtuvieron en la gran mayoría de los flujos de lava dos a más afloramientos independientes, para analizar la coherencia de los datos paleomagnéticos obtenidos.

Con esto en mente, veinte afloramientos diferentes (Figura 4.2) fueron seleccionados, tratando de cubrir la totalidad de los flujos recientes (Carrasco-Núñez, comunicación personal) (Figura 2.1). De cada sitio se obtuvieron entre 10 y 13 núcleos para tener una buena estadística. La distancia entre cada núcleo recolectado es de varios metros, lo que reduce el riesgo de que todos los núcleos en un sitio pertenezcan a un solo bloque movido.



Cada núcleo con un largo de ~12 cm fue orientado de la manera más precisa con respecto al plano horizontal y norte geográfico, por medio de un inclinómetro y dos brújulas (magnética y solar, Figura 4.1). Las diferencias entre el azimut determinado con la brújula solar y la brújula magnética se utilizaron para corregir la declinación magnética local. Los valores orientados con la brújula solar se utilizaron para la corrección de todas las muestras.

Durante el transporte y el almacenamiento en el laboratorio, las muestras no fueron expuestas a campos magnéticos intensos ni a cambios de temperatura que pudieran modificar su magnetización natural remanente.



Figura 4.1. Obtención de núcleos y equipo para orientar los núcleos antes de extraerlos.

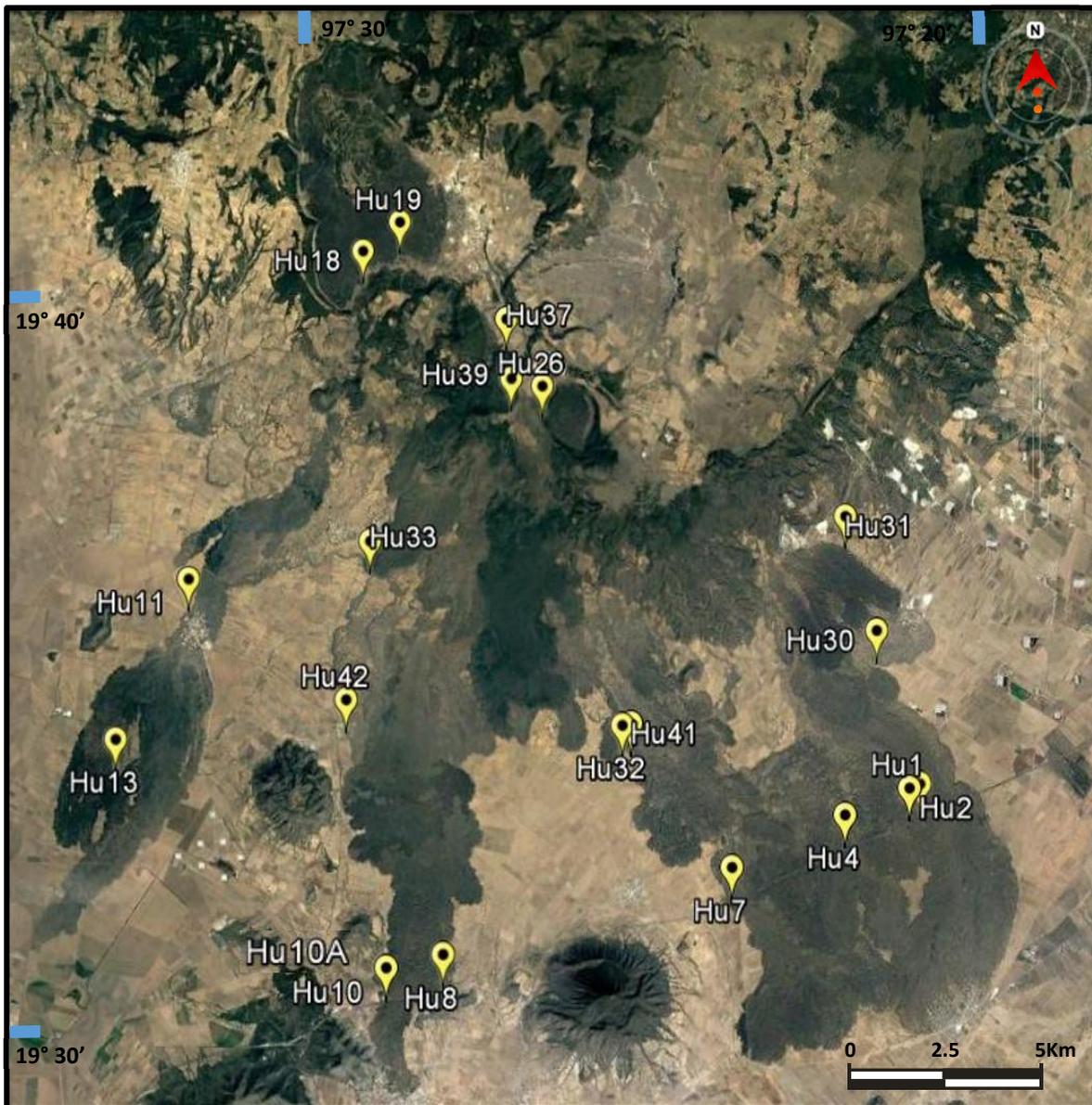


Figura 4.2. Imagen satelital de la caldera de Los Humeros donde se exponen los sitios muestreados (imagen digital 2016, Google Earth).





Figura 4.3. Fotografías de campo de algunos de los sitios muestreados Hu1, Hu2, Hu4, Hu7, Hu8, Hu10, Hu10A, Hu11, Hu19, Hu31, Hu32, Hu33, Hu37, Hu39, Hu41 y Hu42.



Tabla 4.1. Información de los sitios muestreados de la caldera de Los Humeros. Las columnas indican de izquierda a derecha: identificación del sitio; nombre del flujo muestreado (Figura 2.1); coordenadas del sitio en latitud norte y longitud oeste; características principales del flujo y lugar donde fue tomado el sitio (Figura 4.2 y 4.3).

SITIO	Nombre del Flujo	Lat., N (19°)	Long., O (97°)	Características y Ubicación del Flujo
Hu1	Flujo de Lava Sarabia	32.6333'	21.0333'	Tipo AA vesiculado, Andesitas, Corte de carretera
Hu2		32.6890'	21.2512'	Tipo AA vesiculado, Andesitas, Corte de carretera
Hu4	Flujo de Lava Sarabia	32.3129'	22.4134'	Tipo AA poco vesiculado, Andesitas, Corte de carretera
Hu7		31.6759'	24.1547'	Tipo AA poco vesiculado, Andesitas, Corte de carretera
Hu8	Flujo de Lava Tepeyahualco	30.6686'	28.4944'	Tipo AA masivo, Andesitas – Basálticas, Corte de carretera
Hu10		30.5206'	29.3371'	Tipo AA masivo, Andesitas – Basálticas, Corte de carretera
Hu10A		30.5206'	29.3372'	Tipo AA masivo, Andesitas – Basálticas, Corte de carretera
Hu11	Flujo de Lava Tenextepec	35.6839'	32.0864'	Tipo AA poco vesiculado, Algunas zonas cordadas, Basaltos, Excavación
Hu13		33.5735'	33.2381'	Tipo AA vesiculado, Algunas zonas cordadas, Basaltos, Superficie de flujo
Hu18	Flujo de Lava Los Humeros	40.1384'	29.2523'	Tipo AA vesiculado, Algunas zonas cordadas, Basaltos, Frente de flujo
Hu19		40.5403'	28.6597'	Tipo AA vesiculado, Algunas zonas cordadas, Basaltos, Frente de flujo
Hu32	Flujo de Lava Sarabia	33.5660'	25.6606'	Tipo AA vesiculado, Algunas zonas cordadas, Andesitas – Basálticas, Frente de flujo
Hu41		33.5874'	25.5270'	Tipo AA vesiculado, Algunas zonas cordadas, Andesitas – Basálticas, Frente de flujo
Hu37	Flujo de Lava El Pájaro	39.0976'	27.1094'	Tipo AA poco visculado, Dacitas, Frente de flujo
Hu39		38.2597'	27.0818'	Tipo AA poco vesiculado, Dacitas, Frente de flujo
Hu26	Cráter Xalapaxco	38.1438'	26.6210'	Tipo AA masivo, Algunas zonas cordadas, Basaltos, Superficie de flujo
Hu30	Flujo de Lava El Frijol	34.7392'	21.7063'	Tipo AA poco vesiculado, Andesítica - Basáltica, Frente de flujo
Hu31	Flujo de Lava El Frijol	36.2890'	22.0593'	Tipo AA poco vesiculado, Andesítica - Basáltica, Frente de flujo
Hu33	Flujo de Lava El Pájaro	36.1220'	29.3199'	Tipo AA vesiculado, Dacitas, Frente de flujo
Hu42	Flujo de Lava Tepeyahualco	34.0048'	29.7763'	Tipo AA poco vesiculado, Andesítica - Basáltica, Frente de flujo



## 4.2. Trabajo de Laboratorio

La mayoría de los equipos utilizados para la medición de remanencia requiere muestras de forma regular. Por lo tanto los núcleos se cortaron en muestras cilíndricas de largo estándar (~23 mm), obteniendo entre 3 y 5 muestras por cada núcleo (Figura 4.4).



Figura 4.4. Especímenes obtenidos al cortar los núcleos de cada sitio, los cuales son marcados para ser analizados posteriormente.

Las mediciones magnéticas y paleomagnéticas se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo, en el Centro de Geociencias, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), campus Juriquilla, Querétaro, y los experimentos de histéresis magnética en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia.

### 4.2.1. Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) se midió con un equipo de susceptibilidad MS2B (Bartington). Este sensor puede ser usado para mediciones de susceptibilidad normalizada por masa o volumen, y también permite realizar mediciones en frecuencias del campo magnético de 0.456 kHz y 4.65 kHz. Su resolución es  $1 \times 10^{-6}$  SI. Este sensor está diseñado para medir muestras con un volumen de  $10 \text{ cm}^3$ .



#### 4.2.2. Ciclos de Histéresis Magnética

Los ciclos de histéresis se realizaron en un Magnetómetro Micromag 2900/3900 AGM/VSM Magnetometer, Princeton Measurement Corporation. La sensibilidad en el magnetómetro de vibración (VSM) es de  $5 \times 10^{-9} \text{ Am}^2$ . El campo máximo de inducción que alcanza es de 2.2 T. Está equipado con un criostato que permite trabajar en el modo de VSM, a temperatura variable entre 10 y 473 K pero sólo se utilizó una temperatura ambiente,  $\sim 25 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Para la obtención de curvas de histéresis se aplicó un campo máximo de  $\pm 1 \text{ T}$ . A las curvas obtenidas se les realizó la sustracción de la contribución paramagnética obteniendo los siguientes parámetros: magnetización de saturación ( $M_s$ ), magnetización remanente ( $M_{rs}$ ), fuerza coercitiva ( $H_c$ ) y la fuerza coercitiva remanente ( $H_{cr}$ ) mediante la curva de IRM; los parámetros  $M_s$  y  $M_{rs}$  fueron normalizados por la masa de la muestra.

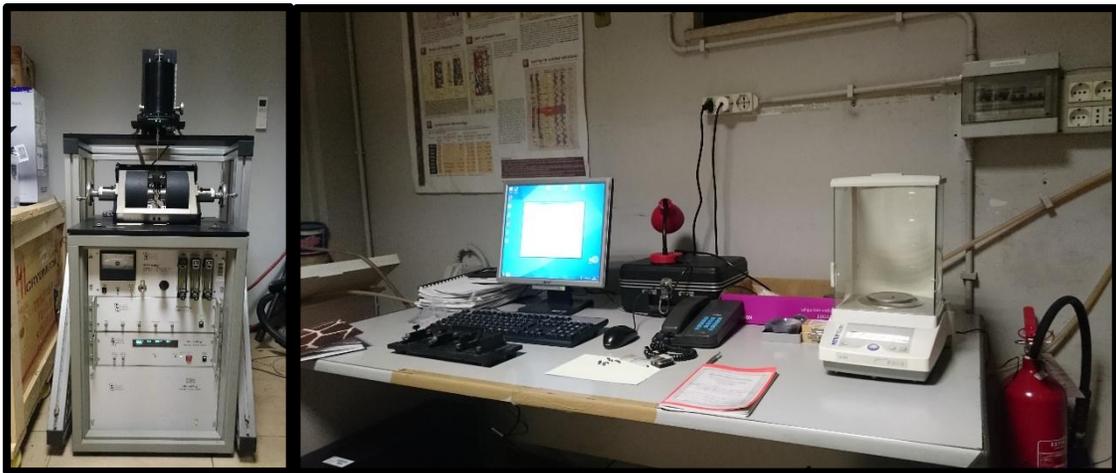


Figura 4.5. Equipo Micromag y sistema de cómputo utilizado en el laboratorio de paleomagnetismo del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia.



### 4.2.3. Curvas Termomagnéticas

Las curvas termomagnéticas se realizaron en una balanza de Curie. Este instrumento cuenta con un electroimán que genera un campo magnético y un horno que puede calentar la muestra hasta 700 °C. Además tiene un detector de posición del brazo para conocer el desplazamiento de la muestra mientras es calentada, y una bobina alrededor del brazo que permite compensar este desplazamiento por medio de un control de malla cerrada. La medición de la magnetización inducida en la muestra se obtiene detectando la corriente a la bobina compensadora. Se utilizó un campo magnético de inducción de 0.5 T y con una velocidad de calentamiento / enfriamiento de 30 °C/min.

Las mediciones de la temperatura de Curie se realizaron en una muestra de cada sitio recolectado de la caldera de Los Humeros. Estas muestras fueron molidas, pesadas, y se calentaron hasta alcanzar una temperatura de 700 °C.



Figura 4.6. Balanza de Curie y sistema de cómputo utilizado.



#### 4.2.4. Desmagnetización por Campos Magnéticos Alternos (AF)

La magnetización remanente natural (NRM) se midió con un magnetómetro spinner JR5 (AGICO) con blindaje magnético dentro de un conjunto ortogonal de bobinas de Helmholtz autocompensadoras.

La desmagnetización por campo alterno (AF) se realizó con un equipo LDA-3A (AGICO), con un aumento progresivo en el campo magnético alterno (0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80 y 100 mT), para determinar las componentes magnéticas presentes y recuperar la magnetización primaria. Esto se aplicó para cada una de las muestras (236) distribuidas en los 20 sitios.

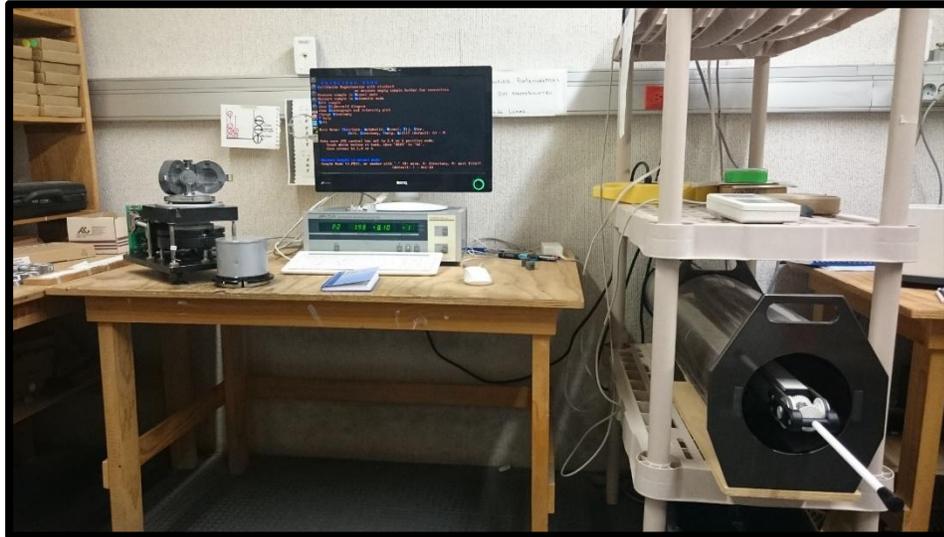


Figura 4.7. Magnetómetro, desmagnetizador AF y sistema de cómputo utilizado.



---

### **4.3. Fechamiento Paleomagnético**

Existen diversos métodos para fechar distintos periodos geológicos. En este estudio con ayuda del vector de dirección magnético (D, I) recuperado a partir de experimentos de desmagnetización AF, y al compararlas con la curva proporcionada por el modelo geomagnético SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014), se obtuvieron las edades de emplazamiento de distintos flujos de lava del centro volcánico de Los Humeros.

### **4.4. Análisis y Procesamiento de Datos**

Para la representación de los datos de NRM y susceptibilidad magnética se ha utilizado el software Grapher 11, para obtener los diagramas NRM vs  $\kappa$ , con límites del factor Q constantes de cada sitio con el cual se observó la estabilidad magnética.

El análisis de las curvas de histéresis se realizó con el software RockMagAnalyzer (Leonhardt, 2006). Se obtuvieron los parámetros magnéticos de las muestras estudiadas,  $H_c$  (coercitividad),  $M_{rs}$  (magnetización remanente de saturación) y la  $M_s$  (magnetización de saturación) de cada sitio y se realizaron tres curvas de histéresis obtenidas con el equipo Micromag.

En las curvas termomagnéticas se utilizó nuevamente el software RockMagAnalyzer, para obtener una curva por sitio y así conocer un poco de su composición mineral. Las temperaturas de Curie se analizaron a partir de curvas termomagnéticas por los métodos Moskowitz y de segundas derivadas. Para estos cálculos se empleó también el software RockMagAnalyzer (Leonhardt, 2006; Moskowitz, 1981).



---

El método Moskowitz, se basa en aproximaciones de física estadística, siendo éste más preciso que otros métodos; el método de segundas derivadas consiste en sobreestimar la temperatura real de Curie, debido a que el punto de máxima curvatura de la curva  $M(T)$  se establece por encima del punto de inflexión ( $M'' = 0$ ,  $M'$  Mínimo), que corresponde a la verdadera  $T_C$  de acuerdo con los resultados de física estadística de la transición  $\lambda$  ferromagnético-paramagnético aproximaciones de cuarto orden, (Moskowitz, 1981; Landau & Lifshitz, 1980; Fabian et al., 2013).

