

Paleomagnetismo en la determinación de la temperatura de emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo, Juachín, San Luis Potosí, México

**Luis Manuel Alva Valdivia^{1,*}, José Ramón Torres-Hernández²,
José Antonio González Rangel¹, Cecilia Irene Caballero Miranda¹,
José Guadalupe Rosas Elguera³ y Noemí Villalobos Romero¹**

¹ Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, C.P. 04510 México D. F., México.

² Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Av. Manuel Nava No. 5, Zona Universitaria, C.P. 78340, San Luis Potosí, México.

³ Centro Universitario de los Valles, Carretera Guadalajara-Ameca km 45.5 46600 Ameca, Jalisco, Mexico.

*lalva@geofisica.unam.mx

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas de los clastos líticos y matriz de la Ignimbrita Panalillo Inferior en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP). Este estudio, basado específicamente en la magnetización termoremanente, provee estimaciones cuantitativas del rango de temperaturas de emplazamiento de las facies proximales ricas en líticos en el Arroyo El Juachín. Se obtuvieron 92 especímenes tanto en líticos (con tamaño desde 40 cm a poco menos de 10 cm) como en la matriz que los engloba. Los resultados de la saturación de la magnetización remanente isothermal, las curvas de susceptibilidad magnética vs. temperatura alta (k-T) y los ciclos de histéresis sugieren que los minerales responsables de la magnetización son: titanomagnetita, titanohematita y hematita. Las curvas de k-T muestran que en pocos casos existen dos diferentes fases termomagnéticas durante el calentamiento, y que las curvas de enfriamiento muestran irreversibilidad indicando la presencia de titanomagnetita y titanomaghemitita. Los resultados muestran dos temperaturas de emplazamiento para esta ignimbrita: una de baja temperatura (280–360 °C y 440 °C, son las muestras que tienen dos o más componentes paleomagnéticas) y otra de alta temperatura (560 °C – 680 °C, las muestras que tienen en general solo una componente). Este rango de temperatura podría estar relacionado con la historia térmica compuesta de los clastos líticos incorporados en el flujo piroclástico.

Palabras clave: paleotemperatura, paleomagnetismo, Ignimbrita Panalillo, San Luis Potosí, México.

ABSTRACT

We report paleomagnetic results of thermoremanent magnetization of the lithic clasts and matrix of the Lower Panalillo ignimbrite in the San Luis Potosi Volcanic Field (CVSLP), that provide quantitative estimation of emplacement temperature range of the lithic-rich proximal facies in the Arroyo El Juachín, from which we sampled 78 specimens of lithic fragments (from 40 cm to less than about 10 cm in size)

of the matrix which contains them. The results of the saturation isothermal remanent magnetization, the magnetic susceptibility vs. high temperature curves (k - T) and hysteresis loops suggest that the main magnetic carriers are titanomagnetite, titanohematite and hematite. The k - T curves in rare cases show two different thermomagnetic phases during heating, and the cooling curves show irreversibility indicating the presence of titanomagnetite and titanomaghemite. This study shows two emplacement temperatures for this ignimbrite: one of low temperature (280–360 °C and 440 °C, samples showing that we have two or more components) and another of high temperature (560 °C – 680 °C, samples which have in general only one component). This wide range of emplacement temperature could be related to the composite thermal history of the lithic clasts incorporated in the pyroclastic flow.

Key words: paleotemperature, paleomagnetism, Panalillo ignimbrite, San Luis Potosí, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos generados por vulcanismo explosivo con líticos abundantes asociados a facies proximales de las ignimbritas se han denominado brechas líticas de rezago (Walker, 1985) o co-ignimbritas que lateralmente gradúan hacia facies intermedias y pasan a ser horizontes ricos en líticos e incluso a desaparecer en facies más distales. Cuando no es posible distinguir lateralmente estos depósitos, o se presentan en afloramientos aislados, es difícil asociarlos con el cuerpo principal de las ignimbritas. Sobre todo, cuando el componente juvenil (pómez) no tiene una variación sistemática (química o textural) de la base a la cima que permita correlacionar dichas facies. Las estructuras y el aspecto general de los depósitos ricos en líticos son algunas veces semejantes a los de material volcánico removilizado (depósitos epiclásticos); resulta entonces difícil distinguir entre depósitos primarios emplazados a altas temperaturas y los emplazados a temperaturas relativamente bajas (vg., lahares y avalanchas gravitacionales). Algunos rasgos como: la presencia de pipas de degasificación, restos de plantas y troncos de árboles carbonizados, y el efecto térmico del material caliente sobre los líticos incorporados, ponen en evidencia una alta temperatura de emplazamiento (Porreca *et al.*, 2008) pero estas evidencias no siempre son visibles en los depósitos volcánicos. Alternativamente, la determinación de la temperatura de emplazamiento de los depósitos de origen volcánico se ha intentado determinar por técnicas paleomagnéticas con considerable éxito (Aramaki y Akimoto, 1957; Hoblitt y Kellogg, 1979; McClelland *et al.*, 2004; Kent *et al.*, 1981; Porreca *et al.*, 2008; Paterson *et al.*, 2010). Las corrientes de densidad piroclásticas son uno de los más mortíferos peligros volcánicos (Witham, 2005), por lo que el estimar las temperaturas de emplazamiento de erupciones piroclásticas ayudará a cuantificar el riesgo regional en zonas de peligro.

El razonamiento paleomagnético es como sigue: durante una explosión piroclástica, la fragmentación explosiva de material rompe alguna de las estructuras volcánicas existentes y crea una unidad de depósito con fragmentos de material juvenil y clastos de roca accidentales. Estos clastos tendrán originalmente una magnetización adquirida antes de la erupción. Si el flujo piroclástico fue emplazado

a temperatura arriba de la ambiente, los clastos se calentarán durante su incorporación al depósito y se enfriarán en el lugar después de la depositación. Este calentamiento y enfriamiento remagnetizará parcial o completamente a los clastos. La parte de magnetización que fue adquirida durante la erupción se alineará con la dirección del campo magnético Terrestre presente. Esto produce dos componentes de magnetización: la original, componente de alta temperatura, que estará orientada aleatoriamente para todo el grupo de clastos, y la componente de baja temperatura que estará alineada consistentemente con el campo magnético Terrestre al momento del emplazamiento. La desmagnetización térmica progresiva puede usarse para aislar esas dos componentes de magnetización. La temperatura más alta a la que la componente de baja temperatura esta aún presente da una estimación de la temperatura de emplazamiento del clasto.

Este trabajo tiene el propósito de determinar la temperatura de emplazamiento (T_e) de la Ignimbrita Panalillo Inferior ubicada en la localidad El Juachín, parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) (Figura 1), mediante el método paleomagnético, para con ello inferir si esta unidad proviene de un material caliente (flujo piroclástico) o de un flujo frío (lahar). El procedimiento completo consiste en identificar: (a) las componentes estables de la magnetización, (b) las paleotemperaturas de emplazamiento con base en los resultados del proceso de desmagnetización por temperatura y (c) la mineralogía magnética. Se concluye que esta ignimbrita es ciertamente un flujo piroclástico.

Las corrientes de densidad piroclásticas son uno de los más mortíferos peligros volcánicos (Witham, 2005), y así el estimar las temperaturas de emplazamiento de erupciones piroclásticas ayudará a cuantificar el riesgo regional en zonas de peligro.

Antecedentes

Uno de los fenómenos que más ha contribuido al conocimiento de las variaciones temporales del campo magnético terrestre, cuyas aplicaciones han revolucionado nuestras ideas sobre la tectónica global, es el magnetismo remanente de las rocas. Este fenómeno se debe a la propiedad de las rocas de adquirir una magnetización producida

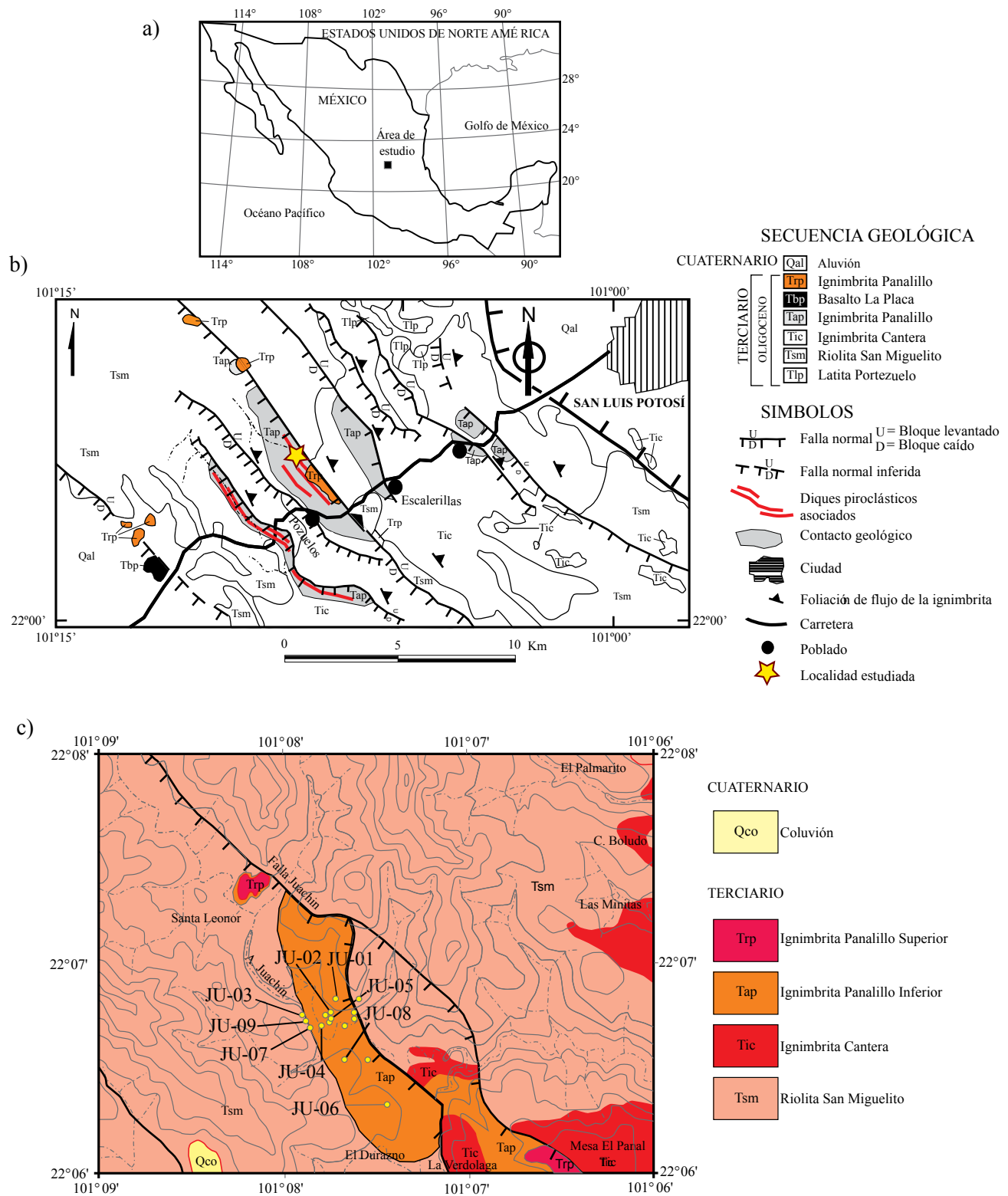


Figura 1. a) Localización del Campo Volcánico de San Luis Potosí. b) Mapa geológico de la parte NE del Campo Volcánico de San Luis Potosí mostrando los principales afloramientos de la Ignimbrita Panalillo. La estrella señala la localidad estudiada. c) Localización de los sitios muestreados, JU-01 a JU-09, (Mapa tomado de la Sociedad Geológica Mexicana, Carta geológica-Minera Tepetate F14-A83).