Para el análisis del vector de dirección se utilizaron distintos softwares. Remasoft 3.0 (AGICO) para visualizar los diagramas de proyecciones ortogonales de Zijdelveld (1967) y las proyecciones estereográficas. El vector de dirección (declinación e inclinación) de cada muestra se encontró utilizando PMGSC Paleomagnetism Data Analysis 4.2, determinando la línea de mejor ajuste para la componente de magnetización (Kirschvink, 1980). Por último, se utilizó Palaeomag-Tools 4.2a, para encontrar la dirección media de cada sitio y flujo de lava (declinación e inclinación) y los parámetros estadísticos asociados y graficarlos (con base en la estadística de Fisher, 1953).

El fechamiento paleomagnético se realizó mediante un paquete de software de Matlab (Pavón-Carrasco et al., 2011). Esta metodología utiliza las funciones de densidad de probabilidad (PDF) de las tres componentes del campo geomagnético: (D, I, F), pero en este trabajo solo se calculó el vector de dirección.



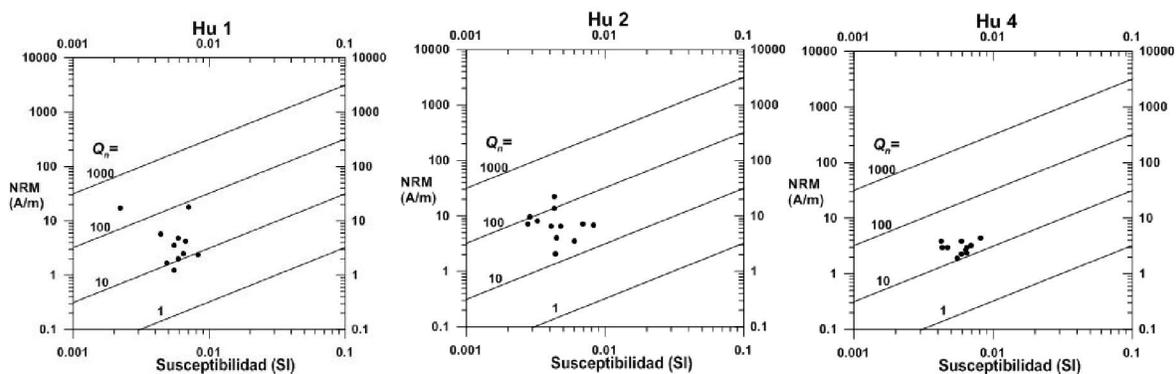
## 5. RESULTADOS

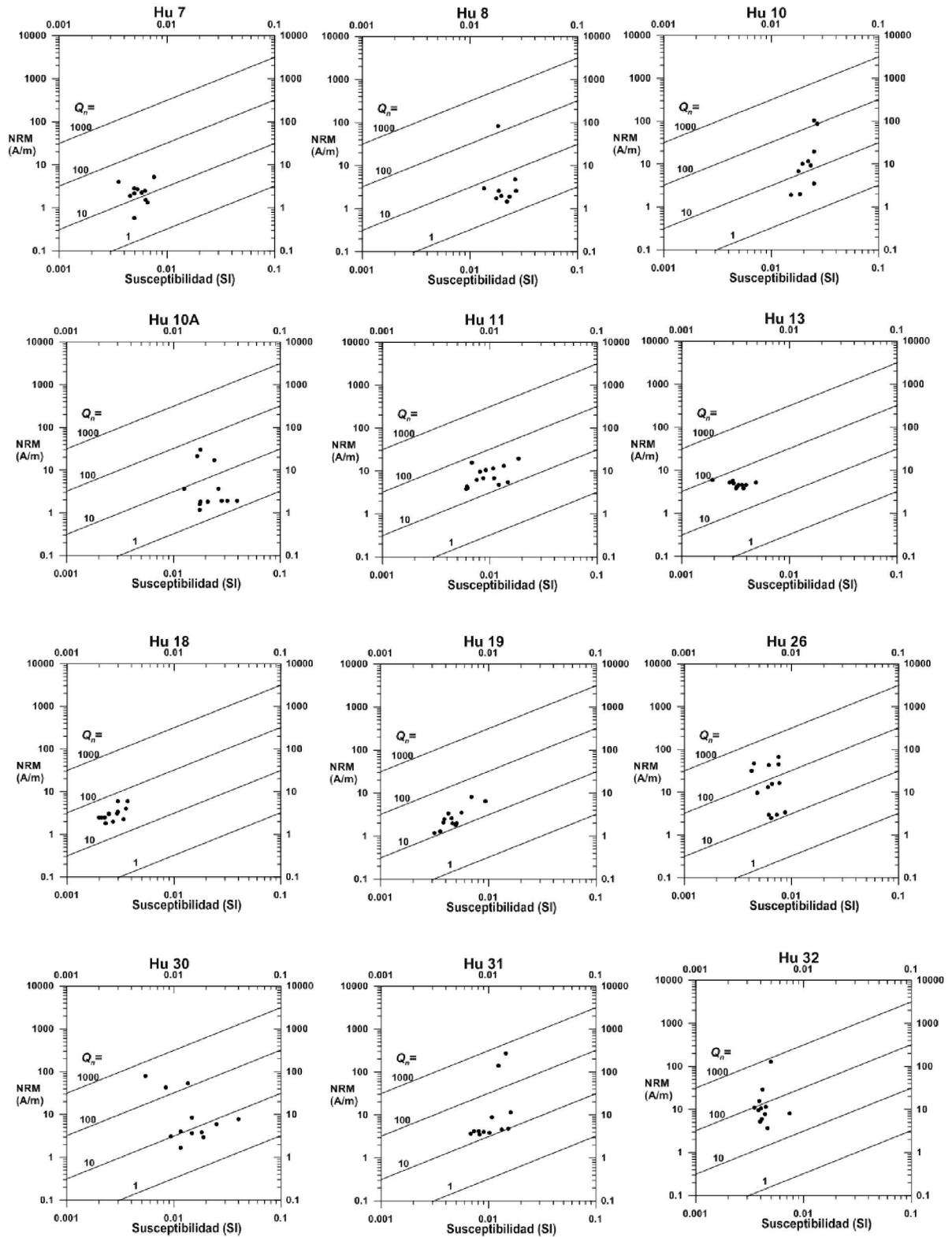
Los resultados se presentan en tres secciones: a) experimentos de magnetismo de roca llevados a cabo permiten analizar el estado de los dominios magnéticos, su mineralogía magnética dominante y su estabilidad magnética; b) la medición del vector geomagnético (declinación e inclinación) y su desmagnetización progresiva permite determinar la dirección paleomagnética de cada sitio, y finalmente c) la datación de esta dirección paleomagnética de acuerdo con el procedimiento descrito en el apartado de metodología.

### 5.1. Magnetismo de Rocas

#### 5.1.1. Susceptibilidad Magnética

La importancia de la relación de NRM vs susceptibilidad magnética y el radio de Koenigsberger, en los sitios es utilizarla como una medida de estabilidad para indicar la capacidad de la roca de mantener una remanencia estable, como se puede observar en la Figura 5.1 la mayoría de los sitios muestreados cuentan con un valor  $Q_n$  bastante alto lo que da gran estabilidad e indica un buen comportamiento por sitio. En el siguiente capítulo se discutirá más a detalle los diagramas.





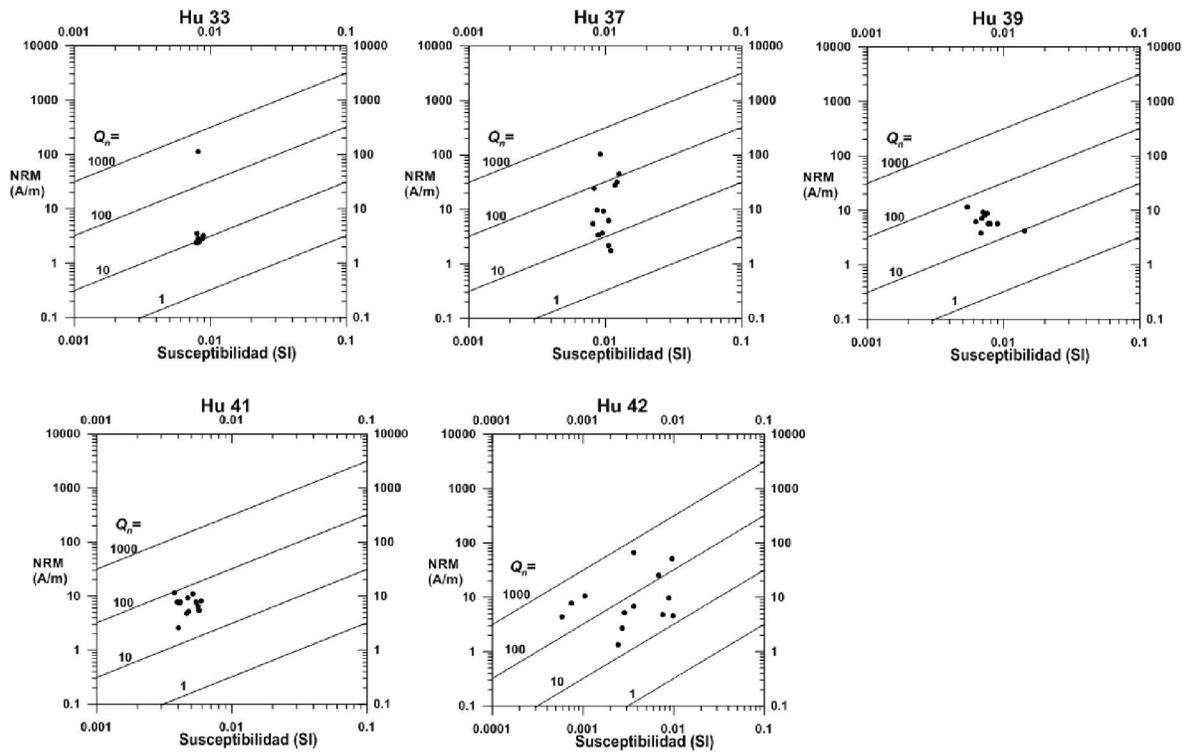


Figura 5.1. Diagramas NRM vs susceptibilidad magnética, con líneas constantes del factor de Koenigsberger Q de los 20 sitios muestreados.

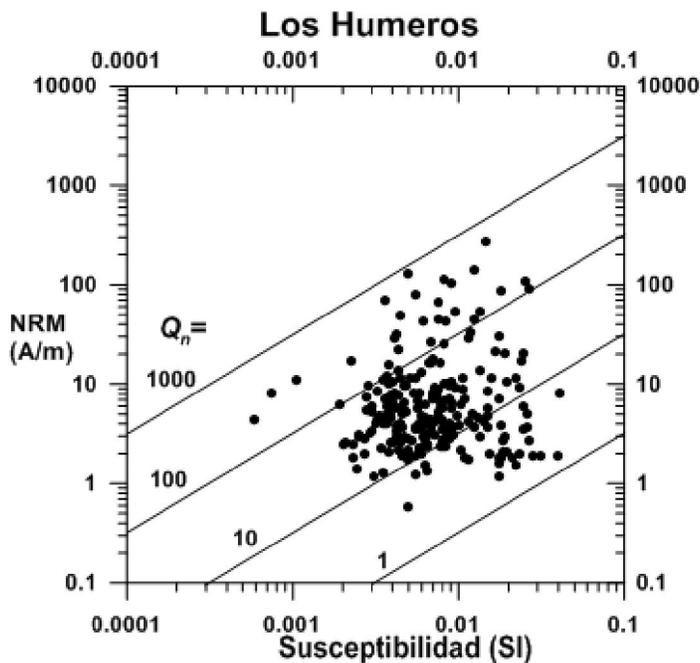


Figura 5.2. Diagrama NRM vs susceptibilidad magnética, donde se muestran los 20 sitios muestreados que componen la caldera de Los Humeros, podemos observar que la mayoría de los datos se encuentran concentrados entre  $10 < Q < 100$  lo que significa que hay una buena estabilidad magnética en la caldera de Los Humeros. El sitio Hu10A cuenta con valores más bajos, cuyo valor mínimo es de  $Q=1.5$ , mientras que el valor más alto corresponden al sitio Hu32 con  $Q=813$ .



---

### 5.1.2. Ciclos de Histéresis

La curva de histéresis evalúa la respuesta de la magnetización de un fragmento del espécimen a un campo magnético aplicado, la cual es producida por la suma de las contribuciones de todos los minerales magnéticos que componen la roca. En la Figura 5.3 se muestran los ciclos de histéresis para los sitios del centro volcánico de Los Humeros y se observa que tienen un comportamiento similar con tendencia a ser PSD.

Además, por la forma del ciclo se puede decir que frecuentemente existe una mezcla de minerales con diferentes coercitividades lo que puede producir cierta constricción de los ciclos de histéresis (son estrechas en la sección media pero más anchas encima y por debajo de esta región), lo que es otro indicio de la presencia de dos distribuciones diferentes de partículas (Figura 5.3).

Esto se confirma en el diagrama de Day (Day et al., 1977) (Figura 5.4), mismo que se emplea para caracterizar el estado de dominio de los minerales magnéticos utilizando las relaciones entre  $M_r / M_s$  y  $H_{cr} / H_c$  (Dunlop, 2002a, b) (Tabla 5.1). Este arreglo indica que los tamaños de grano dominante de las muestras de los flujos de lava del centro volcánico de Los Humeros son una mezcla de cristales. También se puede observar que las muestras están claramente dominadas por un PSD, sin embargo tienen un desplazamiento hacia arriba e izquierda (es decir, tienen una tendencia a una alta coercitividad). El PSD indica un tamaño regular de grano (1 – 10  $\mu\text{m}$ ) y una coercitividad relativamente alta, sin embargo existe una ligera tendencia hacia SD (tamaño pequeño, de coercitividad alta), lo cual significa que podría existir una mezcla de cristales tanto de magnetita como de titanomagnetita (Dunlop, 2002a, b).

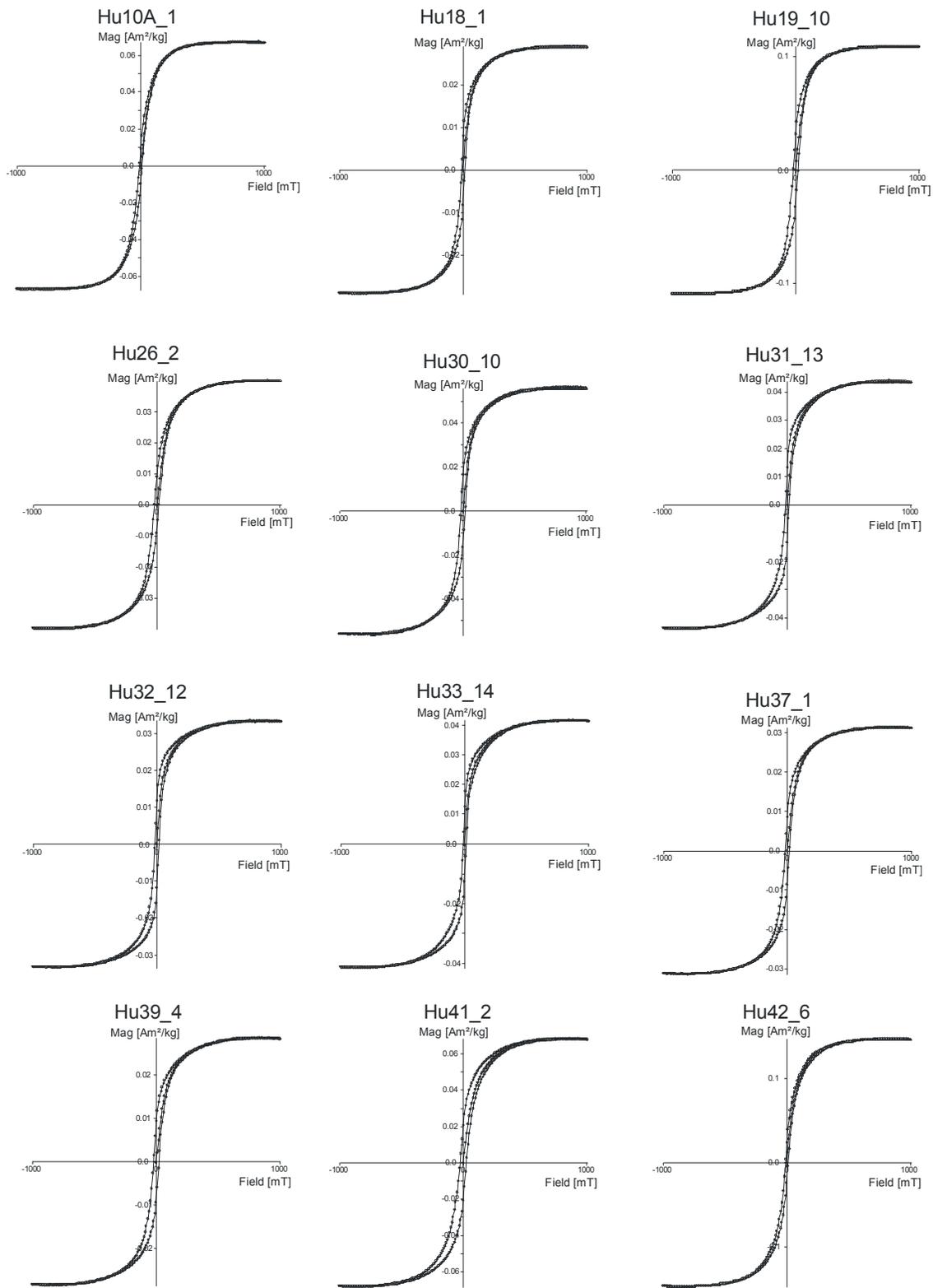


Figura 5.3. Ciclos de histéresis completos (corregidos de la contribución paramagnética).

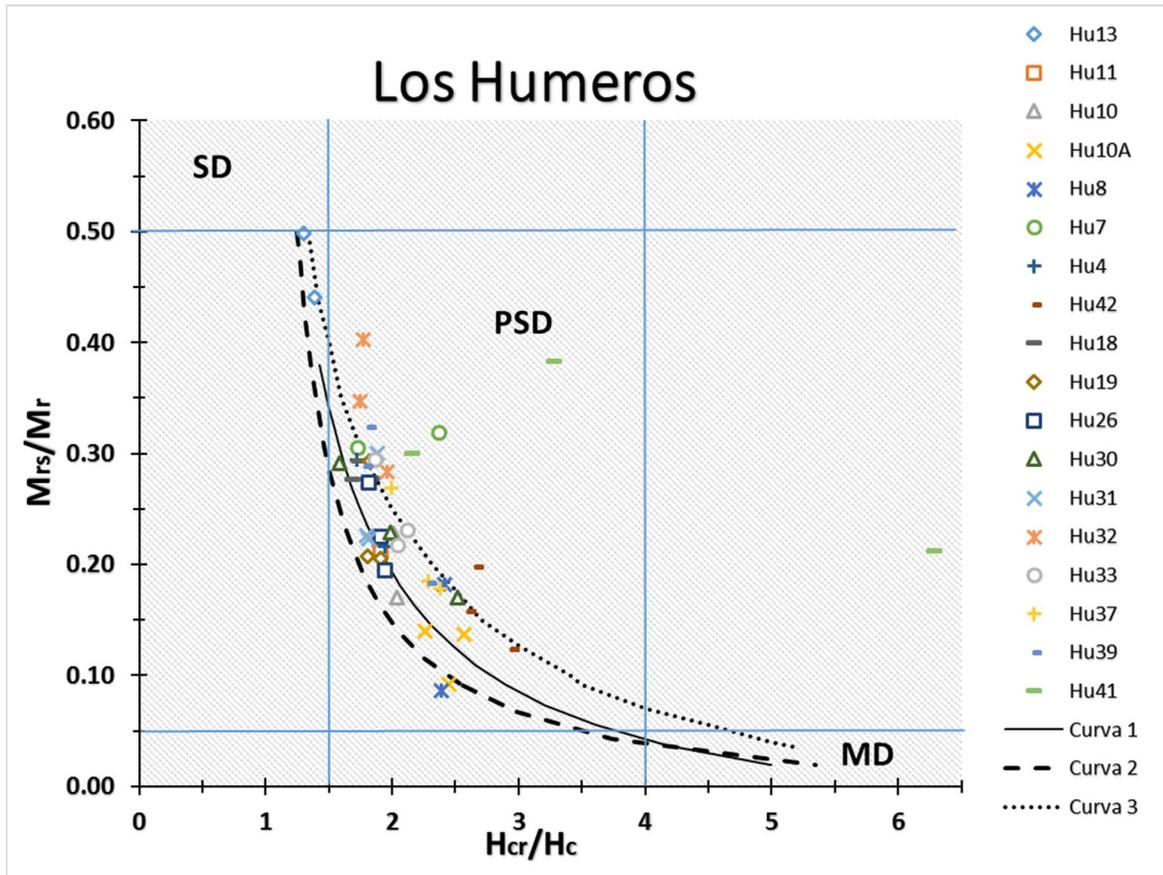


Figura 5.4. Diagrama de Day en el cual se observa el dominio de las muestras de los flujos de lava de la caldera de Los Humeros (límites de dominios magnéticos líneas color azul) y se muestran las curvas teóricas de mezcla SD + MD (curvas 1, 2, y 3) calculadas por Dunlop (2002a, b).

Como se mencionó anteriormente, todas las muestras analizadas se encuentran dentro del campo PSD con algunas excepciones que están entre la frontera SD y PSD (Hu13). El comportamiento de la mayoría de los ciclos obtenidos son estrechos, es decir, tienen valores  $H_c < 30$  mT, cuentan con proporciones  $M_r / M_s < 0.5$ , lo que correspondería a partículas de PSD. Son características para partículas del tipo PSD, mismas que son consideradas como de estabilidad magnética adecuada para un estudio paleomagnético (Figura 5.4). A partir de las curvas típicas del mix SD+MD para magnetitas y titanomagnetitas (Dunlop 2002a, b) se puede observar claramente que el tamaño de partículas que dominada a los sitios del centro volcánico son PSD, salvo las muestras del sitio Hu13 que está en el límite de SD.



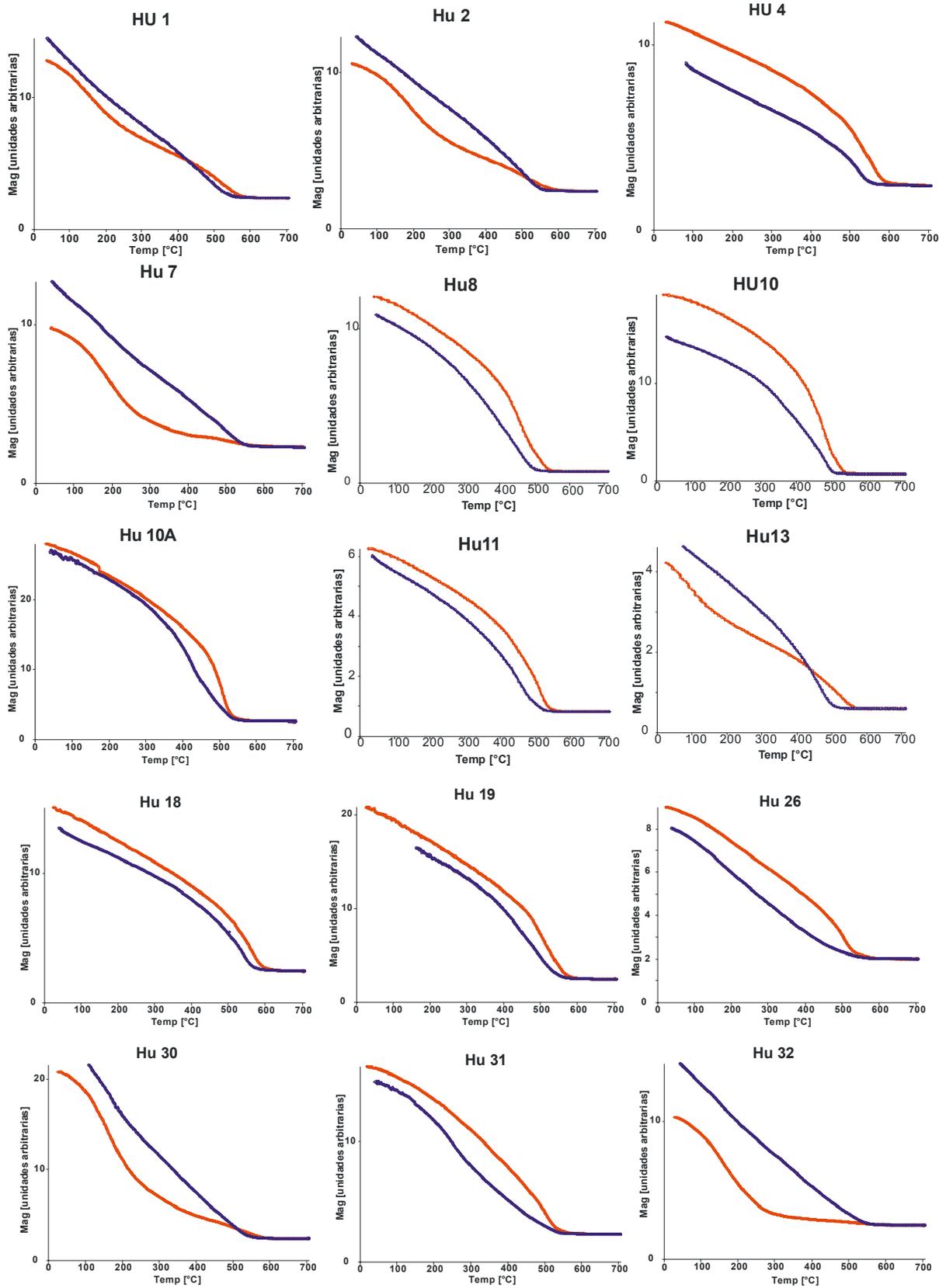
---

### 5.1.3. Curvas Termomagnéticas

El comportamiento de las muestras durante las mediciones termomagnéticas está claramente dominada por su contenido de titanomagnetita (Figura 5.5), como se observa en general para las rocas volcánicas (Dunlop & Özdemir, 1997). La mayoría de las muestras manifiestan uno o dos puntos de inflexión, que pueden ser identificados como temperaturas de Curie. Estas dos temperaturas de Curie indican que la mineralogía magnética está dominada por dos poblaciones de titanomagnetitas diferentes, una de ellas con un alto contenido de titanio y por lo tanto de baja temperatura de Curie, y la otra con bajo contenido de titanio, cerca de la composición y temperatura de Curie de la magnetita.

Los resultados se muestran en la Tabla 5.1, en la cual, dependiendo de la forma de la curva, se ha elegido el mejor método para encontrar la temperatura de Curie. En las gráficas (Figura 5.5) podemos distinguir una o dos fases magnéticas distintas dependiendo de la composición mineral que contiene cada sitio. La fase de las titanomagnetitas con alto contenido de Ti se encuentran entre  $\sim 200 - 320$  °C, la fase de las titanomagnetitas de bajo contenido de Ti van de  $\sim 500 - 580$  °C y/o la magnetita que es de 580 °C.

El análisis de las curvas termomagnéticas normalmente proporciona una  $T_c$  como el único parámetro cuantitativo. La irreversibilidad de las curvas termomagnéticas en el proceso de calentamiento y enfriamiento, caracterizan la composición y otros cambios de los minerales magnéticos (Böhnel et al., 2002). En rocas con alto contenido en Ti, por lo general a altas temperaturas, suceden procesos de exsolución, transformando una solución original de titanomagnetita sólida, que es estable a altas temperaturas pero inestables por debajo del punto de solubilización, (Villasante-Marcos & Pavón-Carrasco, 2014).



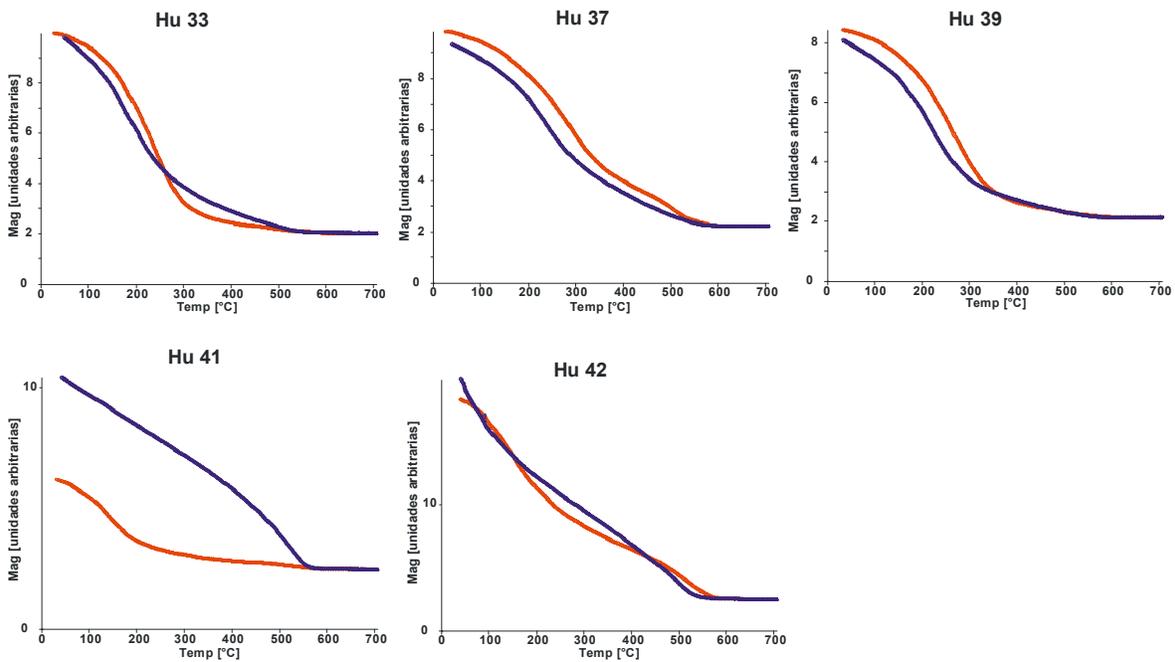


Figura 5.5. Curvas termomagnéticas aplicando un campo de 500 mT, para todos los sitios de la caldera de Los Humeros. Curvas continuas de color rojo y azul (calentamiento y enfriamiento, respectivamente). Nota: las curvas no llegan a una magnetización = 0 por un offset instrumental.

La mayoría de las curvas presenta una tendencia a ser semi-reversibles en los ciclos termomagnéticos (calentamiento y enfriamiento). Muestras con una fase magnética y semi-reversible se clasificaron en el grupo 1A (Tabla 5.1, Figura 5.5 y 5.6) (Hu 8, 10A, 11, 18 y 19), mientras que el grupo 1B (Hu 4, 10, 26 y 31) se caracteriza por tener muestras similares pero con un grado de alteración mayor. Similarmente, las clases 2A (Hu 1, 2, 13, 33, 37, 39 y 42) y 2B (Hu 7, 30, 32 y 41) están representadas por muestras que tienen dos minerales magnéticos con una tendencia semi-reversible e irreversible, respectivamente.

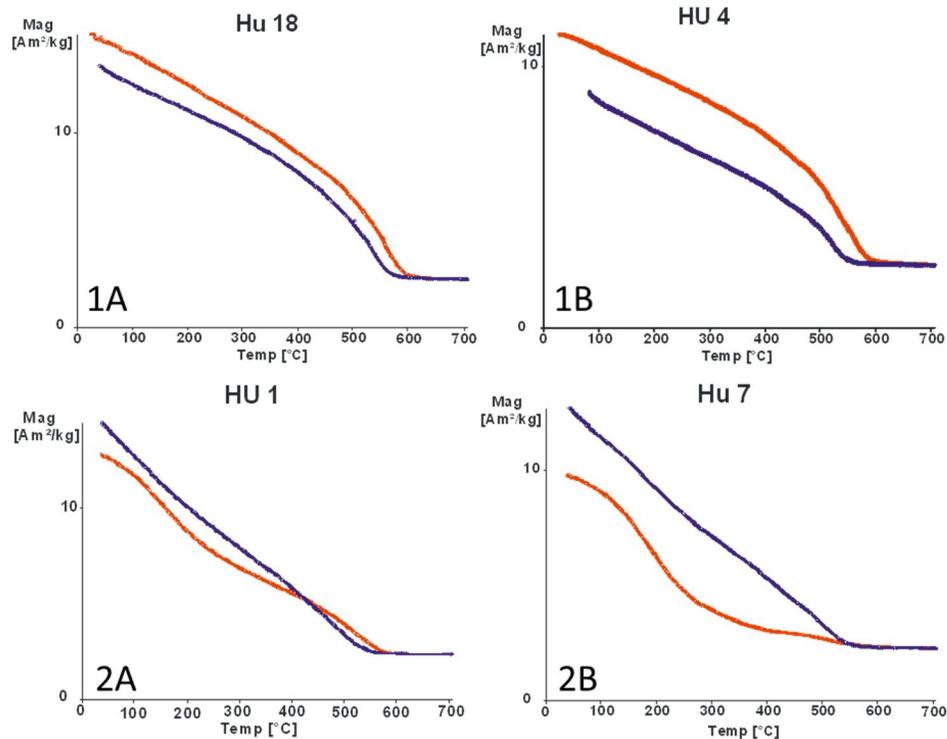


Figura 5.6. Ejemplos representativos de cuatro clases de curvas termomagnéticas. 1A y 1B contienen sólo un mineral magnético, 2A y 2B presentan dos minerales magnéticos. 1A, 2A y 1B, 2B presentan ciclos con una tendencia reversible e irreversible, respectivamente. Curvas continuas de color rojo y azul (calentamiento y enfriamiento, respectivamente). Nota: las curvas no llegan a una magnetización = 0 por un offset instrumental.

Las alteraciones físico-químicas en los minerales de las muestras durante el ciclo térmico (calentamiento, enfriamiento), puede ocasionar una oxidación provocando una menor magnetización (Hu 1, 2, 7, 13, 30, 32 y 41, Figura 5.5) o una exsolución, en la curva de enfriamiento donde la magnetización de las muestras es mucho mayor (Hu 4, 8, 10, 10A, 11, 18, 19, 26, 31, 37 y 39). A medida que avanza la oxidación, la titanomagnetita original se convierte en laminillas de ilmenita inter-crecida con magnetita. Esta oxidación ocurre a altas temperaturas ~600 a 1150 °C (O'Reilly, 1984). En el siguiente capítulo se discutirá más sobre este fenómeno en las muestras.



Tabla 5.1. Parámetros magnéticos de las muestras estudiadas. Las primeras cuatro columnas representan parámetros de histéresis;  $H_c$  (coercitividad),  $H_{cr}$  (coercitividad remanente),  $M_{rs}$  (magnetización remanente de saturación)/ $M_s$  (magnetización de saturación),  $H_{cr}/H_c$ . Las siguientes tres columnas son parámetros de temperatura de Curie ( $T_c$ ), para curvas de calentamiento y enfriamiento, Grupo (ver el texto), temperatura de Curie y el mineral de remanencia correspondiente.