por la acción de un campo externo, como el terrestre, que permanece relativamente estable aunque con cambios espacio-temporales. Una formación rocosa puede adquirir varias componentes de magnetización durante distintos episodios de su historia geológica, desde el tiempo de su formación hasta el presente. El análisis de la desmagnetización progresiva de la magnetización remanente natural (por campos alternos y/o térmicamente) permite conocer la dirección y la intensidad de cada componente, y de esta forma pueden establecerse sus edades relativas y sus relaciones con los eventos geológicos.

La incorporación de las técnicas de determinación de paleotemperaturas de emplazamiento en el estudio de ignimbritas es de fundamental importancia para confirmar con mayor certidumbre las inferencias de los mecanismos de emplazamiento del flujo; esto es, si fue “caliente” (piroclástico), qué tan caliente fue o, si el flujo fue emplazado “en frío” (lahar, volcánico-lahar u otro). Esto nos puede llevar a replantear la historia de la evolución magmática de las rocas estudiadas.

Los depósitos volcánicos de aspecto brechoide, mal clasificados, pueden tener génesis muy diferentes: coladas piroclásticas, lahares, avalanchas gravitacionales, etc. En ocasiones resulta casi imposible distinguir entre los diferentes procesos que los originan, atendiendo únicamente a criterios basados en sus características estratigráficas. Sin embargo, la posibilidad de conocer la T_e de estos materiales mediante técnicas basadas en el análisis de sus características paleomagnéticas refuerza los criterios estratigráficos mencionados, pudiendo conducir a una diferenciación clara entre los mismos.

El análisis diferenciado de la remanencia magnética natural (RMN) permite en circunstancias favorables discriminar entre depósitos emplazados a una temperatura ya sea por encima o por debajo de la temperatura de bloqueo (T_b), la que es función de la temperatura de Curie (T_c) de los distintos minerales ferromagnéticos contenidos en la muestra, y normalmente es unos cuantos grados menor a la T_c . En los materiales depositados a temperaturas por encima de la T_b , la RMN será una remanencia magnética térmica (RMT) y presentará direcciones sensiblemente paralelas entre sí. En los depósitos emplazados a temperaturas inferiores a la de bloqueo, la orientación de la RMN tendrá una distribución al azar. La aplicación de este criterio simple permitió a Aramaki y Akimoto (1957) diferenciar depósitos producidos por flujos piroclásticos emitidos a temperaturas elevadas (‘nubes ardientes’ en la terminología de la época, con temperaturas de depósito por encima de los 400 °C-550 °C, según estos autores), de otros depósitos originados por procesos epiclásticos tales como flujos de lodo y flujos de cantos (flujos de escombros). Esta misma metodología fue posteriormente utilizada por Chadwick (1971) para distinguir: autobrechas (originadas por el autobrechamiento de flujos de lavas, domos, etc.) de brechas epiclásticas (originadas a partir de materiales ya enfriados que fueron retrabajados); y para diferenciar ignimbritas,

con temperaturas de emplazamiento por encima de los 500 °C, de flujos de lodo (Wright, 1978).

Banks y Hoblitt (1981) realizaron mediciones directas de los diversos productos eruptivos volcánicos en el Monte Santa Elena (Washington) durante los días siguientes a las erupciones principales en 1980. Las temperaturas de emplazamiento medidas varían de 100 °C a 800 °C, en función de los mecanismos de la erupción.

Un factor importante para comprender la dinámica de las erupciones explosivas está dado por las temperaturas a las que se emplazan los flujos piroclásticos. Las T_e pueden proporcionar datos significativos de los procesos eruptivos (magmático vs. freatomagmático), el grado de interacción entre el tipo de erupción piroclástica y los factores externos en el ambiente (agua y/o atmósfera), la densidad de flujos piroclásticos por ejemplo (corrientes de baja contra alta concentración), y la distancia que viajó el flujo (McClelland y Druitt, 1989). Druitt *et al.* (2002) midieron bajas temperaturas (120 °C – 410 °C) en la erupción del flujo piroclástico de las Colinas de Soufrier Hills en Montserrat poco después de su emplazamiento en localidades alejadas, demostrando que la temperatura no es el factor más importante que controla la movilidad de los flujos piroclásticos.

Hasta años recientes, el estudio de la historia térmica de depósitos volcánicos antiguos se ha basado generalmente en evidencias de campo. La presencia de tubos de gas, restos carbonizados de plantas y árboles, y el efecto térmico en los clastos son evidencias de altas temperaturas de emplazamiento. Estas líneas de evidencia no siempre están visibles en los depósitos volcánicos y a menudo no permiten la valoración cuantitativa de la temperatura del emplazamiento. Por lo tanto, se requieren metodologías alternativas para valoraciones cuantitativas. Se han desarrollado varias técnicas incluyendo observaciones de los colores de la oxidación en clastos de la piedra pómez (Tsuboi y Tsuya, 1930); espectroscopía infrarroja de los fragmentos de madera (Maury, 1971); estudio de las propiedades magnéticas de depósitos volcánicos (Aramaki y Akimoto, 1957); la identificación de termoremanencias parciales mediante la desmagnetización térmica de la MRN de los clastos líticos dentro de ignimbritas (Hoblitt y Kellogg, 1979); y la determinación de relaciones hidrógeno/carbón (H/C) de fragmentos de madera carbonizada (Sawada *et al.*, 2001).

Entre los métodos listados arriba, el análisis paleomagnético de los fragmentos de roca incorporados dentro de las ignimbritas representan una herramienta poderosa que puede determinar cuantitativamente temperaturas de emplazamiento desde aproximadamente 150 °C hasta la temperatura Curie (T_c) del mineral ferromagnético (*s.l.*) portador de la magnetización en los depósitos (típicamente magnetita, $T_c = 580$ °C; Bardot y McClelland 2000). Esta técnica puede también usarse en depósitos no consolidados, en los que otros indicadores térmicos están frecuentemente ausentes.

La atención se ha centrado mayormente en el uso de técnicas paleomagnéticas para dilucidar la historia térmica de ignimbritas de alta temperatura predominantemente (Kent *et al.*, 1981; Grubensky *et al.*, 1998; McClelland y Erwin, 2003). Varios estudios, sin embargo, han demostrado que incluso las temperaturas relativamente bajas de emplazamiento se pueden detectar con alta fiabilidad (McClelland y Druitt, 1989; Bardot y McClelland, 2000; Bardot *et al.*, 1996; Cioni *et al.*, 2004; McClelland *et al.*, 2004). Mas recientemente, Paterson *et al.* (2010) hacen una re-evaluación de la determinación de la *Te* de depósitos piroclásticos, concluyendo de forma general que ésta ha sido una herramienta sub-utilizada.

Marco geológico

El CVSLP es de edad Oligoceno-Mioceno y está ubicado entre las coordenadas $100^{\circ}55' - 101^{\circ}35'W$ y $21^{\circ}45' - 22^{\circ}20'N$, directamente al SW de la ciudad de San Luis Potosí, y comprende parte de los Estados de San Luis Potosí, Jalisco y Zacatecas (Figura 1). Ocupa el extremo SE de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental de México (SMO), provincia con el mayor volumen de ignimbritas, (30,000 km³) en el mundo (Swanson y McDowell, 1984).

El CVSLP ha sido estudiado desde el punto de vista estructural y estratigráfico inicialmente por Labarthe-Hernández *et al.*, 1982, y más recientemente por Nieto-

Samaniego *et al.* (1997, 1999) y por Tristán-González *et al.*, 2009. Labarthe-Hernández *et al.* (1982) identificaron y definieron a la “Ignimbrita Cantera” (Tic) y a la “Ignimbrita Panalillo”, la que subdividieron en “Panalillo Inferior” (Tap) y “Panalillo Superior” (Trp).