Sitio	Análisis de Histéresis				Grupo	Análisis Termomagnético	
	$H_c$ (mT)	$H_{cr}$ (mT)	$M_{rs}/M_s$	$H_{cr}/H_c$		Baja – Alta $T_c$ (°C)	Portadores de Magnetización
Hu1					2A	280, 577	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu2					2A	236, 570	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu4	23.85	46.40	0.22	1.95	1B	---, 570	Baja-Ti titanomagnetita
Hu7	22.72	53.95	0.32	2.37	2B	220, 545	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu8	11.93	28.82	0.14	2.26	1A	---, 540	Baja-Ti Titanomagnetita
Hu10	16.84	34.30	0.17	2.04	1B	---, 545	Baja-Ti Titanomagnetita
Hu10A	7.79	19.1	0.09	2.45	1A	---, 540	Baja-Ti Titanomagnetita
Hu11	15.20	28.9	0.22	1.90	1A	---, 540	Baja-Ti Titanomagnetita
Hu13	42.13	54.99	0.50	1.31	2A	220, 560	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu18	17.00	29.50	0.29	1.74	1A	---, 580	Magnetita
Hu19	20.60	37.50	0.29	1.82	1A	---, 537	Baja-Ti Titanomagnetita
Hu32	29.57	52.5	0.40	1.78	2B	250, 580	Alta-Ti Titanomagnetita, Magnetita
Hu41	26.22	56.50	0.30	2.15	2B	200, 568	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu37	11.32	25.9	0.18	2.29	2A	320, 529	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu39	23.47	42.60	0.32	1.82	2A	248, 568	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu26	19.97	38.10	0.23	1.91	1B	---, 540	Baja-Ti Titanomagnetita
Hu30	7.97	15.80	0.23	1.98	2B	212, 560	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu31	9.07	16.30	0.23	1.80	1B	---, 544	Baja-Ti Titanomagnetita
Hu33	11.08	22.70	0.22	2.05	2A	300, 542	Alta-Ti Titanomagnetita, Baja-Ti Titanomagnetita
Hu42	11.67	30.40	0.16	2.60	2A	240, 580	Alta-Ti Titanomagnetita, Magnetita



---

Algunos de los métodos magnéticos son sensibles tanto a la composición y el tamaño de grano de los minerales, por ejemplo, los ciclos de histéresis. Otras propiedades, tales como parámetros de red cristalina o la temperatura de Curie, sólo dependen de la composición (Böhnel et al., 2002). A partir de estas propiedades magnéticas se encontró que todos los sitios muestreados de la caldera de Los Humeros cuentan con una estabilidad importante, se caracterizan por tener un dominio preferente del tipo PSD, además de obtener la mineralogía magnética principal en las muestras es de titanomagnetita y/o magnetita (lo que produce una remanencia estable en el tiempo) y todo esto representan buenas condiciones para un estudio paleomagnético.

## **5.2. Direcciones Paleomagnéticas**

En los datos presentados se encuentran las direcciones paleomagnéticas promedio de los 20 sitios muestreados (Tabla 4.1). Para ello se ha incluido un espécimen por núcleo de todos los sitios, tratados por desmagnetización de campos alternos (AF) obteniendo así la magnetización característica (ChRM), y con ella se calculó la dirección media promedio del núcleo y posteriormente la del sitio (Tabla 5.2).

El cálculo de las direcciones vectoriales (declinación e inclinación) se realizó mediante un análisis de componentes principales de magnetización (Figura 5.7). Esto nos ayuda a llegar a la componente primaria que es la componente de magnetización que fue adquirida en el tiempo de la formación del flujo de lava. Para rocas ígneas, la magnetización primaria es la magnetización termoremanente (TRM) adquirida durante el enfriamiento inicial. La dirección de la ChRM se interpretó a partir de los diagramas de desmagnetización de Zijderveld (1967).



---

Se asume que las rocas ígneas obtenidas en esta investigación son recientes (<6.5 ka, Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014), y que durante el transcurso del tiempo desde su formación hasta el presente no han sido sometidas a procesos físicos (exposición a temperaturas superiores a la  $T_c$  de los minerales ferromagnéticos) y/o químicos (procesos asociados a la meteorización como lo son las alteraciones químicas de minerales magnéticos preexistentes que puedan alterar el tamaño del grano o generar nuevos granos gracias a la precipitación de minerales ferromagnéticos), salvo alguna magnetización secundaria que puede ser retirada a partir de ciertos procesos de desmagnetización en el laboratorio.

La Figura 5.7 muestra varios ejemplos representativos de NRM en los diagramas de Zijderveld (1967). La visualización de los diagramas de desmagnetización permite identificar las dos componentes direccionales principales mediante un ajuste por mínimos cuadrados (determinando la línea de mejor ajuste utilizando PMGSC Paleomagnetism Data Analysis 4.2 por muestra). Al analizar las curvas en el diagrama Zijderveld se obtuvo la dirección media para cada núcleo y posteriormente de cada sitio de muestreo por un análisis direccional con la estadística de Fisher (1953) (utilizando Palaeomag-Tools 4.2a) (Tabla 5.2).

Para el sitio Hu 2 el diagrama de desmagnetización (Figura 5.7) presenta más de dos componente en los primeros pasos, mientras que para los sitios Hu 11 y Hu 30 dos componentes y para la el sitio Hu 18 sólo una componente. Las componentes secundarias pueden deberse a distintos factores (por ejemplo a la exposición de campos magnéticos mayores que el CMT, como lo son los rayos por ejemplo Hu10 – 9b, Figura 5.8). Sin embargo, se logró recuperar la ChRM y con ello una línea de ajuste confiable entre los pasos 15 a 100 mT para la obtención de la dirección para cada núcleo (Figura 5.7). Las muestras fueron seleccionadas dependiendo de su comportamiento en el tratamiento de desmagnetización AF, por ejemplo en la Figura 5.8 se tomó la muestra que tiene una dirección definida.

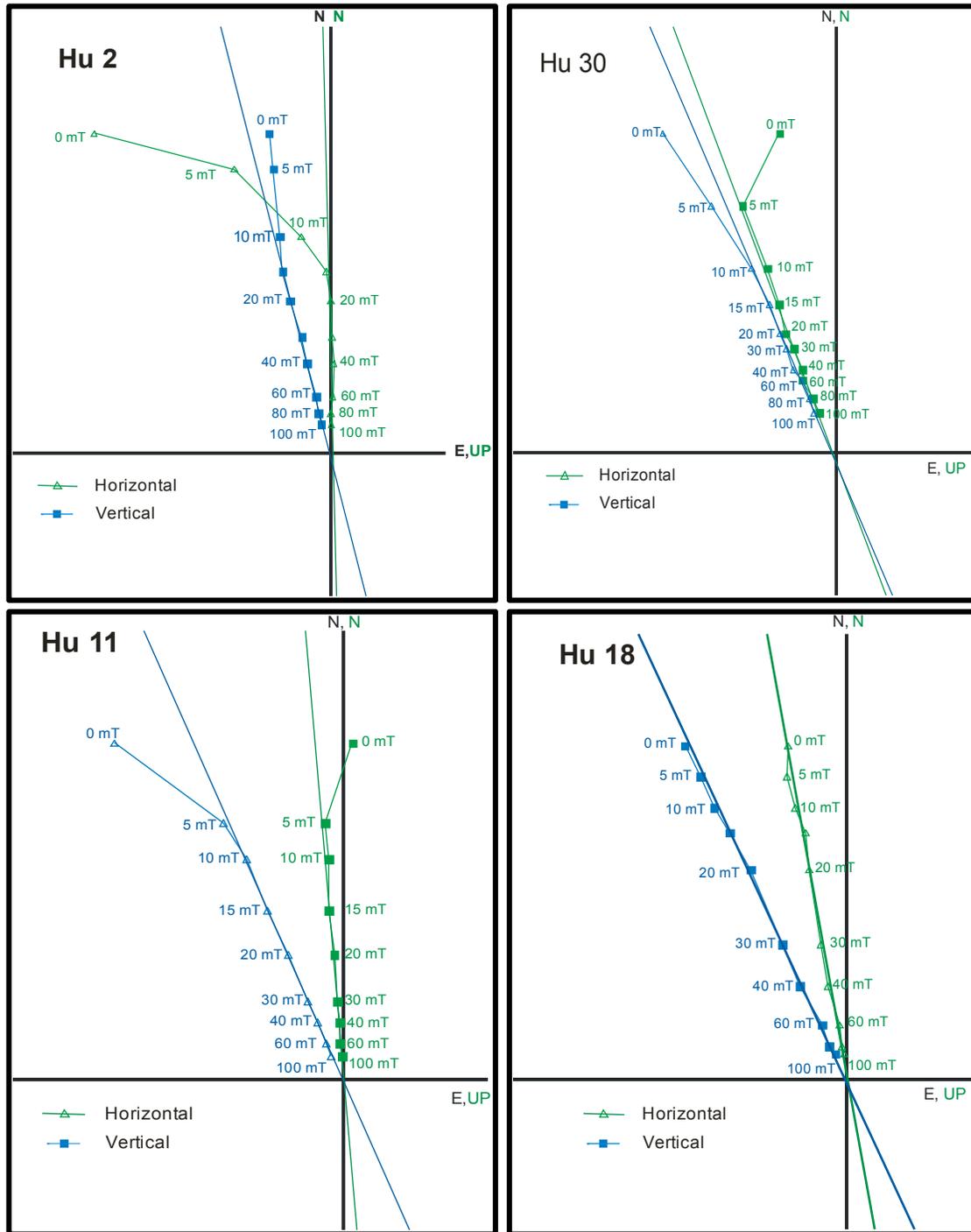


Figura 5.7. Diagramas de Zijderveld que se obtienen por la desmagnetización progresiva de la NRM de muestras representativas. Las proyecciones en el plano horizontal (vertical) se muestran mediante triángulos color verde (cuadrados azules) y para cada una de ellas se realizó el análisis de componentes y se muestran líneas continuas de ajuste para determinar la dirección por núcleo, respectivamente.

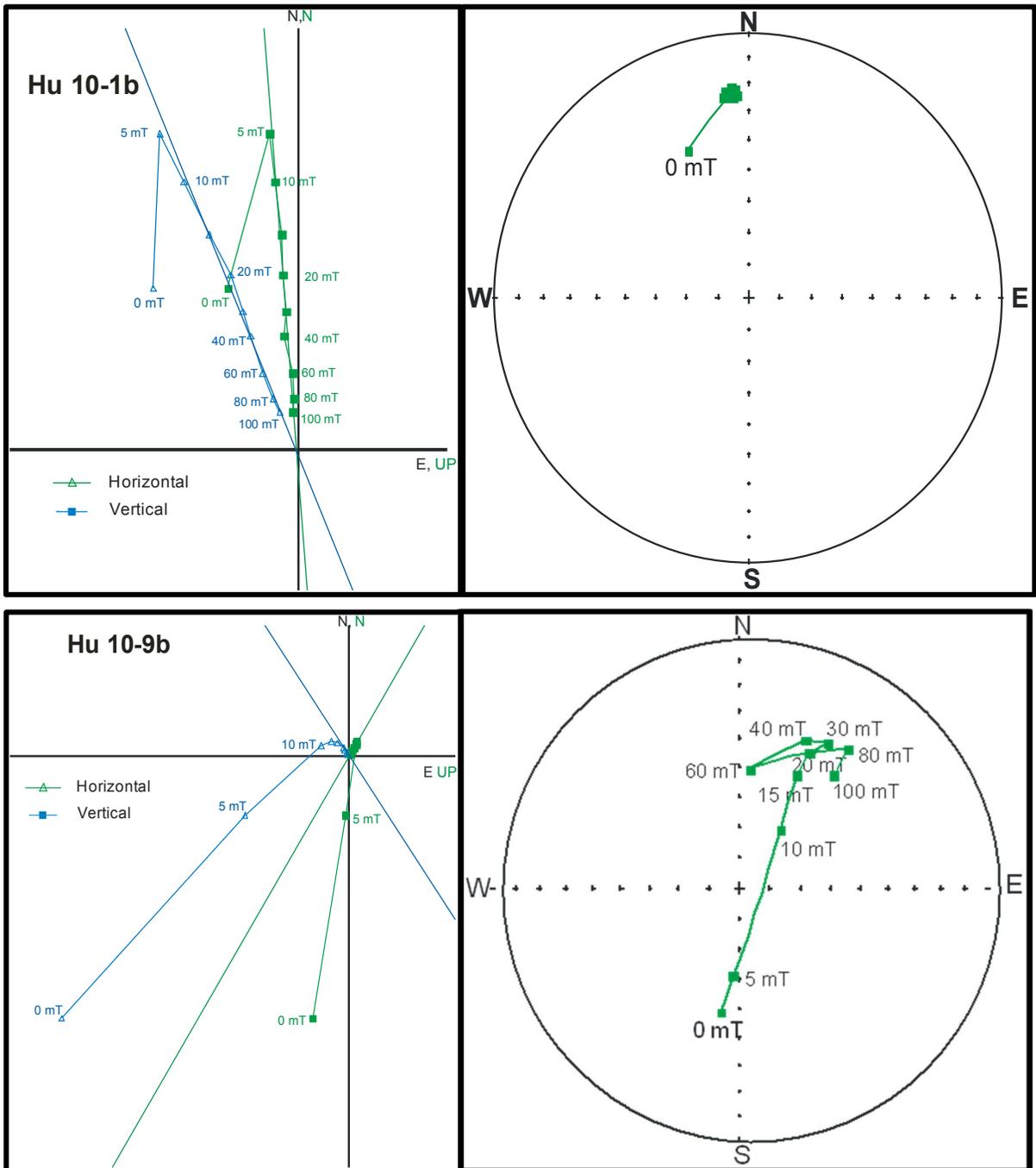


Figura 5.8. Diagramas de Zijderveld y proyección estereográfica, que se obtienen por la desmagnetización progresiva de la NRM de muestras representativas del sitio Hu 10. Las proyecciones en el plano horizontal (vertical) se muestran mediante triángulos color verde (cuadrados azules) y para cada una de ellas se realizó el análisis de componentes y se muestran líneas continuas de ajuste para determinar la dirección por núcleo, respectivamente. En 1b al desmagnetizar la muestra tendió hacia una dirección, mientras que el camino de 9b fue indefinido, por lo cual se descartó de las mediciones.



Tabla 5.2. Direcciones paleomagnéticas por sitio, **n** número total de muestras obtenidas en campo por sitio, **N** número de muestras utilizadas para el estudio por sitio,  $\alpha_{95}$  parámetro de confianza y **k** parámetro de precisión de la estadística de Fisher, declinación e inclinación media.

Direcciones Paleomagnéticas por Sitio						
SITIO	Declinación (°)	Inclinación (°)	$\alpha_{95}$ (°)	k	n	N
HU1	0.5	16	5.4	92	11	9
HU2	359	12.7	3.7	141.94	12	12
HU4	6	16	4.3	141.58	11	9
HU7	3.9	16.6	3.9	201.13	11	8
HU8	3	22.7	4.9	151.4	9	7
HU10	10	12.8	11.8	42.89	10	5
HU10A	0.8	21.5	6.8	67.01	12	8
HU11	354.9	26.6	4.1	139.23	14	10
HU13	357.4	27.9	2.1	553.53	11	10
HU18	350.5	19.3	3.7	154.79	13	11
HU19	353.3	25.7	2.2	420.44	12	11
HU32	4.9	12.4	9.2	32.42	12	9
HU41	11.4	3.5	8.5	26.93	13	12
Hu37	29.5	5	5.6	84.86	13	9
HU39	26.1	14.8	5.7	83.22	11	9
HU26	26	33	14.8	17.49	13	7
HU30	354.3	17.2	10.2	30.2	12	8
Hu31	19.4	14.4	2.9	443.2	12	7
HU33	14.3	11.1	5	95.18	11	10
HU42	6.3	21.3	5.1	117.26	13	8

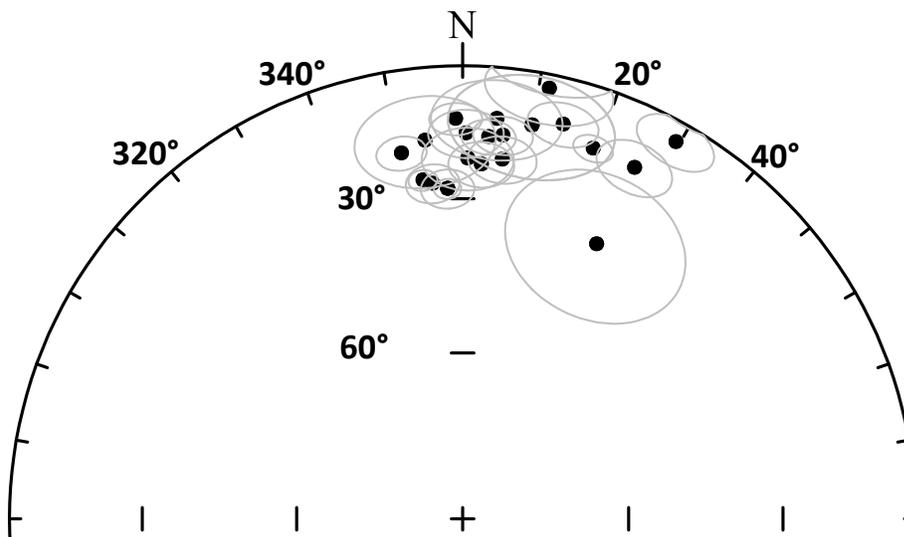


Figura 5.9. Proyección estereográfica de las direcciones medias de los 20 sitios muestreados del centro volcánico de Los Humeros.



El objetivo del estudio paleomagnético que aquí se presenta es obtener información adicional acerca de las propiedades magnéticas al evaluar y combinar distintos experimentos para determinar la edad en que fueron emplazados algunos flujos de lava de la caldera de Los Humeros.

La relación entre la magnetización remanente natural (NRM) y la magnetización inducida (producto de la susceptibilidad y la intensidad de campo magnético de la Tierra), que define al radio Koenisberger (Q) resulta para los diferentes flujos de lava de la caldera de Los Humeros en valores de Q generalmente entre 10 y 100 (Figura 5.2). Estos valores indican una predominancia clara de la magnetización remanente y la utilidad de estas rocas para estudios paleomagnéticos (Clark, 1997).

Los diagramas de Koenisberger nos ayudan a analizar cada sitio y en cada flujo las variaciones de estos parámetros. En condiciones ideales, definidas por una mineralogía magnética homogénea y un registro de TRM también homogéneo, se esperaría encontrar diagramas donde los datos de NRM y la susceptibilidad se concentran, ya que ambos parámetros dependen de la concentración de las partículas magnéticas en la roca. Esto parece ser el caso para los sitios Hu 1, 2, 4, 7, 8, 11, 13, 18, 19, 31, 33, 39 y 41 (Figura 5.1).

Los sitios Hu 30 y 42 presentan datos bastante variados tanto en la susceptibilidad como en la NRM, lo que puede deberse a una concentración variable del material magnético contenido en la muestra y parcialmente a la presencia de componentes secundarios de magnetización (Figura 5.1).



---

Los sitios Hu 10, 10A, 26, 32 y 37 muestran una pequeña variación en la susceptibilidad, sin embargo cuentan con una gran variación en la NRM, lo que entonces no se puede deber a variaciones de la concentración de partículas magnéticas. Una explicación para la presencia de altos valores de NRM es la afectación local de la TRM original por una magnetización isothermal remanente (IRM) producida por relámpagos, que producen una NRM muy alta y un radio de Koenisberger muy alto (Figura 5.1). Se observó que estas muestras también presentan direcciones secundarias aberrantes, como en la Figura 5.8.