Las rocas volcánicas que afloran en el CVSLP abarcan desde los 44.1 ± 2.2 Ma (andesita Casita Blanca) a los 20.3 ± 0.5 Ma (traquita Los Castillo), y muestran una relación compleja entre el tectonismo y el vulcanismo (Torres-Hernández *et al.*, 2001, Torres-Hernández, 2009). El magmatismo más voluminoso ocurrió entre 32 y los 29 Ma, e involucra dos etapas de formación de domos. Hace 29 Ma ocurrió un cambio en el estilo del vulcanismo, al incrementarse la actividad explosiva con la emisión de la Ignimbrita Cantera que tiene un volumen de 80 km³. Una nueva etapa de vulcanismo piroclástico se inicia con la emisión de un manto delgado de depósitos de flujo piroclástico que corresponde a la apertura de los conductos por donde se emitieron grandes volúmenes de lavas riolíticas de baja viscosidad que formaron domos de morfología poco pronunciada hace 27.0 ± 0.7 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). La actividad volcánica explosiva concluye con la emisión de flujos piroclásticos que conforman a las Ignimbritas Panalillo Inferior y Superior hace 26.8 ± 1.3 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Entre las Ignimbritas Panalillo Superior e Inferior se emitieron una serie de derrames de basalto conocidos como basaltos La Placa. Finalmente entre los 21 y 20 Ma se emiten nuevamente derrames de basalto y de traquita en la parte

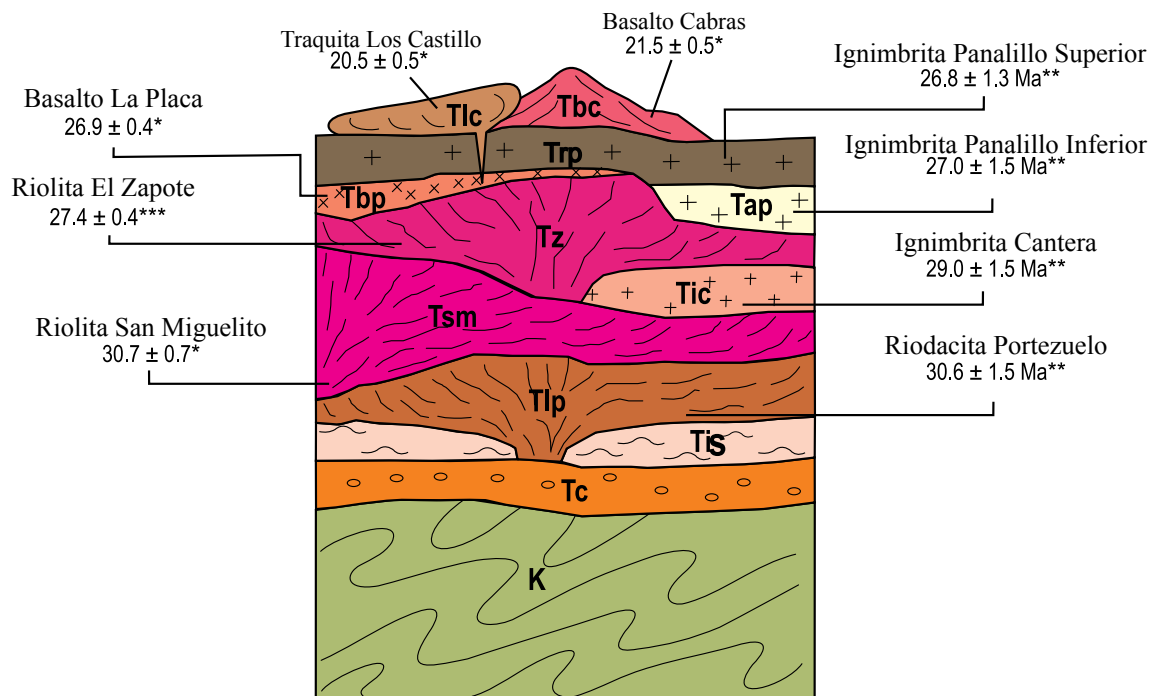


Figura 2. Columna Geológica generalizada del CVSLP. Los datos provienen de: * Torres-Hernandez *et al.*, 2001, **Labarthe-Hernandez *et al.*, 1982, ***Nieto-Samaniego, 1997. La nomenclatura en la figura usa la primer letra para el periodo geológico y el resto se refiere al nombre de la unidad.

S y SE del CVSLP (Torres-Hernández *et al.*, 2001, 2006; Torres-Hernández, 2009) (Figura 2).

METODOLOGÍA

Determinación de la temperatura de emplazamiento

La determinación de la T_e de cada clasto individual puede no representar la temperatura global alcanzada por el depósito y no toma en cuenta la historia térmica de los clastos. La temperatura a la que el depósito global empieza a enfriarse se identifica como la temperatura de emplazamiento más baja de los clastos muestreados. Esta es definida como la temperatura de equilibrio (T_{eq}) por Bardot y McClelland (2000). Cioni *et al.* (2004) encontraron que para el caso de ignimbritas de rezago, la T_{eq} puede no representar la temperatura real del depósito. Ellos propusieron una estimación de la temperatura basada en el

traslape de la T_e de cada clasto de una localidad.

El modelo térmico simple para la incorporación de fragmentos en el flujo piroclástico puede, sin embargo, complicarse por varios factores: 1) Los distintos clastos de un flujo pueden no alcanzar el equilibrio térmico durante el emplazamiento; 2) Los clastos más grandes pueden no haber sido calentados en todo su volumen dando estimaciones diferentes de la T_e en muestras tomadas desde el borde y hacia el núcleo del fragmento; 3) Es también posible que un clasto sea recalentado varias veces. Si cada recalentamiento ocurre a una temperatura inferior que el precedente, entonces, los clastos tienen un registro de la temperatura de cada modificación. Por estas razones, Hoblitt y Kellogg (1979) y, más adelante, McClelland y Erwin (2003) presentan clasificaciones paleomagnéticas para las rocas volcanoclasticas que incorporan una estimación de la cantidad de retrabajo y la T_e del clasto. En este trabajo utilizamos la clasificación modificada de McClelland y Erwin (2003) ilustrada en la Figura 3.

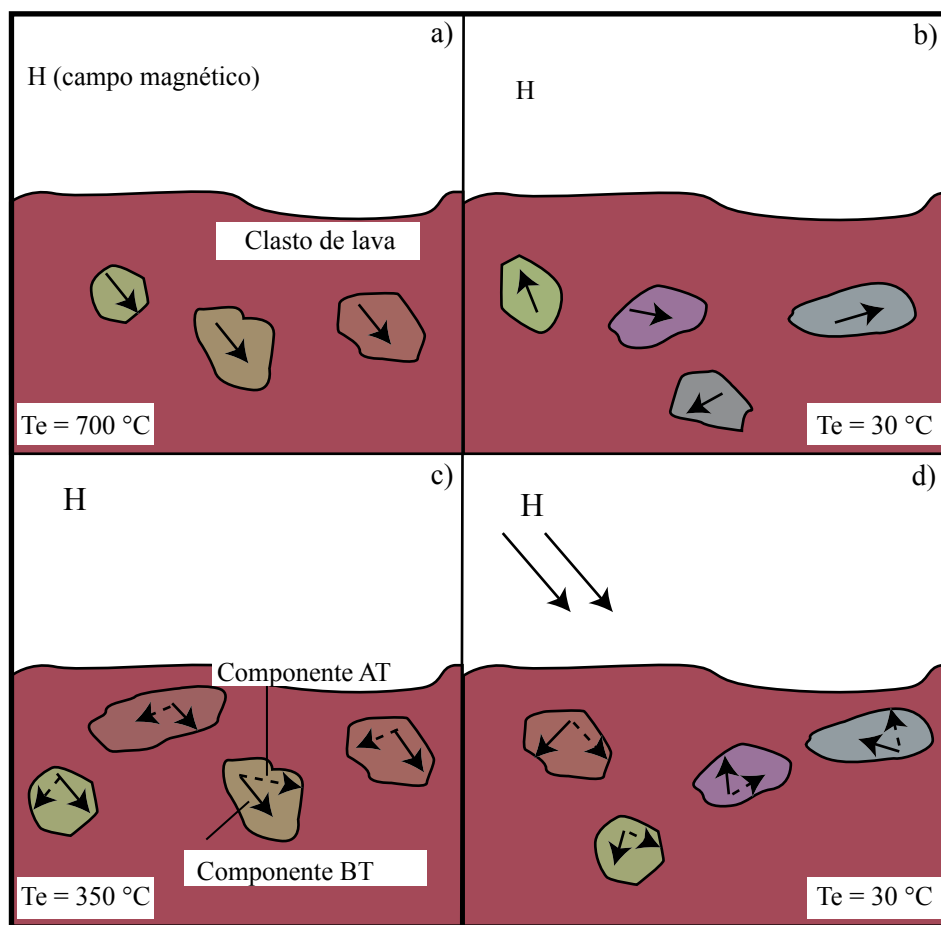


Figura 3. Clasificación modificada de McClelland y Erwin (2003). Representación esquemática de cuatro categorías paleomagnéticas y su interpretación en términos de temperaturas de emplazamiento. En el cuadro A los clastos portan una sola componente a lo largo del campo magnético durante el enfriamiento, emplazados en/o sobre la temperatura Curie ($T_e \geq T_c$). En el cuadro B los clastos portan una componente orientada aleatoriamente recalentados a temperatura ambiente ($T_e = T_{\text{ambiente}}$). En el cuadro C los clastos portan dos componentes: una de alta temperatura AT con direcciones al azar, y una de baja temperatura, BT orientada a lo largo del campo magnético ambiente, recalentados a una temperatura intermedia ($T_{\text{ambiente}} < T_e < T_c$). En el cuadro D los clastos portan dos componentes: AT y BT orientados aleatoriamente, recalentados y emplazados a temperatura ambiente ($T_e = T_{\text{ambiente}}$).

Sobreimpresión de la magnetización remanente química

Como se mencionó, la estimación paleomagnética de la T_e , requiere que el clasto adquiriera una MTRp. La estimación de la T_e puede dar resultados erróneos si el mecanismo de magnetización medida no proviene de una MTR, sino de otro proceso de magnetización. Esto generalmente se presenta en casos en que la mineralogía magnética del fragmento de roca se haya alterado, ya durante el emplazamiento o posteriormente. La alteración da lugar al crecimiento de un nuevo portador magnético, que adquirirá una magnetización remanente química (MRQ). Una MRQ puede originarse de maneras diferentes: de la formación de una nueva fase magnética, por la alteración de un mineral magnético preexistente, o por el crecimiento o cambio de forma de granos magnéticos preexistentes (McClelland y Druitt, 1989). Esta MRQ puede sustituir parcial o totalmente a la magnetización primaria, y dará una temperatura de desbloqueo (T_{db}) para la magnetización que no está relacionada con la temperatura del depósito, sino con la composición y el tamaño de grano de las nuevas fases minerales (McClelland-Brown, 1982). Es posible, por tanto, tener dos series de granos magnéticos con $T_{db} > T_e$; un grupo primario que porta la termoremanencia primaria orientada aleatoriamente, de temperatura alta, y un grupo secundario que porta una remanencia orientada paralelamente al campo magnético ambiente relacionado con la formación o modificación de fases magnéticas. Estos dos grupos tendrán rangos de T_{db} que se traslapan. El efecto de este traslape es que produce una curvatura en los diagramas vectoriales de desmagnetización de la MRN por encima de la T_e (McClelland-Brown, 1982; Bardot y McClelland, 2000). En tales casos, la valoración de la T_e será definida por la temperatura más baja del intervalo donde comienza la curvatura.

Si un cambio químico de la mineralogía magnética causa un reemplazo completo de la componente primaria de baja temperatura de bloqueo entonces no tenemos ninguna información sobre la T_e y el espectro de temperaturas de bloqueo estará relacionado con las características magnéticas de la nueva fase magnética.

Para identificar los minerales magnéticos presentes y verificar la probabilidad de alteración significativa del arreglo de minerales magnéticos durante la historia térmica de los clastos, se investigó en muestras representativas la variación de la susceptibilidad magnética vs. alta temperatura incrementándose progresivamente. Todas las muestras se calentaron con una tasa promedio de 10 °C/min hasta 700 °C. Y se enfriaron con la misma velocidad, utilizando un equipo Bartington (MS-2).

Estas curvas nos permitirán identificar ya sea a los portadores magnéticos principales o su modificación durante el calentamiento y verificar si la alteración por magnetización remanente química ha influenciado las estimaciones de la T_e . McClelland *et al.* (2004) y Porreca *et al.* (2008) propu-

sieron el uso de curvas termomagnéticas (de susceptibilidad vs. temperatura) para detectar la posible presencia de una MRQ. Si una T_c de un clasto coincide con su temperatura de emplazamiento aparente, entonces la remanencia magnética de la muestra puede ser una MTR. Las mediciones termomagnéticas se pueden hacer rápidamente y el mineral magnético más común que adquiere una MRQ es la maghemita, la cual es fácilmente identificable en la curva termomagnética por su inversión a hematita o magnetita durante el calentamiento.

Adquisición de magnetización remanente viscosa (MRV)

La magnetización remanente viscosa (MRV) se adquiere por la exposición a campos magnéticos pequeños (como el Campo Magnético Terrestre). Aumenta en intensidad con el tiempo de exposición y es paralela al campo presente de la Tierra. Podría, por lo tanto, ser confundida con una componente de baja T_{db} de origen térmico. La adquisición de una MRV depende de la exposición al campo magnético aplicado y de la temperatura a la cual esta aplicación ocurre. Una MRV puede ser removida por desmagnetización térmica en una combinación específica tiempo-temperatura que reproduce el modo en que la roca adquirió la MRV (Néel, 1949). Pullaiah *et al.* (1975) definieron los contornos de las curvas de tiempo-temperatura equivalentes para magnetita y hematita pura de un sólo dominio, usando la teoría de Néel (1949). Bardot y McClelland (2000) usaron los contornos de tiempo vs. temperatura de Pullaiah *et al.* (1975) para magnetita con el fin de determinar una relación simple entre la temperatura de bloqueo (T_b) y el tiempo de adquisición, para intervalos de tiempo geológico relativamente cortos. Para los intervalos de tiempo en el rango $10^2 - 10^6$ años, derivaron la siguiente relación:

$$T_b = 75 + 15 \log (\text{tiempo de adquisición en años}).$$

Estrategia de muestreo

En el trabajo de campo se perforaron 92 núcleos provenientes de nueve sitios (Figura 1c, Tabla 1) con una perforadora portátil de combustión interna a gasolina, el diámetro de la barrena es de 2.5 cm. Dichos núcleos se recuperaron con longitud aproximada de 10 a 15 cm, y se orientaron con una brújula magnética. Posteriormente, se observaron los núcleos para definir algunas características como la textura, porcentaje de matriz, mineralogía, forma y porcentaje de clastos, color y tamaño de los clastos. La geología estructural general del área y la dirección de flujo del arroyo se muestran en la Figura 1b mientras que la Figura 4a-4c muestra fotografías representativas de los afloramientos de la Ignimbrita Panalillo.

Se tomó en consideración al perforar, la distancia que

Tabla 1. Determinación de la temperatura de emplazamiento.

Sitio	Muestra	M/C	T_e (°C)	No. Comp.	T_c (°C)	T_{MRV} (°C)	I	D	Mineral
JU-01	96J001B	M	300	1	350–500, 680	220	25	50	TM+Hm
	96J001C	M		1	500, 680	220	60	315	TM+Hm
	96J002A	M		1	680	260	-20	70	TM+poca Hm
	96J002B	M		1	380–580 680	260	45	35	TM+TH
	96J003A	M		2	260–300, 450, 560, 645	180	-40* 85	230* 5	TM+Hm
	96J003B	M		1	540, 640	220	-25	120	TM+Hm
	96J004B	M		1	585	200	-35	145	TM
	96J005B	M		2	540–580 600	220	50	55	TM
	96J005C	M		----	-----	---	-35	225	---
	96J006A	M		2	580		35	330	TM+poca TH
	96J006B	M		1	600	140	45	320	TM+TH
	96J007B	M		2	640	200	25	300	TM+TH
	96J007C	M		1	590	200	8	295	TM
	96J008A	M		1	580	200	-5	305	TM
JU-02	96J009B	M		1	590	140	-40	265	TM
	96J010A	M		1	590	160	25	70	TM
	96J010B	M		1	580	160	-65	240	TM
	96J011A	M		1	580	140	-10	165	TM+
	96J012A	M		1	590	140	-40	125	TM
	96J012B	M		1	580	140	-30	120	TM+
	96J013A	M		1	650	220	-35	110	TM+poca H
	96J013B	M		1	650	220	20	70	TM+TH
JU-03	96J014A	C	360	2	360, 685	200	40* -60	130* 355	TM-TH
	96J015A	C	440	2	360–520, 680	120	15* -50	140* 5	TM+TH
	96J016A	M		1	560–640	120	45	160	TH
	96J017A	M	520	2	580	200	50* -40	55* 300	TM
	96J018A	M		1	580	120	60	150	TM
	96J019A	M		1	580–680	120	-10	135	TM+TH
	96J021A	C85% M15%	360	2	680	120	10* 75	105* 225	TH
	96J022A	C80% M20%	360	2	570, 680	120	-15* -45	235* 230	TM+Hm
JU-04	96J023A	C60% M40%	360	2	570, 650	120	-25* 40	40* 230	TM+Hm
	96J024A	C40% M60%		1	560, 650	120	80	230	TM+Hm
	96J025A	C	280	2	560, 680	120	80* -25	185* 135	TM+Hm
	96J027A	C90% M10%	200	2	680	120	45* -10	290* 240	TH
	96J028A	C90% M10%	320	2	560–680	120	-55 70	320* 245	TM+TH
JU-05	96J028B	C90% M10%	360	2	550, 680	120	30* -15	280* 70	TM
	96J029B	C90% M10%	360	2	550, 680	120	-5* -5	270* 275	TM+Hm
	96J030A	C20% M80%	400	2	350, 670	120	35* 35	325* 310	TM+TH
	96J031A	C05% M95%	440	2	320, 680	140	-35* 40	335* 125	TM+TH
	96J031B	C05% M95%	520	2	520–560, 680	120	60* -40	325* 120	TH
	96J032A	M	360	2	350, 680	80	-40* -55	330* 20	TM+TH
	96J032B	M	320	2	320–360, 640–680	120	50* 45	325* 70	TM+TH
	96J033A	M	520	2	400, 680	160	30* 20	295* 320	TM+TH

continúa

Tabla 1. Determinación de la temperatura de emplazamiento.

Sitio	Muestra	M/C	T_e (°C)	No. Comp.	T_c (°C)	T_{MRV} (°C)	I	D	Mineral
JU-05	96J033B	M	520	2	400, 580	120	50* 20	310* 315	TM
	96J034A	M	440	2	580, 680	200	-55* 75	340* 130	TM+TH
	96J034B	M	440	2	400, 670	200	-30* 50	320* 120	TM+TH
JU-06	96J035A	C	320	2	400, 660	280	80* 65	35* 315	TM+TH
	96J036B	C	360	2	440, 680	140	85* 75	38* 310	TM+TH
	96J038A	C10% M90%	280	2	350–590	120	-45* -43	7* 10	TM+TH
JU-07	96J039A	M	400	2	350–590	120	-25* -30	325* 330	TM+TH
	96J040A	M		1	400–590	120	-45	305	TM+TH
	96J040B	M		1	400–640	120	-40	300	TM+TH
	96J041B	M		1	450–640	120	-5	295	TM+TH
	96J042A	M		1	450–680	120	-8	220	TM+TH
	96J042B	M		1	425–640	120	-10	315	TM+TH
	96J043A	C		1	400–560–680	200	-25	320	TM+TH
	96J044A	C		1	640	160	-25	50	TM+TH
	96J044B	C		1	580–640	120	-25	45	TM+TH
	96J045A	M	440	2	360 500–680	120	35* 45	340* 320	TM+TH
	96J045B	M		1	450 >600	200	40	345	TM+TH
	96J046A	M		1	360–540 640	200	30	345	TM+TH
	96J047A	M	400	3?	240–280 360–400 560–600	120	-85* -35	10* 25	TM+TH
	96J048A	M		----	----	---	----	----	TH
	96J049B	M		1	400–440	120	----	----	TH
	96J049C	M	520, 600	3	600	80	20* 85 10	25* 5 280	TH
JU-08	96J050A	M	440	2	400–440	200	-10* 40	20* 160	TH
	96J050B	M	440	2	480–640	80	20* -30	35* 260	TH
	96J051A	C		1	680	120	20	190	TH
	96J051B	C		1	680	120	25	195	HM
	96J054A	M		1	240–280 620–640	120	70	85	TH
	96J055A	M	280	2	240–280 600–640	120	-30* 15	240* 100	TH
	96J055B	M	280	2	240–280 680	120	-5* -10	210* 105	TM+H
	96J056A	M	280	2	240–280 600–620	120	-15* -10	210* 100	TM+H
	96J056B	M	280	3	240–280 520–560 680	120	20* -40	230* 95	TM+H
	96J057B	M	320	2	320–360 640–680	120	-60* 40	220* 70	TH
	96J057C	M	280	2	680	120	-25* 10	205* 110	TH
	96J058A	M	280	2	240–280 560–600	160	-55* 10	235* 85	TH
	96J058B	M	280	3	180–200 320–360 680	120	60* 15	210* 115	TM

continúa

Tabla 1. Determinación de la temperatura de emplazamiento.

Sitio	Muestra	M/C	T_e (°C)	No. Comp.	T_c (°C)	T_{MRV} (°C)	I	D	Mineral
JU-09	96J070	C	360	2	350-580 >600	80	65* -5	345* 300	TM+TH
	96J071	C	240	2	320, 580	140	50	310	TM
	96J072	C	320	2	330, >600	120	55* 25	220* 280	TM+TH
	96J073	C	360	2	680	120	-55* -45	325* 240	TH
	96J076	C	320	2	>680	120	-30* -25	95* 230	H
	96J077	C	360	2	>650	80	-30* -45	25* 155	TH
	96J078	C	360	2	640	80	-50* -45	75* 80	TH
	96J079	C	320	2	580, >680	160	-65* -75	40* 160	TM+TH
	96J080	C	360	2	580	80	-35* -5	145* 140	TM
	96J081	C	440	2	580, >680	80	-80* -40	335* 305	TM+TH
	96J082	C	360	2	>680	120	35* -50	135* 140	TH
	96J083	C	360	2	650	80	-35* -35	300* 110	TH
	96J084	C	320	2	580	80	-45* -50	25* 30	TM
	96J085	C	440	2	>680	80	-30* -50	100* 140	H

Nota: M/C, muestra o clasto; T_e , temperatura de emplazamiento; No. Comp., número de componentes determinados; T_c , temperatura Curie; T_{MRV} , temperatura de magnetización remanente viscosa; I, inclinación; D, declinación de la temperatura de emplazamiento (dos datos cuando hay dos componentes bien identificadas); TM, titanomagnetita; TH, titanohematita; Hm, hematita+maghemita; H, hematita. *Se definen claramente dos componentes.

hay desde el borde hacia el centro de los clastos, para evaluar si se registró un mismo evento, así como el efecto del tamaño de los clastos que pudieran estar parcial o completamente remagnetizados y dar estimaciones distintas de la T_e .