Los ciclos de histéresis indican una mineralogía magnética que está dominada por minerales de coercitividad entre 8 – 42 mT y con una magnetización que satura en campos aplicados entre 100 y 300 mT en la mayoría de las muestras. El diagrama de Day implica que las muestras están posicionadas en la región de PSD y algunas ligeramente desplazadas hacia la región SD con un tamaño de grano regular entre 1 – 10  $\mu\text{m}$  (Dunlop, 2002a, b) (Figura 5.4, Tabla 5.1).

Los experimentos termomagnéticos (Figura 5.5, Tabla 5.1) apuntan a grupos de titanomagnetita con diversas concentraciones de titanio y magnetita como los principales minerales magnéticos en las muestras de la caldera de Los Humeros. Con respecto a las curvas termomagnéticas que cuentan con una sola fase magnética, la  $T_c$  del mineral tiende a ser de titanomagnetita de bajo contenido de Ti (Hu 4, 8, 10, 10A, 11, 18, 19, 26 y 31) y temperaturas entre 540 y 580 °C, mientras que aquellas que presentan dos fases tienen una  $T_c$  baja se encuentra entre los 200 y 320 °C e indica la presencia de titanomagnetita con alto contenido de Ti (Hu 1, 2, 7, 13, 30, 32, 33, 39, 41 y 42).



---

Los sitios Hu 4, 8, 10, 10A, 11, 18, 19, 26, 31, 37 y 39 durante los experimentos termomagnéticos muestran una disminución de magnetización al enfriarse a temperatura ambiente, que apunta a la presencia de algún tipo de reacción de oxidación o de inversión de fase mineralógica a una fase magnética de menor magnetización debido al calentamiento a una alta temperatura. Todos los sitios investigados mostraron una alta temperatura de Curie entre 540 y 580 °C, indicando una titanomagnetita de bajo contenido de Ti o magnetita como ya se ha mencionado. Los sitios Hu 1, 2, 7, 13, 30, 32 y 41, muestran una magnetización mayor durante el enfriamiento indicando la existencia de un efecto de alteración térmica.

Las muestras usadas para realizar las curvas termomagnéticas se calentaron desde una temperatura ambiente hasta una temperatura de 700 °C. Se detectaron sólo dos fases: una metaestable que indica una concentración alta de titanomagnetita y una de bajo contenido de Ti, cercana a la composición de la magnetita. La oxidación – oxyexsolución aumenta en la medida en que avanza la oxidación, es decir, la titanomagnetita homogénea originalmente se exsoluciona a ilmenita y magnetita, lo cual va acompañado de un aumento en la coercitividad y una disminución de la susceptibilidad magnética debido a la reducción de tamaño de grano magnéticamente efectivo por el inter-crecimiento de ilmenita con magnetita (O'Reilly, 1984).

La composición y constituyentes de la mineralogía magnética en las rocas ígneas dependen de la composición del magma a partir del cual cristalizan los minerales, la velocidad de enfriamiento, la composición de gases magmáticos y el intercambio con el entorno; su microestructura, tamaño, forma y la orientación de los granos se determinan por estos factores.



Estos factores varían en un sistema con n grados de libertad, lo cual no permite una investigación sistemática. Sin embargo, es posible formular una explicación general simplificada de los distintos caminos por los que los minerales de una roca ígnea pueden transitar (O'Reilly, 1984).

Para la mayoría de las muestras fue posible recuperar la ChRM a partir de la desmagnetización AF, aun en la presencia de magnetizaciones secundarias fuertes. Esto resultó en direcciones medias de sitio bien definidas, con ángulos de confianza  $\alpha_{95} < 6^\circ$  (14 de 20 sitios). Otros sitios presentan una dispersión de la ChRM mayor, con un  $\alpha_{95}$  hasta de  $14.8^\circ$ , y esto generalmente se debe a que en estos sitios no se tuvo acceso a la parte masiva de su interior. Posiblemente ocurrieron movimientos relativos post-enfriamiento de los bloques muestreados.

Veinte sitios fueron muestreados en el centro volcánico de Los Humeros (Tabla 5.2). Mediante la prueba estadística F-test (McFadden & Lowes, 1981) se discriminó la dirección media entre sitios para así conocer si corresponden al mismo flujo. Esto se corroboró con ayuda de imágenes satelitales y con los demás resultados paleomagnéticos.

La prueba estadística F-test cuenta con un 95% de confianza para la evaluación de la dirección media entre dos sitios, lo que permite determinar si son significativamente diferentes. La prueba considera las dos poblaciones de muestras ( $N_1$  y  $N_2$ ), y el parámetro de precisión ( $k_1$  y  $k_2$ ), de la siguiente manera:

Si  $k_1 \neq k_2$  y  $k_1 > k_2$  se tiene:

$$\frac{\frac{k_1}{k_2}((R_1+R_2)^2-R^2)}{2\left((N_1+R_1)+\frac{k_1}{k_2}(N_2+R_2)\right)\left(R_1+\frac{k_1}{k_2}R_2\right)} > \left(\frac{1}{P}\right)^{\frac{1}{(N-2)}} - 1, \quad (6.1)$$



---

Con radio-F  $\sim [2(N_2-1), 2(N_1-1)]$ , grados de libertad.  $N = N_1 + N_2$ ;  $R$  = longitud del vector medio de la población combinada, para un conjunto de direcciones finito de muestras  $k$  puede ser estimado por:

$$k = \frac{N-1}{N-R} \quad (6.2)$$

Al utilizar la prueba F-test se tiene que si F-observada ( $F_O$ ) > probabilidad de F ( $F_P$ ) se tiene el 95% de confianza, de que la diferencia entre los dos conjuntos de datos es significativa por lo tanto las dos direcciones medias no pertenecen a la misma distribución y los sitios pueden corresponder a flujos diferentes.

Para esto se llevó a cabo una primera clasificación a partir de la cercanía de los sitios con ayuda de la imagen satelital (Figura 4.2). Posteriormente se realizó la prueba estadística F-test para determinar si las direcciones medias pertenecen a diferentes distribuciones (Tabla 6.1), estos datos se muestran en la Tabla 6.1. En esta tabla se muestra una primera comparación entre las direcciones medias de los sitios y que se encuentran cercanos que posiblemente pertenezcan al mismo flujo.

En la Tabla 6.1 se han agrupado por color los sitios que se compararon. Para los sitios Hu 1 y 2 la  $F_O < F_P$ , lo que nos indica que sus direcciones medias no pertenecen a diferentes flujos. Esto sucede también para los sitios Hu 4–7, Hu 32–41, Hu 11–13, Hu 10–10A y Hu (10,10A)–8. Ahora para los sitios Hu 18–19 se tiene que  $F_O > F_P$ , lo cual significa que las direcciones medias pertenecen a diferentes flujos. Sin embargo en la imagen satelital (Figura 6.5) se puede observar que se trata del mismo flujo. Se presenta el mismo caso para los sitios Hu 37–39 (Figura 6.6).



---

Una vez obtenidos los primeros datos estadísticos se precedió a realizar una segunda comparación ahora entre los sitios que pertenecen al mismo flujo a partir de las imágenes satelitales (Tabla 6.2). Aquí se compararon los flujos del conjunto Sarabia, Tepeyahualco, El Pájaro y El Frijol.

En el primer conjunto de flujos (Sarabia, Figura 6.4) se encontró que las direcciones medias de los 3 flujos de lava muestreados (Hu 1–2, 4–7 y 32–41) pertenecen a diferentes distribuciones (Tabla 6.2) con una  $F_O > F_P$ . Para el flujo de lava Tepeyahualco (Hu (8–10–10A) – 42) se encontró un  $F_O < F_P$ , lo que indicaría que no se puede discriminar que se trate de flujos diferentes. Al considerar la imagen satelital (Figura 6.7) se aprecia que el flujo Hu 42 fue emplazado antes que el flujo Hu 8–10–10A. En el caso del flujo de lava EL Pájaro (Hu (37–39)–33), se encontró que  $F_O > F_P$ , lo cual revela que se trata de flujos diferentes. Por último, en el caso del flujo de lava El Frijol (Hu 30–31) se obtuvo una  $F_O < F_P$ , lo cual no permite decir que se trata de flujos diferentes pero en la imagen satelital es posible observar que el flujo Hu 31 está estratigráficamente sobre el flujo Hu 30 (Figura 6.4).

A partir de estos resultados se encontraron doce flujos de lava (Tabla 6.3), a los cuales se les calculó la edad de emplazamiento a partir de las direcciones paleomagnéticas recuperadas mediante los experimentos magnéticos descritos. La Figura 6.1 muestra las direcciones medias de estos posibles flujos de lava de la caldera de Los Humeros.



Tabla 6.1. Direcciones paleomagnéticas (**D, I**) por sitio, **n** número total de muestras obtenidas en campo por sitio, **N** número de muestras utilizadas para el estudio por sitio,  $\alpha_{95}$  parámetro de confianza y **k** parámetro de precisión de la estadística de Fisher. **R** longitud del vector medio del sitio, **R<sub>T</sub>** longitud del vector medio de dos sitios, **F<sub>O</sub>** F-Observada, **F<sub>P</sub>** Probabilidad de F. Prueba **F-test** (+) son indistinguibles; (-) se pueden considerar independientes.

Direcciones Paleomagnéticas por Sitio											
SITIO	Declinación (°)	Inclinación (°)	$\alpha_{95}$ (°)	k	n	N	R	R <sub>T</sub>	F <sub>O</sub>	F <sub>P</sub>	F-test
HU1	0.5	16	5.4	92	11	9	8.91304	20.82616	0.055	0.171	-
HU2	359	12.7	3.7	141.94	12	12	11.92250				
HU4	6	16	4.3	141.58	11	9	8.94349	16.90579	0.029	0.221	-
HU7	3.9	16.6	3.9	201.13	11	8	7.96520				
HU32	4.9	12.4	9.2	32.42	12	9	8.75324	20.23664	0.158	0.171	-
HU41	11.4	3.5	8.5	26.93	13	12	11.59153				
HU8	3	22.7	4.9	151.4	9	7	6.96037	19.67264	0.055	0.181	-
HU10	10	12.8	11.8	42.89	10	5	4.90674	12.74737	0.282	0.313	-
HU10A	0.8	21.5	6.8	67.01	12	8	7.89554				
HU42	6.3	21.3	5.1	117.26	13	8	7.94030	-----	-----	-----	
HU11	354.9	26.6	4.1	139.23	14	10	9.93536	19.91402	0.030	0.181	-
HU13	357.4	27.9	2.1	553.53	11	10	9.98374				
HU18	350.5	19.3	3.7	154.79	13	11	10.93540	21.87190	0.291	0.162	+
HU19	353.3	25.7	2.2	420.44	12	11	10.97622				
Hu37	29.5	5	5.6	84.86	13	9	8.90573	17.73774	0.377	0.206	+
HU39	26.1	14.8	5.7	83.22	11	9	8.90387				
HU33	14.3	11.1	5	95.18	11	10	9.90544	-----	-----	-----	
HU30	354.3	17.2	10.2	30.2	12	8	7.76821	-----	-----	-----	
Hu31	19.4	14.4	2.9	443.2	12	7	6.98646	-----	-----	-----	
HU26	26	33	14.8	17.49	13	7	6.65695	-----	-----	-----	



Tabla 6.2. Direcciones paleomagnéticas (**D, I**) por flujo, **n** número total de muestras obtenidas en campo por flujo, **N** número de muestras utilizadas para el estudio por flujo,  $\alpha_{95}$  parámetro de confianza y **k** parámetro de precisión de la estadística de Fisher. **R** longitud del vector medio del flujo, **R<sub>T</sub>** longitud del vector medio de dos flujos, **F<sub>O</sub>** F-Observada, **F<sub>P</sub>** Probabilidad de F. Prueba **F-test** (+) son indistinguibles; (-) se pueden considerar independientes.

Direcciones Paleomagnéticas por Flujo												
Sitio	Flujo	Declinación	Inclinación	$\alpha_{95}$ (°)	k	n	N	R	R <sub>T</sub>	F <sub>O</sub>	F <sub>P</sub>	F-test
HU 1 -- 2	Sarabia 1	359.6	14.1	3	115.05	23	21	20.82616	37.68687	0.150	0.87	+
HU 4 -- 7	Sarabia 2	5	16.3	2.7	169.84	22	17	16.90579				
HU 4 -- 7	Sarabia 2	5	16.3	2.7	169.84	22	17	16.90579	37.03091	0.036	0.087	-
HU 32 -- 41	Sarabia 3	8.6	7.4	6.3	26.2	25	21	20.23664				
HU 32 -- 41	Sarabia 3	8.6	7.4	6.3	26.2	25	21	20.23664	40.88859	0.081	0.78	+
HU 1 -- 2	Sarabia 1	359.6	14.1	3	115.05	23	21	20.82616				
HU 1 -- 2	Sarabia 1	359.6	14.1	3	115.05	23	21	20.82616	61.48780	0.121	0.05	+
HU 4 -- 7	Sarabia 2	5	16.3	2.7	169.84	22	17	16.90579				
HU 32 -- 41	Sarabia 3	8.6	7.4	6.3	26.2	25	21	20.23664	27.60521	0.013	0.122	-
HU 8-10-10A	Tepeyahualco 1	5.2	18.5	4.3	58.04	31	20	19.67264				
HU 42	Tepeyahualco 2	6.3	21.3	5.1	117.26	13	8	7.94030	-----	-----	-----	
HU 11 -- 13	Tenextepec	356.1	27.2	2.2	220.98	25	20	19.91402	-----	-----	-----	
HU 18 -- 19	Los Humeros	351.8	22.5	2.4	163.94	25	22	21.87190	-----	-----	-----	
HU 37 -- 39	El Pájaro 1	27.8	9.9	4.3	64.82	24	18	17.73774	27.47173	0.402	0.122	+
HU 33	El Pájaro 2	14.3	11.1	5	95.18	11	10	9.90544				
HU 30	El Frijol 1	354.3	17.2	10.2	30.2	12	8	7.76821	14.42458	0.171	0.259	-
Hu 31	El Frijol 2	19.4	14.4	2.9	443.2	12	7	6.98646				
HU 26	Cráter Xalapaxco	26	33	14.8	17.49	13	7	6.65695	-----	-----	-----	



Tabla 6.3. Direcciones paleomagnéticas (**D**, **I**) de los 12 flujos encontrados, **n** número total de muestras obtenidas en campo por flujo, **N** número de muestras utilizadas para el estudio por flujo,  $\alpha_{95}$  parámetro de confianza y **k** parámetro de precisión de la estadística de Fisher.

Direcciones Paleomagnéticas por Flujo							
Sitio	Flujo	Declinación	Inclinación	$\alpha_{95}$ (°)	k	n	N
HU 1 -- 2	Sarabia 1	359.6	14.1	3	115.05	23	21
HU 4 -- 7	Sarabia 2	5	16.3	2.7	169.84	22	17
HU 32 -- 41	Sarabia 3	8.6	7.4	6.3	26.2	25	21
HU 8-10-10A	Tepeyahualco 1	5.2	18.5	4.3	58.04	31	20
HU 42	Tepeyahualco 2	6.3	21.3	5.1	117.26	13	8
HU 11 -- 13	Tenextepec	356.1	27.2	2.2	220.98	25	20
HU 18 -- 19	Los Humeros	351.8	22.5	2.4	163.94	25	22
HU 37 -- 39	El Pájaro 1	27.8	9.9	4.3	64.82	24	18
HU 33	El Pájaro 2	14.3	11.1	5	95.18	11	10
HU 30	El Frijol 1	354.3	17.2	10.2	30.2	12	8
Hu 31	El Frijol 2	19.4	14.4	2.9	443.2	12	7
HU 26	Cráter Xalapaxco	26	33	14.8	17.49	13	7

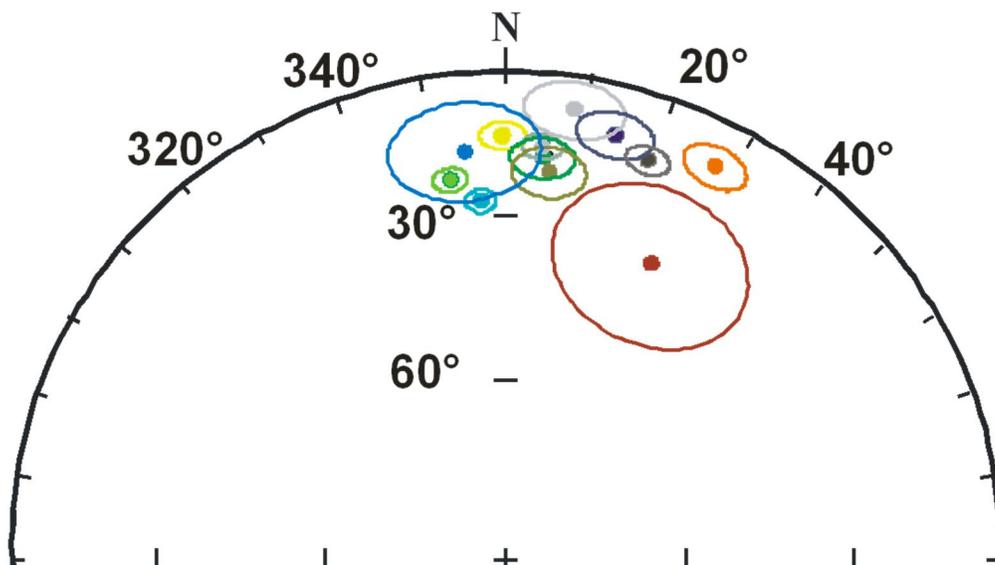


Figura 6.1. Proyección estereográfica de las direcciones medias de los 12 flujos de lava identificados del centro volcánico de Los Humeros.