Análisis de laboratorio

Para definir la T_e se efectuó la desmagnetización térmica con un horno Schonstedt y se midió la magnetización con un magnetómetro JR5 (sensitividad, 10^{-8} A/m). Las muestras se trataron desde 20 °C hasta los 680 °C, calentándose incrementalmente en pasos promedio de 40 °C.

Con el fin de identificar a los portadores de la magnetización remanente y conseguir información acerca de su estabilidad paleomagnética se efectuaron mediciones de la variación de la susceptibilidad vs. temperaturas altas (curvas k-T) en aire; esta prueba se realizó con un susceptibilímetro marca MS2 Bartington equipado con un horno MS2WFP. También se midió la susceptibilidad magnética en especímenes estándar después de cada paso de desmagnetización térmica, usando el mismo MS2, la cual podrá compararse con las curvas k-T.

Con el objeto de conocer el tipo de dominio magnético y tamaño de la partícula donde reside la magnetización se

realizaron experimentos de histéresis magnética con un magnetómetro de fuerza con gradiente alterno, AGFM-Micromag ubicado en nuestro laboratorio. Seleccionamos varios pequeños fragmentos de roca (peso, 30 mg promedio) de al menos un espécimen paleomagnético por cada sitio para realizar estos experimentos en temperatura ambiente y hasta un campo máximo de 1.5 T. La saturación de la magnetización remanente (J_{rs}), la magnetización de saturación (J_s) y la fuerza coercitiva (H_c) se calcularon después de la corrección por contribución paramagnética. La coercitividad de la remanencia (H_{cr}) se determinó al aplicar un campo negativo incrementándolo progresivamente después de la saturación.

La medición de la saturación de la magnetización remanente isothermal (MRI) se efectuó con un equipo Molspin en el que se aplica un campo alterno de hasta 330 mT. Se determinaron curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isothermal (MRI) y curvas de desmagnetización en campo directo en sentido opuesto (negativo) para definir la coercitividad de remanencia, usando el AGFM-Micromag y el mismo fragmento de muestra que para los análisis de histéresis.

La formación Panalillo Superior es de 26.8 Ma de edad, y la fórmula para determinar la T_{db} máxima para cualquier MRV se derivó solo para rocas que estén en el

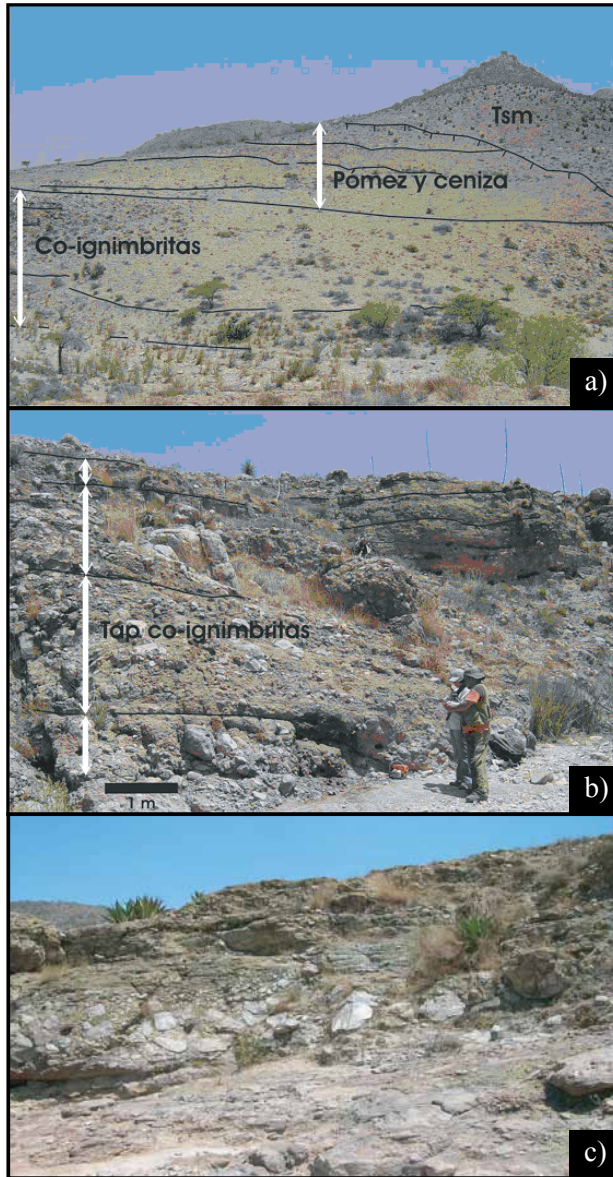


Figura 4. En la fotografía a) se muestra un aspecto general de los depósitos de la Ignimbrita Panalillo. Los de la base representan facies de bloques (co-ignimbritas). Los de la cima, son principalmente de pómez y ceniza, aunque se intercalan tres horizontes delgados (<30 cm) ricos en líticos accidentales (<7 cm) de lavas riolíticas. La falla normal la separa de la falla subyacente. En la fotografía b) se muestra el carácter estratificado de los depósitos de co-ignimbrita y el tamaño que llegan a alcanzar dichos bloques. La fotografía c) muestra otro acercamiento del afloramiento.

rango de edad $10^2 - 10^6$ años. No obstante, usamos esa fórmula [$Tdb = 75 + 15 \log$ (tiempo de adquisición en años)] para tener una idea de la temperatura máxima confiable para discernir la componente viscosa, que resultó de:

$$Tdb = 75 + 15 \log (26,800,000 = 26.8 \text{ Ma}) = 186.4 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Esto sugiere que (al menos) las temperaturas de este rango y más bajas que la calculada se consideran de origen viscoso.

RESULTADOS

Propiedades magnéticas y estabilidad de la MRN

Las muestras en general presentan magnetizaciones remanentes estables con un rango amplio de la intensidad de la magnetización remanente natural. La Tabla 2 muestra los valores medios con desviación estándar, así como sus valores mínimo y máximo. La magnetización remanente generalmente es removida a temperaturas entre $300 \text{ } ^\circ\text{C} - 680 \text{ } ^\circ\text{C}$ y muestra tanto trayectorias vectoriales claras como trayectorias vectoriales no bien definidas durante el proceso de desmagnetización (estas últimas no se consideraron para análisis posteriores). En la sección que describe el proceso de desmagnetización térmica se darán ejemplos ilustrativos detallados.

Curvas de susceptibilidad vs. temperatura

Para asegurar la confiabilidad de las temperaturas de emplazamiento definidas por la interpretación de los datos paleomagnéticos se efectuaron mediciones de susceptibilidad magnética en función de temperatura alta al aire libre en muestras representativas. Esto además nos permitió inferir los minerales magnéticos portadores de la remanencia y verificar su estabilidad térmica.

En general, las curvas de calentamiento-enfriamiento son irreversibles (Figura 5a, 5b). Se observan en general al menos dos diferentes fases termomagnéticas durante el calentamiento; una que sugiere la presencia de maghemita (puntos de inflexión de la T_c entre $360 \text{ } ^\circ\text{C}$ y $400 \text{ } ^\circ\text{C}$), otra de titanomagnetita pobre en titanio, con un rango amplio de temperaturas Curie ($500 \text{ } ^\circ\text{C} - 580 \text{ } ^\circ\text{C}$), y ocasionalmente otra de titanohematita (T_c hasta $680 \text{ } ^\circ\text{C}$). Se descarta la presencia de pirrotita, ya que ésta normalmente presenta cambios con temperatura alta sólo alrededor de los $300 \text{ } ^\circ\text{C}$, siendo su ocurrencia más común en intrusiones estratificadas, presentándose en forma masiva, que no es nuestro caso (Clark, 1983). Las curvas a y b presentan ruido considerable, sin

Tabla 2. Valores medios de la MRN con sus valores mínimo, máximo y desviación estándar.

Sitio	MRN Media (mA/m)	Desviación estándar	Valor	
			Mín. (mA/m)	Máx (mA/m)
JU-01	63.89	10.6	51.43	94.75
JU-02	49.95	5.26	42.79	55.71
JU-03	1486.87	1098.37	506.84	3428.6
JU-04	92.68	31.53	68.55	146.49
JU-05	72.07	82.43	6.26	260.59
JU-06	3989.36	1754.85	1538.56	6640.31
JU-07	52.03	45.07	6.88	131.45
JU-08	48.55	70.17	12.62	194.2
JU-09	180.56	125.63	41.66	454.85

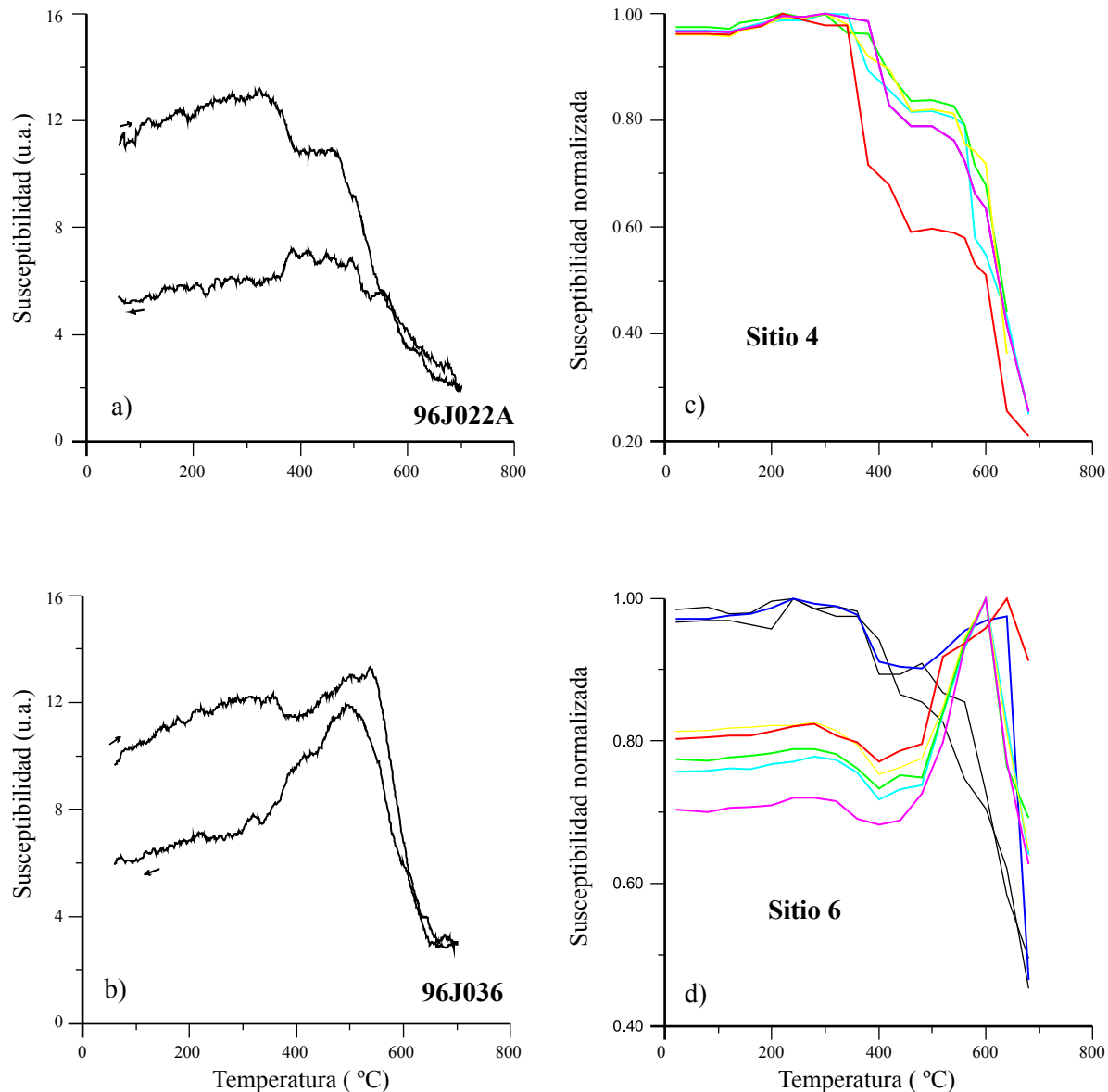


Figura 5. Diagramas que muestran las curvas de k-T. Las flechas indican las curvas de calentamiento y de enfriamiento. Las curvas de las Figuras 5a-5b, resultan del monitoreo continuo de la susceptibilidad magnética contra temperatura, y las curvas en 5c - 5d, es el resultado de la medición de la susceptibilidad magnética después de cada paso del proceso de desmagnetización térmica.

ningún tipo de suavizado. La maghemita pudo ser causada por hidrotermalismo de baja temperatura ($<300^{\circ}\text{C}$), que ocurrió en algunas áreas justo después del emplazamiento. La Figura 5c, 5d muestra las curvas del monitoreo de la susceptibilidad magnética medida (magnetizador de pulsos) después de cada paso de desmagnetización térmica en todos los especímenes paleomagnéticos estándar del sitio correspondiente a las muestras de la Figura 5a, 5b, donde puede apreciarse un comportamiento muy semejante a las curvas k-T. El aumento en la susceptibilidad arriba de 400°C (Figura 5d), y la observación de la caída en los valores de susceptibilidad (Figura 5b), sugieren que la maghemita se invirtió durante este proceso, transformándose a

titanohematita. La presencia de posible maghemita sugiere que no tenemos posibilidad de identificar la T_c por tratarse de un efecto de formación de nuevos minerales, a menos que este proceso se relacione directamente al emplazamiento de la ignimbrita.

Ciclos de histéresis

En la Figura 6a se muestra un ciclo de histéresis típico de esta ignimbrita. Las curvas son simétricas en todos los casos, excepcionalmente se encontraron algunas curvas con comportamiento que semeja forma de 'cintura de avispa'

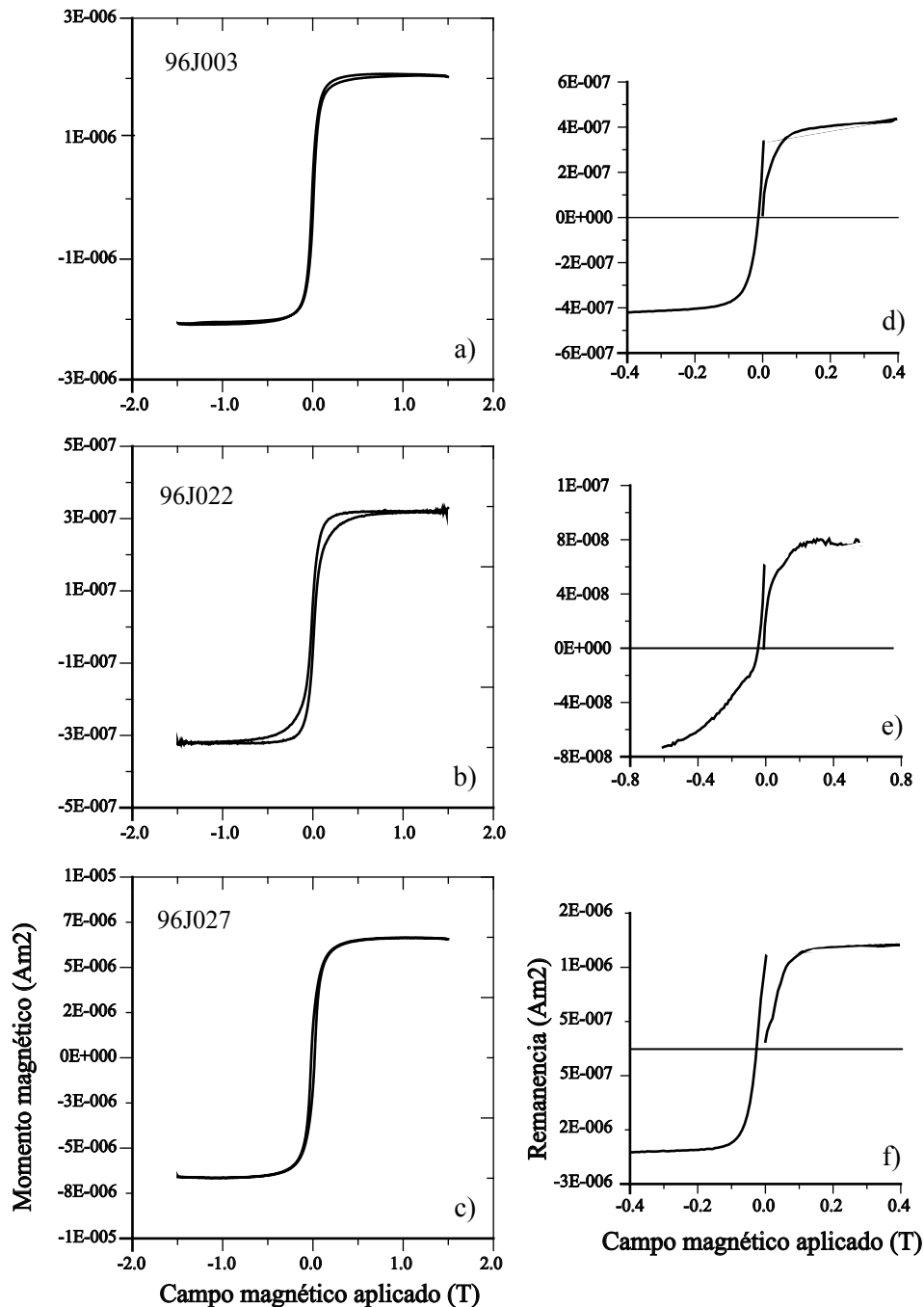


Figura 6. A la izquierda se muestran ciclos de histéresis representativos y a la derecha, sus curvas de adquisición de MRI y determinación de Hcr.

(Figura 6b) y otros con 'centro redondeado' (Figura 6c), lo que refleja la coexistencia de fases ferromagnéticas (s.l.) con distintas coercitividades, posiblemente resultado de dominios simples (SD) más efecto de granos superparamagnéticos. Mientras que para los granos con dominio-pseudo-simple (PSD), sugieren una mezcla de granos multidominio (MD) y una cantidad significativa de SD. Los parámetros de histéresis (la razón H_{cr}/H_c varía de 1.3024 a 2.2608 y la de M_{rs}/M_s de 0.1181 a 0.3079) indican que casi todos los valores caen en la región de PSD en el diagrama de Day

(Figura 7a, Day *et al.*, 1977) por debajo de la línea que indica una mezcla de granos con PSD más otros con SD (Dunlop, 2002). La Figura 7b muestra que muchas muestras se ajustan al estado remanente de dominio simple uniaxial y vórtice que contribuyen al PSD más general (Williams y Dunlop, 1995). Las formas de los ciclos de histéresis y las coercitividades medidas en estas muestras sugieren que la titanomagnetita es el principal mineral magnético, lo cual es apoyado por otros experimentos de propiedades magnéticas. Los gráficos de la Figura 6d-6f) son experimentos de adquisición