---

## **Fechaamiento Paleomagnético**

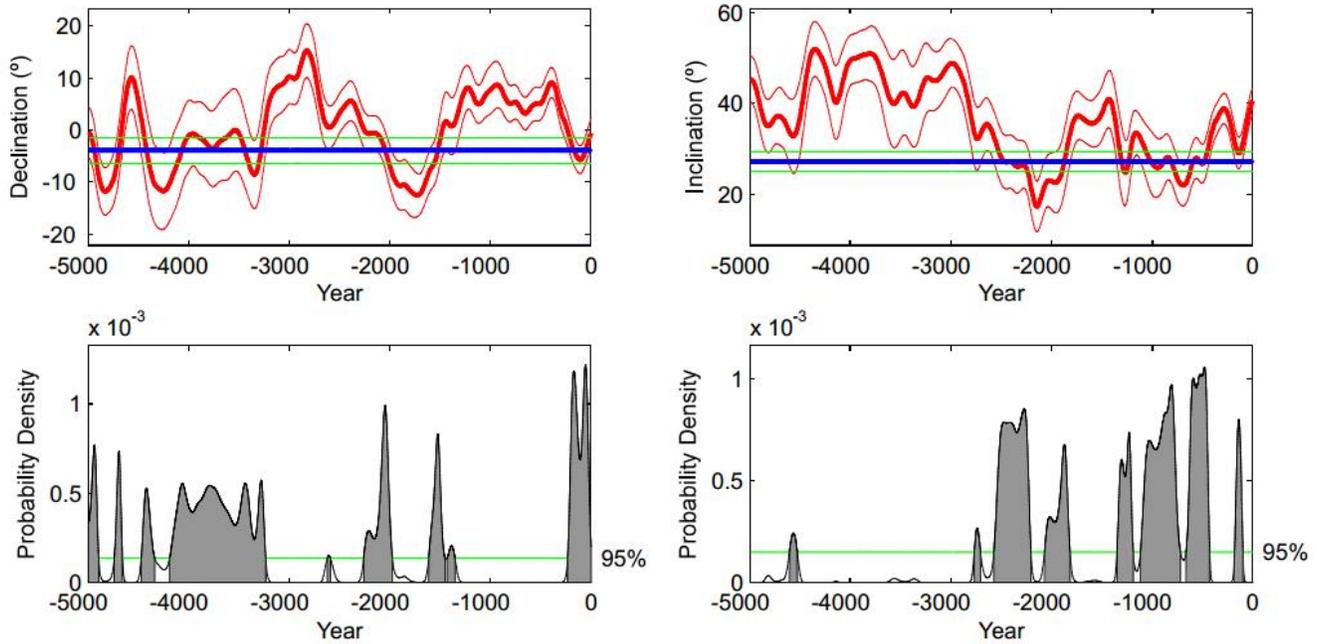
En estudios paleomagnéticos, los parámetros de dirección (declinación e inclinación) son los datos que típicamente se obtienen en el laboratorio. El proceso para obtener información sobre la intensidad es más complicado y requiere mucho tiempo, por lo que no se pudo realizar en este trabajo.

Las direcciones paleomagnéticas obtenidas de los flujos de lava de la caldera de Los Humeros (Tabla 6.3) se han utilizado para el fechaamiento paleomagnético, comparándolas con las curvas de variación secular derivadas del modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014). Aunque el modelo SHA.DIF.14k cubre los últimos 14 000 años, se restringió a un intervalo de tiempo que cubre  $\pm 2\ 500$  años a partir de la edad de  $^{14}\text{C}$  que se tiene ( $3900 \pm 130$ ), que al calibrarla con el software libre Calib.7 (Stuiver, Reimer & Reimer, <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>) arroja un intervalo de [2700 – 2000] AC con un 95% de confianza (Carrasco-Núñez, comunicación personal). Por ello, al utilizar el modelo SHA.DIF.14k se tomó un rango de cinco mil años del 5 000 AC al 0 DC, obteniendo una región bien limitada con una buena cobertura de datos.

La Figura 6.2 muestra el fechaamiento paleomagnético realizado a partir de la dirección promedio del flujo de lava Tenextepc (Hu 11 y 13, Tabla 6.3), que es el flujo de lava al que pertenece el fechaamiento con  $^{14}\text{C}$  con una edad de  $3900 \pm 130$  años AP. Al cotejar con la edad calibrada [2700 – 2000] AC, se obtienen tres posibles edades de emplazamiento para este flujo: [2585 – 2532] AC, [2297 – 2189] AC y [2103 – 1932] AC. La existencia de diversas posibilidades se debe al hecho de que la dirección del campo magnético se puede repetir por el efecto de la variación secular del campo geomagnético durante periodos de cientos a miles de años (Pavón-Carrasco et al., 2014).



**A)**



**B)**

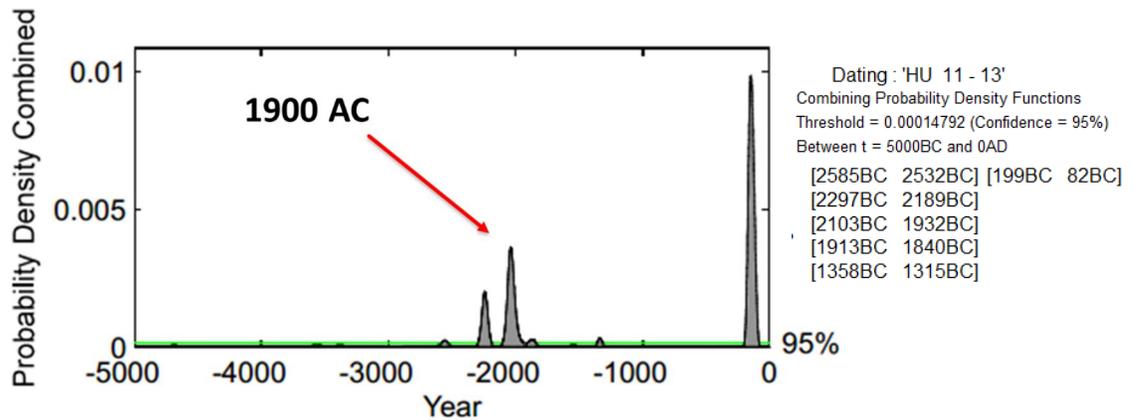
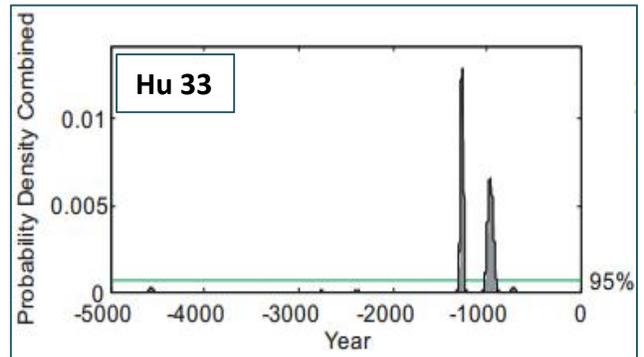
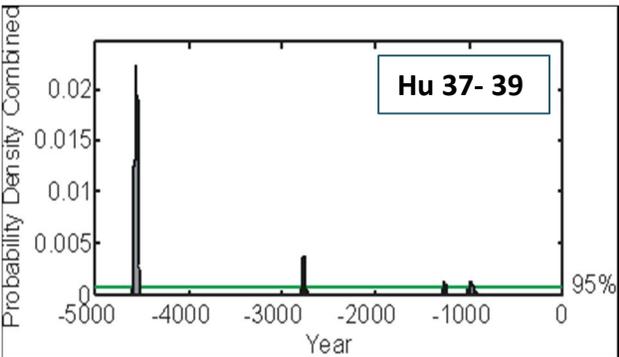
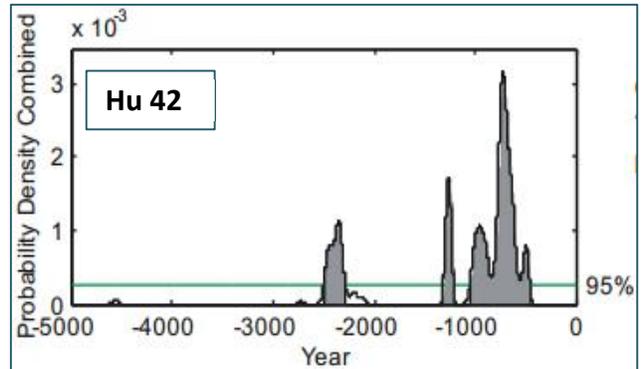
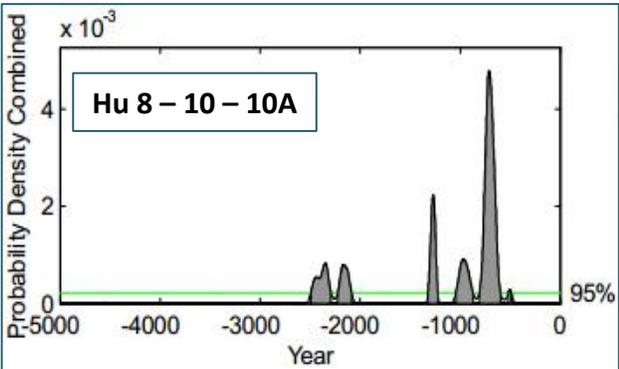
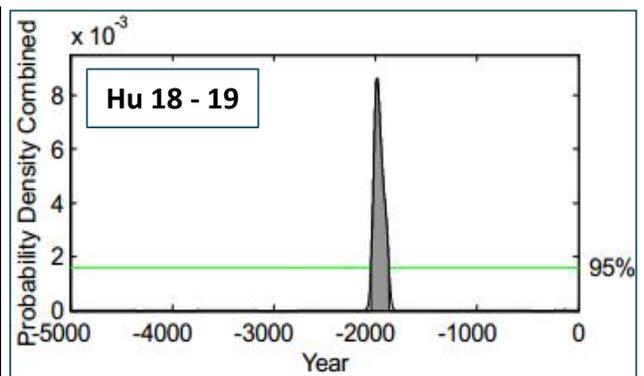
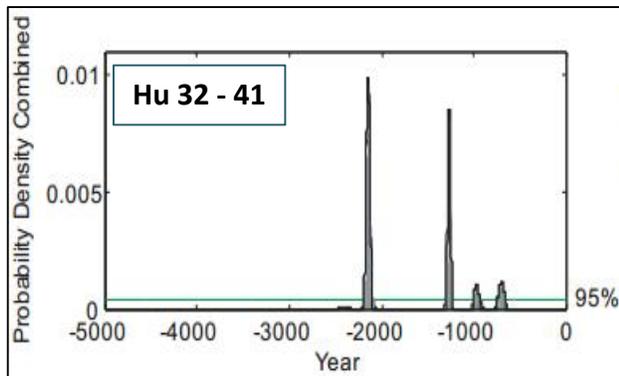
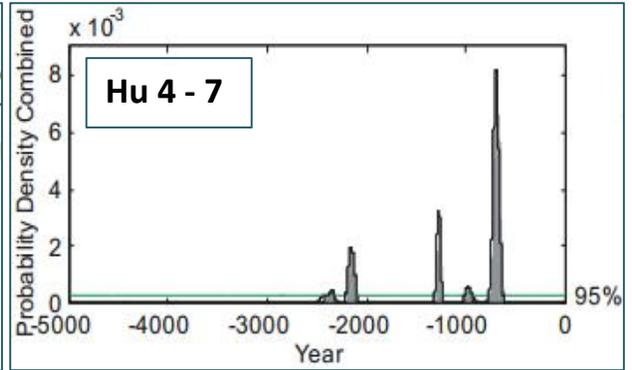
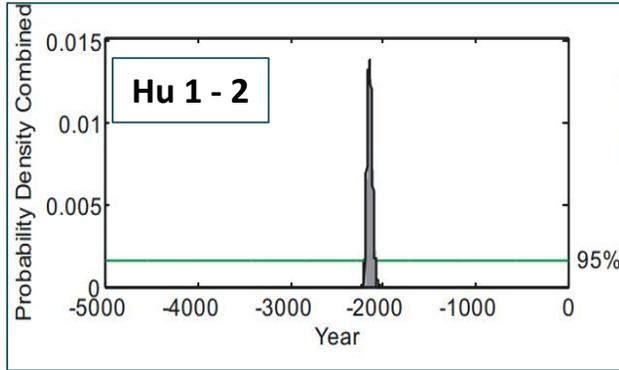


Figura 6.2. Fechamiento paleomagnético del flujo de lava Tenextepec (Hu 11–13) de la caldera de Los Humeros, se calculó la edad más probable utilizando sólo la información del vector de dirección (declinación e inclinación). A) Resultados del fechamiento, curvas maestras de variación paleosecular (pSV) direccional, y el fechamiento paleomagnético. La función individual de densidad de probabilidad condicional (PDF). B) PDF combinado marcado con una línea verde el 95% de confiabilidad; la flecha indica el primer pico que coincide con el fechamiento de <sup>14</sup>C.



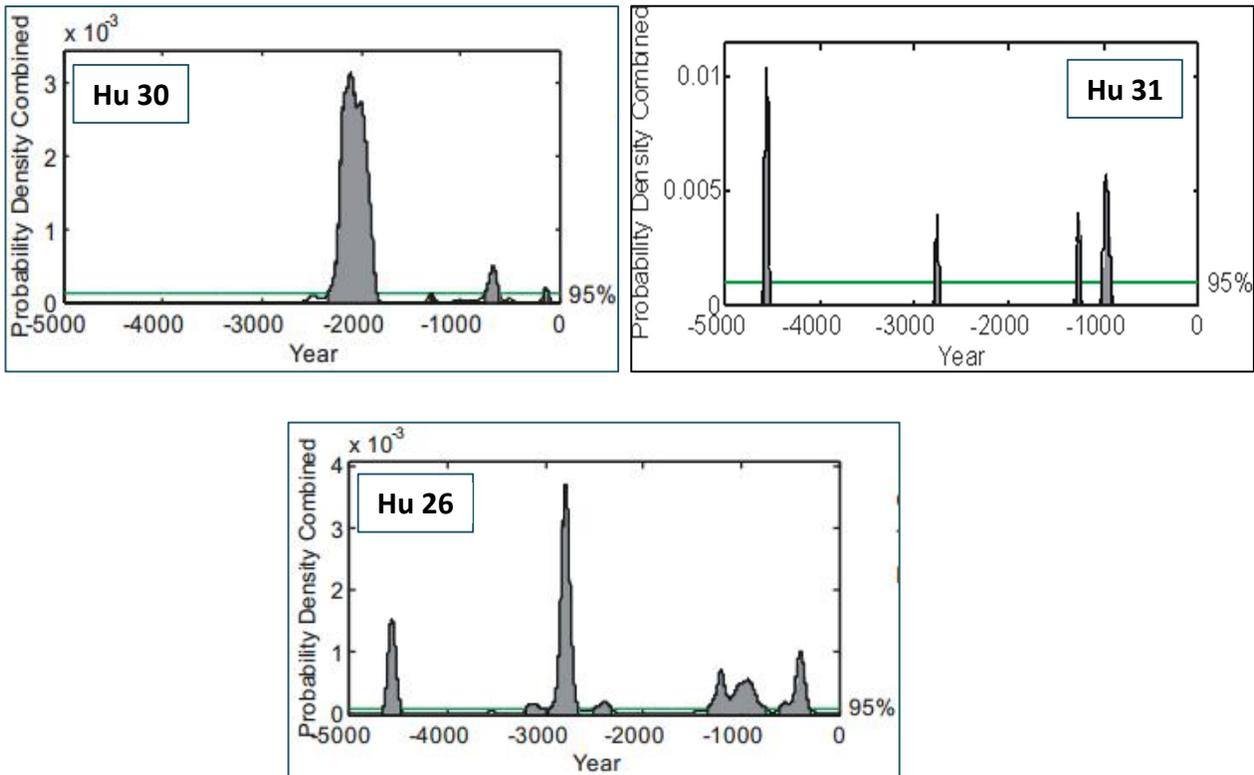


Figura 6.3. Fechamiento paleomagnético de los flujos de lava del centro volcánico de Los Humeros. Las edades probables son todos los picos que se encuentran por arriba del 95% de confiabilidad marcado de color verde.

En la Figura 6.3 se muestran los fechamientos paleomagnéticos con la PDF combinada de cada flujo de lava identificado en la Tabla 6.3, las edades posibles se muestran en la Tabla 6.4 y en el diagrama de la Figura 6.4. Como ya se ha mencionado la existencia de diversas posibilidades en las edades se debe al hecho de que la variación secular del campo geomagnético se repite en el tiempo. Además, de carecer del vector geomagnético completo (D, I, F) ya que no se cuenta con información de la intensidad, se restringe el procedimiento a sólo dos elementos geomagnéticos (D e I). Para discriminar entre las posibles edades (Tabla 6.4) es necesario tener información adicional geológica y/o arqueológica que ayude a una mejor interpretación.



Tabla 6.4. En la primera columna se muestra el código del flujo, la clave del sitio en la segunda columna, el nombre del flujo al que pertenece en la tercera y por último las posibles fechas en las que pudo haber sido emplazado el flujo de lava a partir del fechamiento paleomagnético. En la Figura 6.4 se puede apreciar de mejor manera la información sobre el periodo de emplazamiento de los flujos.

<b>Código de Flujo</b>	<b>SITIO</b>	<b>Nombre del Flujo</b>	<b>Fechamiento Paleomagnético (Años AC)</b>
S1	Hu1 Hu2	Sarabia 1	[2201 – 2085]
S2	Hu4 Hu7	Sarabia 2	[2431 – 2322], [2210 – 2095] [1318 – 1238], [1019 – 933] [775 – 627]
S3	Hu32 Hu41	Sarabia 3	[2198 – 2096], [1309 – 1237] [1010 – 937], [747 – 661]
Tep1	Hu8 Hu10 Hu10A	Tepeyahualco 1	[2492 – 2293], [2224 – 2090] [1319 – 1225], [1042 – 873] [816 – 598], [520 – 484]
Tep2	Hu42	Tepeyahualco 2	[2504 – 2287], [1321 – 1219] [1059 – 464]
Ten	Hu11 Hu13	Tenextepec	[2585 – 2532], [2297 – 2189] [2103 – 1932]
LH	Hu18 Hu19	Los Humeros	[2045 – 1867]
P1	Hu37 Hu39	El Pájaro 1	[4589 – 4525], [2782 – 2750] [1272 – 1250], [993 – 953]
P2	Hu33	El Pájaro 2	[1304 – 1232], [1024 – 902]
F1	Hu30	El Frijol 1	[2338 – 1841], [1308 – 1293] [758 – 612], [162 – 116]
F2	Hu31	El Frijol 2	[4595 - 4529], [2775 – 2739], [1289 – 1242], [1011 – 921]
CX	Hu26	Cráter Xalapaxco	[4655 – 4476], [3198 – 3000] [2961 – 2661], [2505 – 2328] [1343 – 746], [610 – 301]



Una consideración importante que se debe tener en cuenta es que algunos periodos son pequeños (cortos) de algunas decenas de años y debido a las limitaciones de presenta la curva de VS desplegada por el modelo geomagnético SHA.DIF.14k, los fechamientos se agruparían para tener una mejor estimación en la edad de emplazamiento.