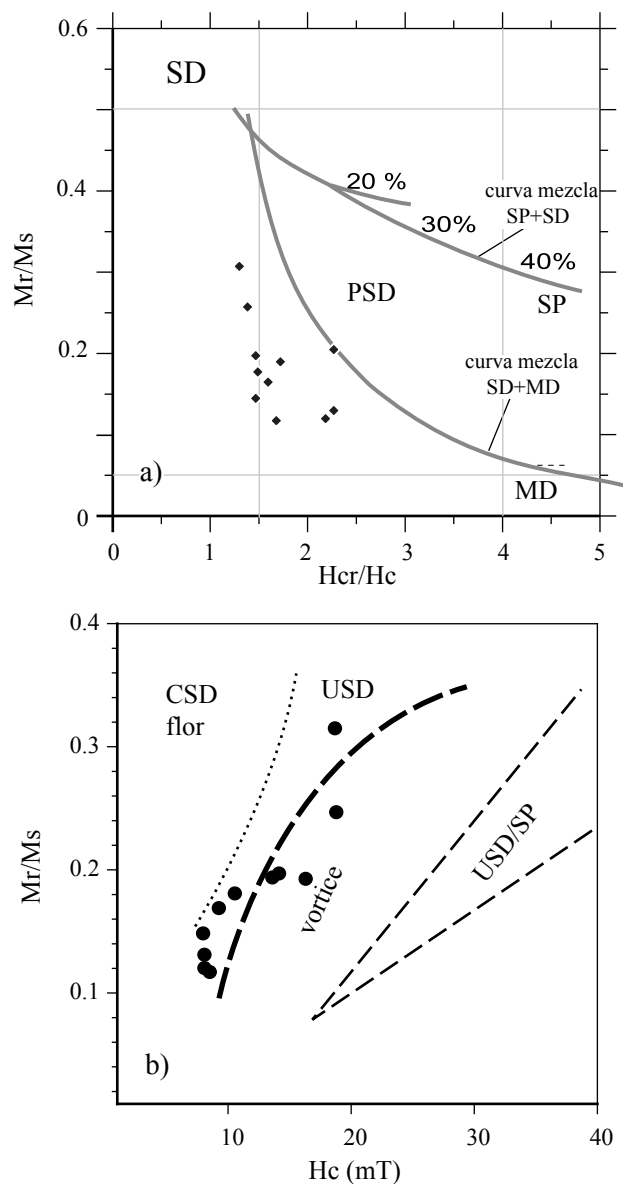


Figura 7. Gráficos de los parámetros típicos de histéresis (magnetización vs. Coercitividad). a) Diagrama de Day, b) estado de remanencia vórtice (Williams y Dunlop, 1995).

sición de magnetización remanente isothermal efectuados en los mismos pequeños fragmentos utilizados para determinar los ciclos de histéresis, éstos corroboran de forma general la presencia de titanomagnetita más un poco de titanohematita.

Magnetización remanente isothermal (MRI)

Para este tratamiento se utilizaron especímenes paleomagnéticos de tamaño estándar mostrando solo los comportamientos más representativos (Figura 8a y 8b). La muestra 96J004 (Figura 8a) alcanza la saturación en campos moderados a altos (200 mT a 600 mT), comportamiento típico de la titanomagnetita. En la muestra 96J052 (Figura

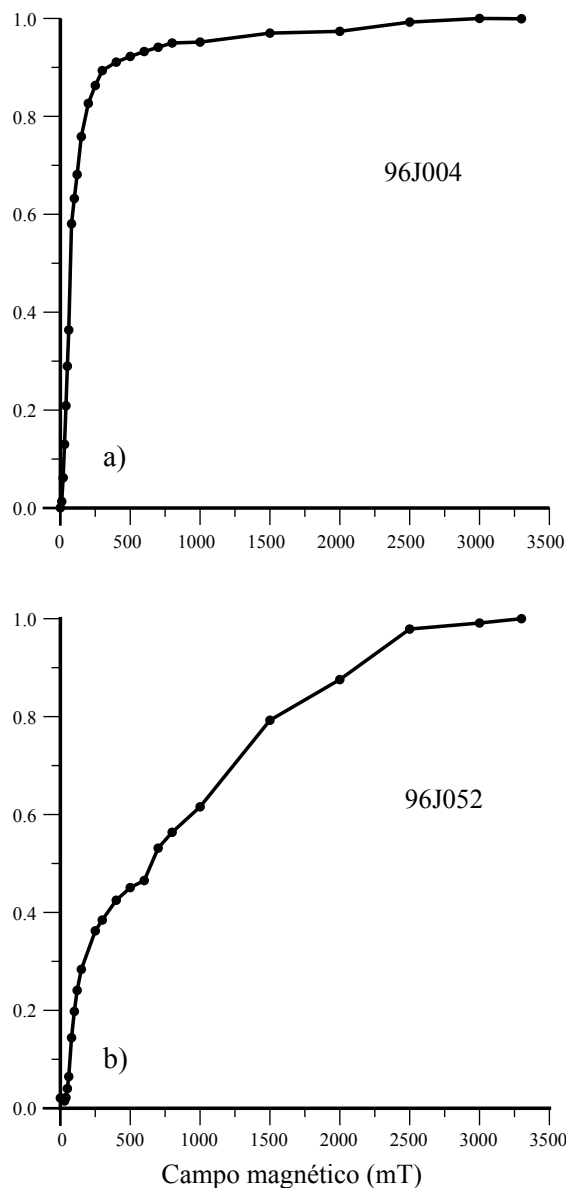


Figura 8. Curvas de saturación de la MRI realizadas en especímenes paleomagnéticos estándar. Los minerales responsables del magnetismo corresponden: a) titanomagnetita y b) una mezcla de titanomagnetita-titanohematita.

8b) se observa el efecto de una componente de titanomagnetita en campos bajos más otra que no satura debido a la presencia de titanohematita y/o hematita.

Desmagnetización térmica de la magnetización remanente natural

Se utilizó la desmagnetización térmica para determinar la T_e por el método paleomagnético pudiendo identificar las distintas componentes de magnetización con base en los diagramas vectoriales. La T_e se define por el cambio de dirección o el quiebre entre una y otra componente de magnetización (Figura 9). En la Tabla 1 se muestran los

resultados paleomagnéticos de los núcleos analizados.

El sitio uno y sitio dos presentan características muy parecidas en cuanto al comportamiento de las muestras durante los tratamientos de laboratorio, así como en las características geológicas. Muestran en general una componente viscosa con un rango de T_{db} entre 140 °C – 220 °C, la cual se elimina en los primeros pasos de desmagnetización (efecto del campo geomagnético actual y por tanto con direcciones paralelas al mismo); y una componente característica la cual se dirige normalmente al origen, la mayoría de las muestras se desmagnetizan en el rango de 500 °C – 680 °C (Figura 9a). Sin embargo, aunque no muy claramente, cuatro muestras del sitio 1 (3A, 5B, 6A y 7B, Tabla 1) parecen identificar una componente secundaria de temperatura media a alta (460 °C – 560 °C) lo que sugeriría una T_e precisamente de 560 °C (Figura 9b). En general, las muestras de estos dos sitios están formadas sólo por matriz (aunque ésta tiene naturalmente clastos pequeños de distintos tamaños), por lo que en general no se consideran apropiadas para determinar la T_e .

El sitio tres es completamente diferente del sitio uno y dos. Este sitio contiene dos muestras de clastos de color gris con huecos de sílice, y cuatro muestras de matriz con líticos de uno a cuatro milímetros y unos cuantos hasta nueve milímetros, los clastos son subangulosos, la textura es hialocristalina. Todas las muestras de este sitio tienen una componente viscosa de 120 °C – 200 °C, y las muestras 96J014A, 96J015A y 96J017A presentan dos componentes: una componente secundaria con T_e de 360 °C a 520 °C, y una componente primaria que generalmente se desmagnetiza en un rango de 360 °C a 680 °C (Figura 9c). Los especímenes de este sitio que son matriz, sugieren la temperatura más alta del flujo.

El sitio cuatro está formado por muestras que contienen una mezcla de bloque y matriz en su mayoría, y sólo una es de clasto. Presentan manchas blancas con matriz hialocristalina de color hueso oscuro, los clastos líticos son subangulosos teniendo un tamaño máximo de 2 cm, contienen minerales de vidrio, cuarzo y sanidino. Generalmente tienen una componente viscosa con T_{db} de hasta 120 °C, la cual se elimina en los primeros tratamientos. En todas las muestras se puede identificar el efecto de una componente de baja y otra de alta temperatura- y así definen una T_e de 280 °C a 360 °C, y se desmagnetizan totalmente en el intervalo de temperatura de 560 °C – 680 °C (componente primaria) (Figura 9d).

El sitio cinco tiene características combinadas de los sitios tres y cuatro (muestras con mezcla de matriz y clastos), el tamaño de los clastos es de 0.5 – 2 cm subredondeados, los clastos son de colores rojo, gris oscuro, gris claro y negros, la matriz es color hueso (pómez) de textura hialocristalina inequigranular, de grano grueso, tiene una mineralogía de cuarzo, plagioclasa, micas, moscovita y vidrio. Generalmente este sitio presenta una componente viscosa que se elimina en los primeros tratamientos (120 °C – 200 °C), otra secundaria en el intervalo de T_e desde

320 °C hasta 680 °C, y se desmagnetizan completamente entre 500 °C – 680 °C. Se sugiere una T_e dentro del intervalo 320 °C – 520 °C (Figura 9e).

El sitio seis presenta muestras de color generalmente rojizo, los clastos son de color rojo, café, gris claro y negros, subredondeados, algunas muestras tienen manchas blancas, los clastos miden de 0.5 a 3 milímetros, tienen textura hialocristalina, en su mineralogía tiene biotita, vidrio, feldespato y cuarzo. Paleomagnéticamente el sitio seis presenta una componente viscosa con máximas T_{db} entre 120 y 140 °C, a excepción del espécimen 96J035A, cuya máxima T_{db} de la MRV es de 280 °C (Tabla 1). En las muestras (96J035A, 96J036B, 96J038 y 96J039) se pudo identificar una componente secundaria con T_e desde 280 °C hasta 400 °C (Figura 9f). Estas cuatro muestras se desmagnetizan completamente en el intervalo de 600 °C – 680 °C. El resto de las muestras presentan una componente primaria con T_e de 400 °C – 680 °C.

El sitio siete generalmente presenta un color rosado claro, en este sitio hay sólo tres muestras que son de bloque (96J043A, 96J044A y 96J044B) las cuales contienen manchas blancas y su color es gris claro. El resto de las muestras de este sitio presenta una matriz hialocristalina y los clastos son subredondeados de color gris claro, rojos y negros, el tamaño es de un milímetro hasta 1.6 cm, tiene en la mineralogía cuarzo y sanidino. Todas las muestras tienen componente viscosa con máximas T_{db} distribuidas entre 80 °C a 200 °C. Finalmente, las muestras 96J045A (Figura 9g), 96J047A, 96J49C, 96J450A y 96J50B tienen componente secundaria que se encuentra en el rango de T_e de 400 °C – 440 °C. En general se desmagnetizan totalmente en un rango de 360 °C – 680 °C.

El sitio ocho posee muestras generalmente de color rojo oscuro, presenta dos muestras de bloque las cuales tienen manchas blancas, las demás muestras tienen una matriz hialocristalina de color rojizo con clastos de color rojo, gris claro y negro, subredondeados, tiene una mineralogía de vidrio. Presenta componente viscosa con máxima T_{db} entre 120 °C a 160 °C, una componente secundaria y la componente primaria. Esto nos ayuda a definir una T_e de rango 280 a 320 °C, que se desmagnetiza completamente en un rango de 240 °C a 680 °C. En este sitio se observa una mezcla compleja de varias componentes paleomagnéticas en los diagramas vectoriales, sin definir ninguna con claridad, lo que sugiere la presencia de tres o mas fases minerales mejor definido en el espectro de intensidad de desmagnetización (Figura 9h).