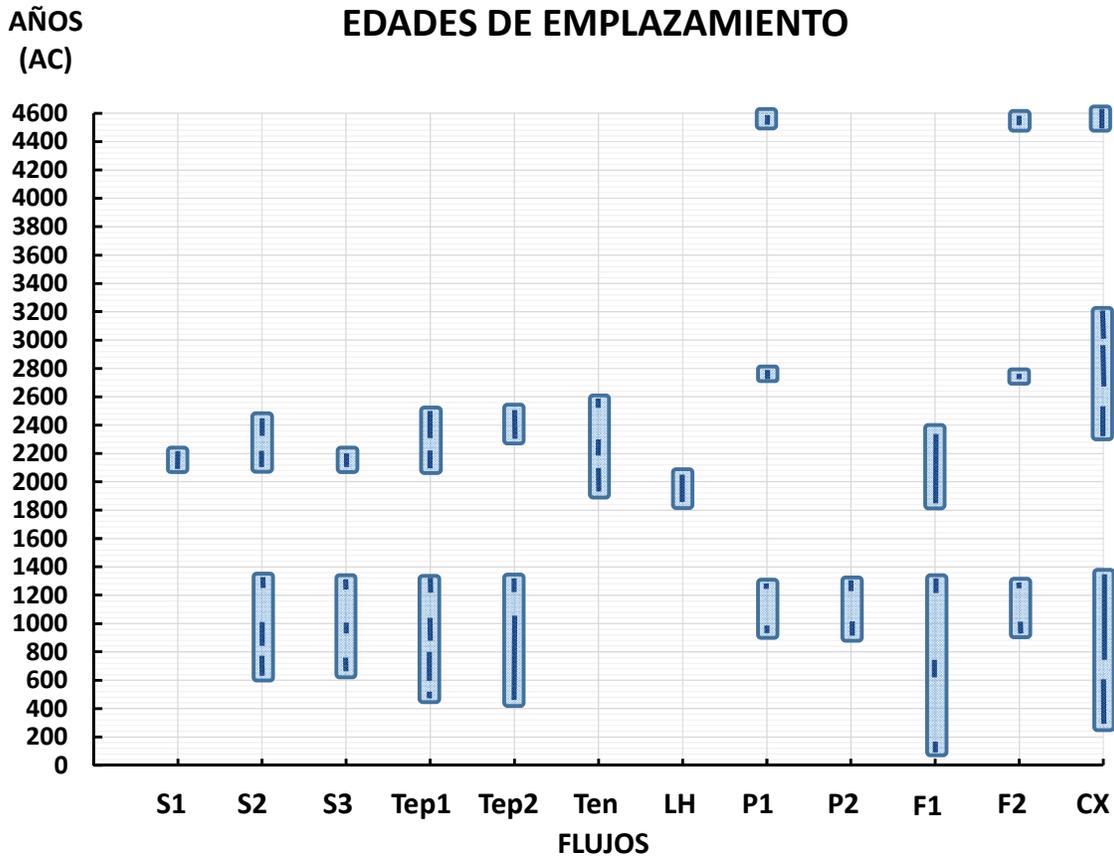


Figura 6.4. En el diagrama se muestran las posibles edades de emplazamiento a partir del fechamiento paleomagnético de los flujos de lava de la caldera de Los Humeros.



---

Ahora se hará una interpretación para tratar de discriminar las edades a partir de todos los resultados obtenidos (magnéticos, estadísticos e imágenes), para postular una edad más precisa de cada flujo de lava de la caldera de Los Humeros, a partir de los fechamientos obtenidos con el modelo global SHA.DIF.14k.

A partir de la prueba estadística que se realizó (Tabla 6.2) se encontró que el flujo de lava Sarabia (Figuras 2.1 y 6.5) está subdividido en tres flujos diferentes: Sarabia 1 (Hu 1 – 2), Sarabia 2 (Hu 4 – 7) y Sarabia 3 (Hu 32 – 41). Los fechamientos paleomagnéticos que arrojó el programa SHA.DIF.14k para este flujo son los siguientes: Sarabia 1 [2201 – 2085] AC, Sarabia 2 [2431 – 2322] AC, [2210 – 2095] AC, [1318 – 1238] AC, [1019 – 933] AC y [775 – 627] AC y Sarabia 3 [2198 – 2096] AC, [1309 – 1237] AC, [1010 – 937] AC y [747 – 661] AC (Tabla y Figura 6.4). En la Figura 6.5, podemos ver que los flujos Sarabia 1, 2 y 3 provienen de la misma fuente de emisión. Por el tipo de morfología y la estratigrafía primero se emplazó el flujo Sarabia 1, posteriormente el flujo Sarabia 2 y por último el flujo Sarabia 3 (Carrasco-Núñez, comunicación personal).

El flujo Sarabia 1 presenta una edad de emplazamiento máxima encontrada a partir del fechamiento paleomagnético de [2201 – 2085] AC, con esta edad tenemos un rango máximo para los otros dos flujos (Sarabia 2 y 3) y un intervalo de poco más de 100 años, tiempo suficiente para el emplazamiento de los flujos de lava provenientes de la misma fuente siendo ésta un cono de escoria monogenético. Al comparar con las demás edades posibles de los otros dos flujos encontramos edades similares de emplazamiento. En el caso del flujo Sarabia 2 se obtuvo una edad de [2210 – 2095] AC y para el de Sarabia 3 de [2198 – 2096] AC, las cuales coinciden con el periodo de emplazamiento para el flujo Sarabia 1. Es decir, este conjunto de flujos fue formado entre [2210 – 2085] AC.



Figura 6. 5. Imagen satelital del flujo de lava Sarabia (Hu 1, 2, 4, 7, 32 y 41) y del flujo de lava El Frijol (Hu 30 y 31). Sitios de muestreo marcados en color amarillo, círculos de color rojo indican posibles fuentes de emisión de los flujos de lava (imagen digital 2016, Google Earth).

En el caso de los sitios pertenecientes al flujo de lava El Frijol (Hu 30 y 31), la prueba estadística indica que no es posible distinguir entre estos dos sitios, posiblemente debido a que el sitio Hu 30 posee una dispersión considerable en la  $\chi$  vs NRM (Figura 5.1). Sin embargo, al ver la Figura 6.5 se observa que el sitio Hu 30 (El Frijol 1) está bajo del sitio Hu 31 (El Frijol 2) siendo este último más reciente. Además de poder observar el contacto estratigráfico entre ambos flujos en campo. El Frijol 1 cuenta con los siguientes posibles periodos de emplazamiento: [2338 – 1841] AC, [1308 – 1293] AC, [758 – 612] AC, [162 – 116] AC y el Frijol 2: [4595 – 4529] AC, [2775 – 2739] AC, [1289 – 1242] AC, [1011 – 921] AC. Como en el caso anterior ambos flujos proceden de la misma fuente por lo cual deben de ser flujos que se formaron casi simultáneamente durante un pequeño lapso de tiempo (Carrasco-Núñez, comunicación personal).



En consecuencia, el flujo El Frijol 1 fue emplazado antes y no puede ser más reciente que el flujo El Frijol 2. Además, ambos comparten el mismo punto de emisión y periodos temporales de emplazamiento cercanos. La edad paleomagnética de emplazamiento del Frijol 1 es [1308 – 1293] AC y la del El Frijol 2 en [1289 – 1242] AC.

El flujo de lava Tepeyahualco (Figura 6.6) está formado por varios flujos parcialmente sobrepuestos distinguibles en la imagen satelital. En este conjunto de flujos se colectaron muestras en los sitios Hu 8, 10, 10A y 42. Los sitios 10 y 10A se encuentran en el mismo punto. Ahí se colectaron muestras en dos ocasiones porque algunas muestras del sitio Hu 10 no presentaban datos estadísticos satisfactorios. Al agregar las mediciones de Hu 10A se logró aumentar la cantidad de datos y al hacer la prueba estadística junto con los datos del sitio Hu 8 se logró confirmar que se trata del mismo flujo, como lo muestra la Figura 6.6. Al comparar con el sitio Hu 42 y realizar la prueba F-test no se logran diferenciar estos flujos, mismos que tampoco se distinguen en la imagen por su morfología. Esto se debe probablemente a que estos flujos son prácticamente contemporáneos y a que sus tiempos de emplazamiento fueron bastante cortos.



Figura 6.6. Imagen satelital del flujo de lava Tepeyahualco. Los sitios de muestreo están marcados en amarillo (Hu 8-10-10A y 42), y el círculo rojo indica la posible fuente de emisión del flujo de lava (imagen digital 2016, Google Earth).



---

Además, de que en el experimento de NRM vs susceptibilidad, los datos de Hu 42 resultaron bastante dispersos (Figura 5.1), por lo cual se decidió realizar por separado los fechamientos de los flujos de lava Tepeyahualco. Así se obtuvieron Tepeyahualco 1 formado por los sitios Hu 8-10-10A y Tepeyahualco 2 formado por el sitio Hu 42.

El flujo Tepeyahualco 2 es el más antiguo de esta zona, lo cual también se refleja en su morfología en campo. Además, estratigráficamente se encuentra por debajo de tres derrames posteriores a su formación, siendo el flujo más reciente el que contiene a los sitios Hu 8-10-10A, lo que indicaría que son flujos que proceden de la misma fuente y que el periodo de su formación es cercana (Carrasco-Núñez, comunicación personal). Para Tepeyahualco 2 se determinaron las siguientes edades de emplazamiento [2504 – 2287] AC, [1321 – 1219] AC y [1059 – 464] AC, mientras que para el flujo Tepeyahualco 1 las edades determinadas son [2492 – 2293] AC, [2224 – 2090] AC, [1319 – 1225] AC, [1042 – 873] AC, [816 – 598] AC y [520 – 484] AC.

En otras palabras, el flujo de lava Tepeyahualco está integrado por una secuencia de varios flujos, que fue emplazada de manera continua en un lapso de tiempo breve. Quizá hubo un breve intervalo de reposo para generar el flujo más distante (Hu 8-10) que pudo deberse a una reinyección, además de ser contemporáneo al flujo de lava Tenextepac (este flujo se describirá a continuación) (Carrasco-Núñez, comunicación personal).

Teniendo esto en mente al comparar los periodos de emplazamiento, su formación posiblemente ocurrió entre [2504 – 2287] y [2492 – 2293] AC para Tepeyahualco 2 y 1 respectivamente, durante un intervalo de 200 años que permitiría perfectamente la formación de esta secuencia de flujos.



El flujo de lava Tenex-tepec (Hu 11 y 13, Figura 6.7) es el flujo de lava que se fechó con  $^{14}\text{C}$  con una edad máxima de  $3900 \pm 130$  años AP. Si se considera un error menor ( $\sim \pm 50$  años) la calibración arroja un intervalo temporal de [2490 – 2270] AC, el cual coincide bastante bien con la edad de emplazamiento [2297 – 2189] AC obtenida con el modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k.



Figura 6.7. Imagen satelital del flujo de lava Tenex-tepec. Los sitios de muestreo están marcados con amarillo (Hu 11–13), el círculo de rojo indica la posible fuente de emisión del flujo de lava (imagen digital 2016, Google Earth).

Con respecto al emplazamiento del flujo de lava El Pájaro (Hu 33 y 37–39, Figura 6.8) se determinó mediante la prueba estadística F-test que las direcciones de los sitios Hu 37 y 39 son diferentes. Tal vez el sitio Hu 37 cuenta con una dispersión grande en la NRM debido al efecto de un rayo, como ya se mencionó anteriormente (Figura 5.1). Además, el sitio Hu 37 podría estar un poco desplazado con respecto a su posición original de emplazamiento. Al observar la imagen satelital (Figura 6.8) ambos sitios pertenecen al mismo flujo de lava, por lo cual se optó por juntar las direcciones medias de ambos sitios y realizar el fechamiento paleomagnético.



El sitio Hu 33 corresponde a un flujo cercano (Figura 6.8). Ambos flujos (Hu 33 y 37–39) tienen la misma composición química y están emplazados estratigráficamente por arriba de la toba Cuicuiltic (~4 500 AC). Además, el flujo Hu 33 se encuentra encima del flujo de lava Tepeyahualco (Carrasco-Núñez, comunicación personal). Para realizar los fechamientos paleomagnéticos, se analizaron las muestras de Hu 37–39 (El Pájaro 1) y Hu 33 (El Pájaro 2).

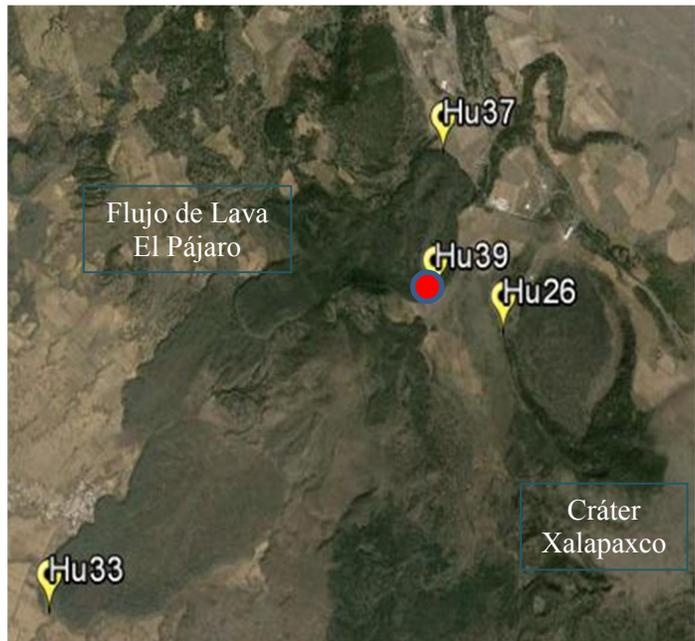


Figura 6.8. Imagen satelital del flujo de lava El Pájaro (Hu 33, 37–39) y el Cráter Xalapaxco (Hu 26). Sitios marcados en amarillo denotan puntos de muestreo, círculos en rojo posible fuente de emisión del flujo de lava (imagen digital 2016, Google Earth).

Se aplicó la prueba estadística entre El Pájaro 1 y 2 y las direcciones medias resultaron diferentes (Tabla 6.2), lo cual concuerda con las observaciones morfológicas y estratigráficas del lugar (Figura 6.8). Al realizar el fechamiento paleomagnético de cada flujo se encontró que El Pájaro 1 tiene los siguientes periodos de emplazamiento: [4589 – 4525] AC, [2782 – 2750] AC, [1272 – 1250] AC y [993–953]AC; mientras que las de El Pájaro 2 son: [1304–1232] AC y [1024–902] AC.

Es posible que estos flujos se hayan formado en un mismo periodo de emplazamiento y provengan de fuentes de emisión diferentes pero cercanas. Se puede suponer que estos flujos se formaron en el mismo periodo de actividad volcánica posiblemente al mismo tiempo que el flujo de lava El Frijol por lo que El Pájaro 1 y 2 se emplazaron entre [1272 – 1250] AC y [1304 – 1232] AC, respectivamente (Figura 6.8).



---

Para el flujo de lava proveniente del cráter Xalapaxco (Figura 6.8) existen diferentes y posibles periodos de emplazamiento que incluyen: [4655 – 4476] AC, [3198 – 3000] AC, [2961 – 2661] AC, [2505 – 2328] AC, [1343 – 746] AC y [610 – 301] AC. En este caso, al analizar todos los datos de los experimentos magnéticos realizados, se observó que en la  $\chi$  vs NRM los valores de NRM son altos y muy dispersos, al igual que los valores de Q. De esta manera, al calcular la dirección paleomagnética se obtuvo la mayor  $\alpha_{95}$  con  $14.8^\circ$  y con un parámetro de precisión bastante bajo (17.5). A pesar de esto se obtuvieron edades de emplazamiento similares a los otros flujos.

La edad del flujo del cráter Xalapaxco no puede ser mayor a los 4500 AC, cuando se formó la toba Cuicuiltic. Posiblemente fue emplazado en el periodo de la formación del Flujo de Los Humero (que se describirá a continuación) ya que ambos cuentan con una composición similar (Carrasco-Núñez, comunicación personal). Sin embargo esto son meras conjeturas. Se tendrían que realizar experimentos adicionales (paleointensidades) para tratar de encontrar su periodo de formación.

Ahora, al comparar con los demás flujos se encontró que no puede haberse formado antes de 2500 años AC, ni después de 600 años AC que son las edades máxima y mínima de emplazamiento de los demás flujos de lava. Por ello se considera que su formación posiblemente ocurrió en los periodos [2505 – 2328] AC y [1343 – 746] AC, y si se considera su similitud con el flujo Los Humeros, el periodo de emplazamiento podría ser [2505 – 2328] AC.



Por último, la prueba estadística F-test para el flujo de lava Los Humeros (Hu 18–19, Figura 6.9) arrojó que las direcciones medias entre los sitios Hu 18 y 19 son diferentes. No obstante como se puede apreciar en la imagen, ambos sitios pertenecen al mismo flujo de lava. Entonces se optó por realizar el fechamiento paleomagnético al juntar ambas direcciones medias y se obtuvo una sola posible edad de emplazamiento entre [2045 – 1867] AC.

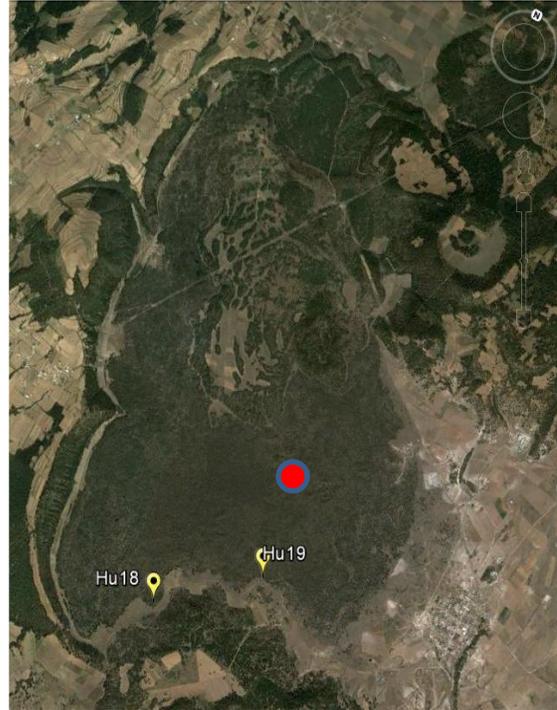


Figura 6.9. Imagen satelital del Flujo de Lava Sarabia (Hu 1, 2, 4, 7, 32 y 41) y el Flujo de lava El Frijol (Hu 30 y 31). Los sitios marcados con amarillo son puntos de muestreo y el círculo rojo indica la posible fuente de emisión del flujo de lava (imagen digital 2016, Google Earth).

A partir de la interpretación de los datos se obtienen dos periodos principales durante los que se emplazaron estos flujos de lava. El primer periodo comprende los años [2500 – 1900] AC y el segundo los años [1300 – 1200] AC como se puede observar en las Tablas 6.5 y 7.1 y la Figura 6.10.



Tabla 6.5. En la primera columna se muestra el código del flujo, en la segunda columna clave del sitio, el nombre del flujo de lava en la tercera columna y el rango de edad en la que se estima que fueron emplazados los flujos en la última columna.

<b>Código del Flujo</b>	<b>SITIO</b>	<b>Nombre del Flujo de Lava</b>	<b>Fechaamiento Paleomagnético (Años AC)</b>
S1	Hu1 Hu2	Sarabia 1	[2201 – 2085]
S2	Hu4 Hu7	Sarabia 2	[2210 – 2095]
S3	Hu32 Hu41	Sarabia 3	[2198 – 2096]
Tep1	Hu8 Hu10 Hu10A	Tepeyahualco 1	[2492 – 2293]
Tep2	Hu42	Tepeyahualco 2	[2504 – 2287]
Ten	Hu11 Hu13	Tenextepec	[2297 – 2189]
LH	Hu18 Hu19	Los Humeros	[2045 – 1867]
P1	Hu37 Hu39	El Pájaro 1	[1272 – 1250]
P2	Hu33	El Pájaro 2	[1304 – 1232]
F1	Hu30	El Frijol 1	[1308 – 1293]
F2	Hu31	El Frijol 2	[1289 – 1242]
CX	Hu26	Cráter Xalapaxco	[2505 – 2328]

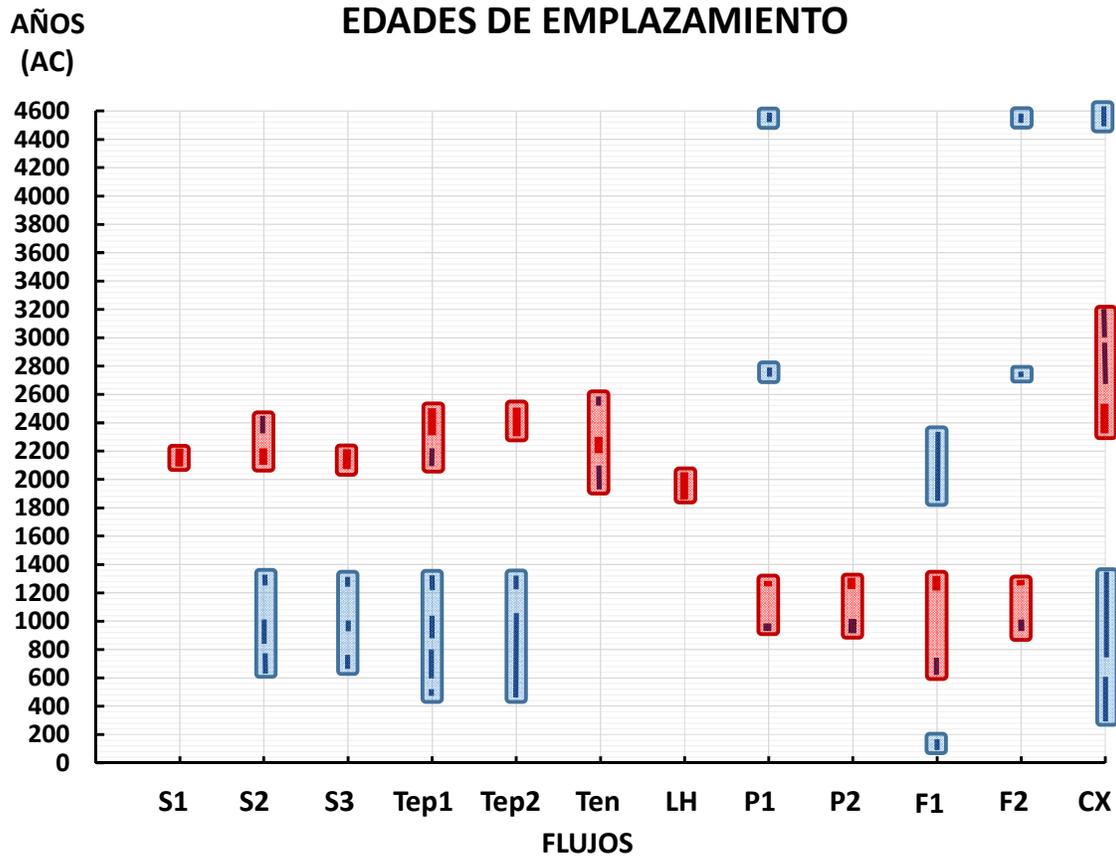


Figura 6.10. En el diagrama se muestran las posibles edades de emplazamiento a partir del fechamiento paleomagnético de los flujos de lava de la caldera de Los Humeros. Las barras de color rojo indican es el periodo de emplazamiento de los flujos de lava a partir de la interpretación que se realizó en esta sección.



## 7. CONCLUSIÓN

---

El presente estudio paleomagnético proporciona información sobre el campo magnético del pasado y propiedades magnéticas de 20 sitios muestreados de flujos de lava del centro volcánico de Los Humeros. Con estos se pueden determinar las edades de emplazamiento de los flujos de lava y así contribuir al conocimiento de la evolución reciente que ha tenido este centro volcánico.

Con ayuda de las propiedades magnéticas se verificó que los sitios estudiados cuentan con una gran estabilidad, la mineralogía magnética presente en las muestras es titanomagnetita y/o magnetita, con un dominio magnético preferente tipo PSD, lo que proporciona una remanencia estable en el tiempo y representan buenas condiciones para su estudio paleomagnético.

Se estimó la edad de 12 flujos de lava del centro volcánico de Los Humeros. Para su fechamiento paleomagnético sólo se consideraron dos componentes del vector geomagnético (declinación e inclinación) al utilizar el modelo geomagnético mundial SHA.DIF.14k. En algunos flujos de lava se obtuvieron varios posibles intervalos de emplazamiento. En estos casos se podría refinar su fechamiento, en trabajos futuros, si además se determina la componente de paleointensidad en las muestras obtenidas.

El único flujo de lava fechado por el método de radiocarbono es el Tenextepc. Su edad paleomagnética es similar a su edad  $^{14}\text{C}$  calibrada. A partir de esta fecha se eligió un intervalo de tiempo para determinar paleomagnéticamente la edad de los demás flujos y se encontraron dos periodos principales de emplazamiento de los flujos de lava del centro volcánico de Los Humeros (Tabla 7. 1).



Se puede concluir que este método es eficiente y puede ser utilizado como una técnica complementaria para fechamientos y así contribuir al mejor conocimiento de la evolución de este centro volcánico.

En un futuro, se podría completar el vector geomagnético (obtener la paleointensidad), para poder discriminar de mejor manera los intervalos de edad propuestos para el emplazamiento de los flujos de lava de la caldera de Los Humeros.

Tabla 7. 1. La tabla muestra la clave del sitio (primera columna), en la segunda columna el nombre del flujo de lava al que pertenece ordenado del flujo más antiguo al más reciente a partir de la edad encontrada con ayuda del modelo geomagnético SHA.DIF.14k y la interpretación que se realizó. La tercera columna muestra el periodo en que se emplazaron los flujos de lava de la caldera de Los Humeros.

<b>SITIO</b>	<b>Nombre del Flujo de Lava</b>	<b>Periodo de Formación (Años AC)</b>
Hu 42 Hu 8-10 Hu 26 Hu 11-13 Hu 1-2 Hu 4-7 Hu 32-41 Hu 18-19	Tepeyahualco 2 Tepeyahualco 1 Cráter Xalapaxco Tenextepec Sarabia 1 Sarabia 2 Sarabia 3 Los Humeros	[2500 – 1900]
Hu 37-39 Hu 33 Hu 30 Hu 31	El Pájaro 1 El Pájaro 2 El Frijol 1 El Frijol 2	[1300 – 1200]



## 8. BIBLIOGRAFÍA

---

- Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism. Blackwell Scientific Publications. Cambridge. pp. 1 – 297.
- Böhnell, H. & Molina-Garza, R.S., 2002. Secular variation in Mexico during the last 40,000 years. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 133, 99 – 109.
- Böhnell, H., McIntosh, G., and Sherwood, G., 2002. A parameter for the irreversibility of thermomagnetic curves. *Physics and Chemistry of the Earth*. 27, 1305–1309.
- Carrasco-Núñez, G. & Branney, M. J., 2005. Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, v. 68, pp. 3-20.
- Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M.J., Norry, M., Willcox, C., 2012. Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intraplinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 124; no. 11/12; p. 1793–1809; doi: 10.1130/B30501.1.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M.H., Riggs, N.R., Zimmer, B., A., De León, L., López, M. 2014. Contrasting eruptive styles of late Pleistocene-to-Holocene monogenetic volcanism from maars to domes in the Serdán-Oriental basin, eastern Mexican Volcanic Belt. *IAVCEI – 5IMC*. pp. 1 – 5.
- Carrasco-Núñez, G., Arzate, J., Bernal, J. P., Carrera, J., Cedillo, F., Davila-Harris, P., Hernández, J., Hurwitz, S., Lermo, J., Levresse, G., López, P., Manea, V., Norini, G., Santoyo, E., Willcox, C., 2015. A new geothermal exploration program at Los Humeros volcanic and geothermal field (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*. p. 1 – 9.
- Clark, D., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geologic interpretation of magnetic surveys, *AGSO Journal Australian Geology and Geophysics*, 17, 83–103.



- 
- Costanzo-Alvarez, V. & Dunlop, D.J., 1988. Paleomagnetic evidence for post-2.55-Ga tectonic tilting and 1.1-Ga reactivation in the southern Kapuskasing Zone, Ontario, Canada, *J. Geophys. Res.*, 93, 9126–9136.
- Dávila-Harris, P. & Carrasco-Núñez, G. 2014. An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *J Volcanology and Geothermal. Res.* 271, 24-42.
- Dunlop, D.J., 2002a. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.*, 107 (B3), 2056, doi:10.1029/2001JB000486.
- Dunlop, D. J. 2002b, 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*, 107(B3), 5/1–5/15.
- Dunlop, D. J., and Özdemir, O., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*, Cambridge University Press, New York. Chapter 1–4.
- Dunlop, D. J., and Özdemir, O., Costanzo-Alvarez, V., 2010. Magnetic properties of rocks of Kapuskasing uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies. *Geophys. J. Int.* 183, 645–658.
- Espinasa-Pereña, R & Diamant, R. 2010. Tzinacamoztoc, possible use of a lava tube as a zenithal observatory near Cantona Archaeological site, Puebla, Mexico. *Latin America Antiquity* 23(4), pp. 585-596.
- Evans, M. E. & Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism, Principles and Applications of Enviromagnetics*. Academic Press. Chapter 1–2.
- Fabian, K., Shcherbakoz, V.P. & McEnroe, S.A., 2013. Measuring the Curie temperature, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 947–961
- Ferriz, H. & Mahood, G., 1984. Eruptive rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *J Geophys Res* 89:8511–8524.



- 
- Ferriz, H., 1985. Caltonac, a Prehipanic Obsidian-Mining Center in Eastern México? A Preliminary Report. *Journal of field Archaeology*. 12:363–370.
- Ferriz, H., and Mahood, G., 1987, Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican neovolcanic belt: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 171–209.
- García-Cook, A., 1996b. Proyecto Arqueológico Cantona: Informe General, 1993-1996. Archivo Técnico de la Coordinación Nacional de Arqueología. INAH, Mexico.
- García-Cook, A. & Martínez-Calleja, Y., 2008. Las vías de circulación interna en Cantona. *Arqueología*. 38, 125-160.
- García-Cook, A., Tenorio, D., Jiménez-Reyes, M., Monroy-Guzmán, F. and López-Reyes, C. 2010. Estudio de procedencia de obsidiana arqueológica de Cantona, Puebla. *Arqueología*. 43, 217-229.
- Holcomb, R.T., Champion, D.E. and McWilliams, M.O., 1986. Dating Recent Hawaiian lava flows using paleomagnetic secular variation. *Geological Society of America, Bulletin* 97(7): 829-839.
- Hood. P., 1964. The Königsberger Ratio and the Dipping-Dyke EQUATION. *Geophysical Prospecting*, vol. 12, issue 4, pp. 440-456.
- Jackson, A., A.R.T. Jonkers, and M.R. Walker, 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 358, 957 – 990.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kissel, C., Rodríguez-González, A., Laja, C., Pérez-Torrado, F., Carracedo, J.C., Wandres, C. & Guillou, H. 2015. Paleosecular variation of the earth magnetic field at the Canary Islands over the last 15 ka. *Earth and Planetary Science Letters*. 412. 52-60.



- 
- Korte, M., Constable, C.G., 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia. 2. CALS7K. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q02H16, doi:10.1029/2004/GC000801.
- Korte, M., Constable, C.G., 2008. Spatial and temporal resolution of millennial scale geomagnetic field models. *J. Adv. Space Res.* 41, 57–69.
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F. & Holmes, R., 2011. Reconstructing the Holocene geomagnetic field, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 312, 497–505.
- Leonhardt, R. 2006, Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computer & Geosciences.* 32, 1420-1431.
- Lanos, Ph., 2004. Bayesian inference of calibration curves: application to archaeomagnetism. In: Buck, C., Millard, A. (Eds.), *Tools for Constructing Chronologies: Crossing Disciplinary Boundaries.* Springer-Verlag, London, pp. 43-82. vol. 177.
- Licht, A., Hulot, G., Gallet, Y. & Thebault, E., 2013. Ensembles of low degree archeomagnetic field models for the past three millennia, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 224, 38–67.
- McFadden, P.L. & Lowes, F. J., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 67, 19-33.
- Moskowitz, B.M., 1981. Methods for estimating Curie temperatures of titanomagnetites from experimental  $J_s$ -T data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 84-88.
- Necula, C., Dimofte, D., Panaiotu, C., 2015. Rock magnetism of a loess-palaeosol sequence from the western Black Sea shore (Romania). *Geophys. J. Int.* 202, 1733–1748.
- Negendank, J. F. W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican volcanic belt: *Geophys. J. Int.* 24-4, 477-575.



- 
- Nilsson, A., Holme, R., Korte, M., Suttie, N. & Hill, M., 2014. Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications, *Geophys. J. Int.*, 198, 229–248.
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and Mineral Magnetism*, Chapman and Hall. Chapter 4.
- Pavón-Carrasco, F.J., M.L. Osete, J.M. Torta and L.R. Gaya-Piqué, 2009. A regional archaeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archaeomagnetic dating. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03013.
- Pavón-Carrasco, F.J. & Villasante-Marcos, V., 2010. Geomagnetic secular variation in the Canary Islands: paleomagnetic data, models and application to paleomagnetic dating, *Revista de Física de la Tierra*, 22, 59–80.
- Pavón-Carrasco, F.J., M. L. Osete, and J. M. Torta, (2010). Regional modeling of the geomagnetic field in Europe from 6000 to 1000 B.C., *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q11008.
- Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L. & Torta, J.M., 2011. A matlab tool for archaeomagnetic dating, *J Archaeol. Sci.*, 38(2), 408–419.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. & De Santis, A., 2014. A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data, *Earth planet. Sci. Lett.*, 388, 98–109.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Campuzano, S. A., McIntosh, G., & Martín-Hernández, F., 2015. Recent developments in archeomagnetism: The story of the Earth's past magnetic field. Chapter 1. pp. 1 – 66.
- Speranza, F., S. Branca, M. Coltelli, F. D'Ajello Caracciolo, and L. Vigliotti, 2006. How accurate is "paleomagnetic dating"? New evidence from historical lavas from Mount Etna, *J. Geophys. Res.*, 111, B12S33, doi: 10.1029/2006JB004496.
- Speranza, F., M. Pompilio, F. D'Ajello Caracciolo, and L. Sagnotti, 2008. Holocene eruptive history of the Stromboli volcano: Constraints from paleomagnetic dating, *J. Geophys. Res.*, 113, B09101, doi: 10.1029/2007JB005139.



- 
- Stuiver, M. & Kra, R.S., eds, 1986. Calibration issue, Proceedings of the 12th International 14C conference, *Radiocarbon*, 28(2B), 805–1030.
- Suttie, N., (2011). Thesis Doctor in Philosophy. University of Liverpool. Chapter 1.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., Pérez-Cruz, L. & Morales, J., 2016. Reassessment of the Eruptive Chronology of Italy's Vesuvius Volcano from AD 79 to 1906. *Arqueología Iberoamericana* 29: 21–27. ISSN 1989–4104.
- Villasante-Marcos, V. and Pavón-Carrasco, F.J., 2014. Paleomagnetic constraints on the age of Lomo Negro volcanic eruption (El Hierro, Canary Islands). *Geophys. J. Int.* 199, 1497-1514.
- Tauxe, L. Banerjee, S. K. Butler, R. F. and van der Voo R, 2014. *Essentials of Paleomagnetism*, 3<sup>rd</sup> Web Edition. Chapter 1 – 15.
- Tanguya, J.C., Le Goffa, M., Principeb, C., Arrighib, S., Chillemid, V., Paiottie, A., La Delfad, S., Patanèd, G., 2003. Archeomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: validity and limits, *Earth planet. Sci. Lett.*, 211, 111-124.
- Wangsness, R. k., 2001. *Electromagnetic Fields*. Jhon Wiley & Sons, Inc. Chapter 20.
- Zijderveld, J.D., 1967. Demagnetization of Rocks: analysis of results. In: *Methods in paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.