El sitio nueve es el sitio de mayor espesor (~9 m) en el que se muestrearon 14 núcleos de fragmentos de líticos, la mayoría de composición andesítico-basáltica con colores variados. Generalmente, se observa una componente viscosa mas una secundaria, lo que permite sugerir una T_e para esta última dentro del rango 240 a 440 °C (Figura 9i). La componente característica permite identificar la presencia de minerales de la serie titanomagnetita y titanohematita, cuyas T_c estan entre 580 °C y 680 °C.

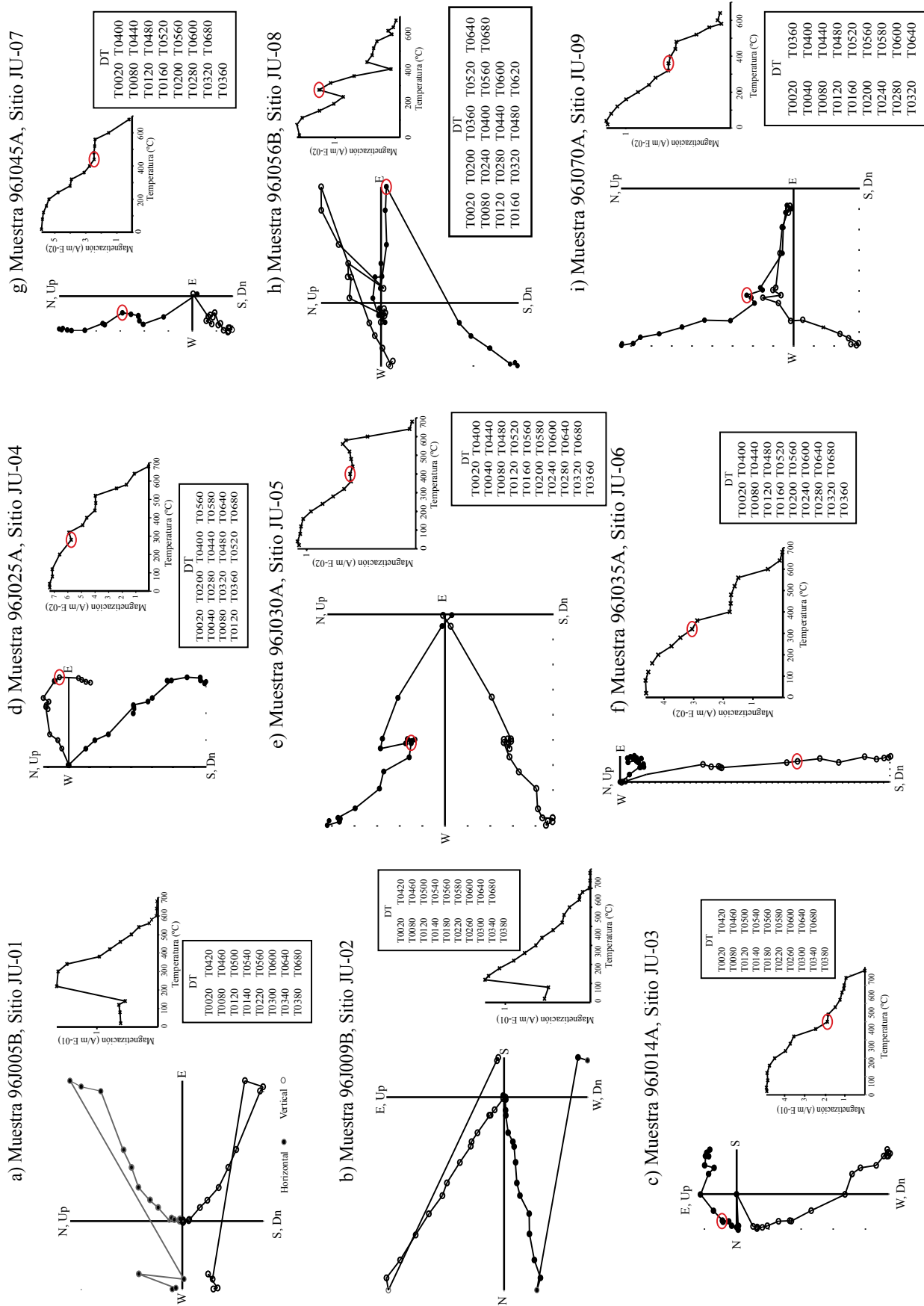


Figura 9. Diagramas vectoriales característicos de cada sitio estudiado y su espectro de intensidad de magnetización durante el proceso de lavado magnético. Los círculos negros representan la componente horizontal y los huecos la vertical. Una pequeña elipse en rojo indica la T_e en caso de haberse definido.

El análisis de la estructura y estabilidad de la magnetización remanente natural mediante la desmagnetización térmica se aplicó a un total de 92 especímenes para determinar la T_e por el método paleomagnético, las temperaturas están en función de la mineralogía magnética que de forma general se presenta como abundante titanomagnetita, poca titanohematita y muy poca hematita.

DISCUSIÓN

Antes de entrar en la discusión de nuestros resultados, es importante mencionar que coincidimos con Peterson *et al.*, (2010) respecto a que el paleomagnetismo es una herramienta sub-utilizada en volcanología, no obstante hay algunos problemas potenciales para determinar la T_e . Cuando un grano magnético crece suficientemente grande, la magnetización deja de ser uniforme, como en los granos de SD, y se divide en regiones (dominios) de magnetización variada (MD). La remanencia adquirida por un grano con MD no se desbloquea a la misma temperatura en la que fue bloqueada, produciendo la llamada cola de magnetización térmica parcial (MTRp) (esto es: una porción de la remanencia magnética se desmagnetiza arriba de la temperatura de adquisición). Tales colas sólo pueden removerse por desmagnetización hasta la temperatura Curie. La presencia de colas de la MTRp produce un traslape en el espectro de temperatura de desbloqueo de distintas componentes de magnetización en una muestra, la cual se evidencia por una curvatura en el diagrama de componente vectorial. En presencia de una sólo componente de magnetización, las temperaturas de bloqueo traslapadas registrarán la misma dirección, y el análisis direccional paleomagnético no será afectado. La presencia de granos con magnetización MD por tanto no comprometerán las estimaciones de la T_e .

En general, los sitios recolectados en la parte más al norte tienen predominio de matriz. Los de la parte media y sur pertenecen a facies proximales ricas en bloques líticos. La localidad JU-6 está cerca de pasar a facies intermedias.

El depósito rico en líticos de la base de la ignimbrita (sitios de la parte media y sur en la Figura 1) se asume que tiene su fuente justamente en donde se muestreó, a través de la falla de la Figura, y remontó hacia el sur, a un domo. De esta manera, la mayoría de los líticos (principalmente los bloques), se acumularon contra la falla, y perpendicularmente y lateralmente a esta falla disminuye el tamaño y cantidad de los líticos.

Las T_e derivadas del estudio paleomagnético de los distintos sitios recolectados de las ignimbritas Panalillo Inferior se muestran en la Figura 10. Las muestras correspondientes a matriz con clastos pequeños de distintos tamaños aportaron 22 determinaciones de T_e , que gradúan de 240 °C a 600 °C, con dos grandes picos en 240 °C y 440 °C (Figura 10a). Las muestras correspondientes sólo a clastos fueron 21 determinaciones y tienen un rango en su T_e de 240 °C a 440 °C, con un pico en 360 °C (Figura

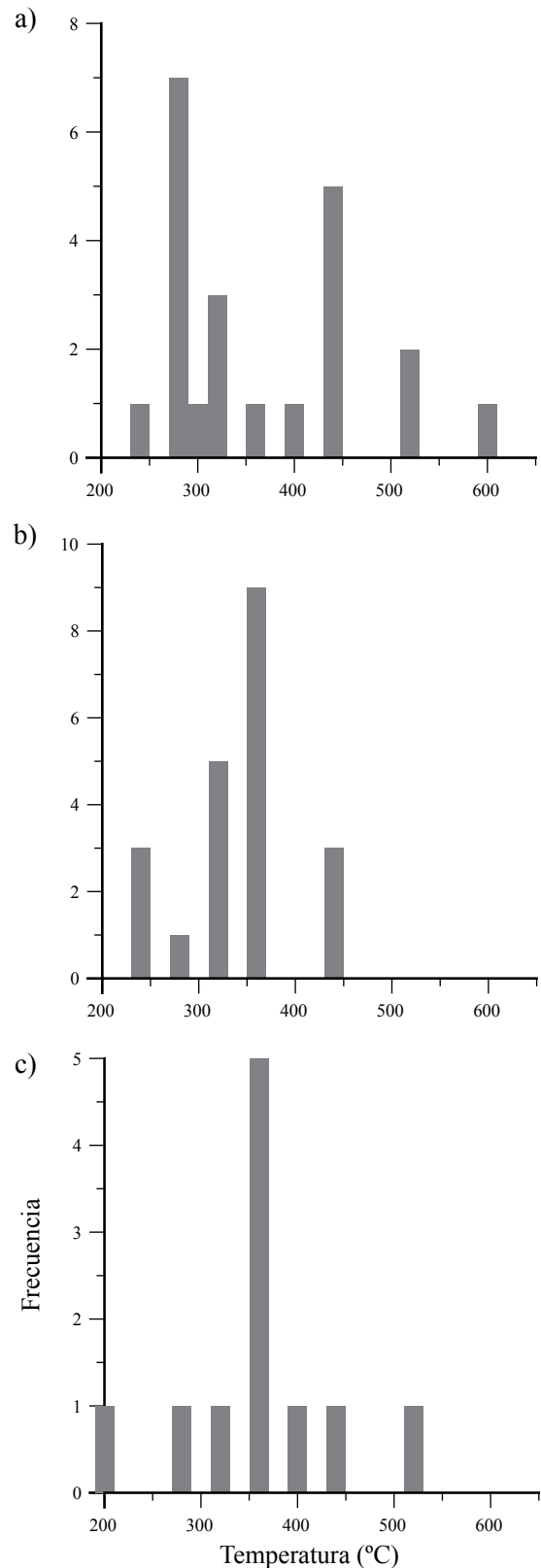


Figura 10. Distribución de la temperatura de emplazamiento en los distintos tipos de muestra colectados. a) Matriz; b) clastos; y c) matriz más clastos.

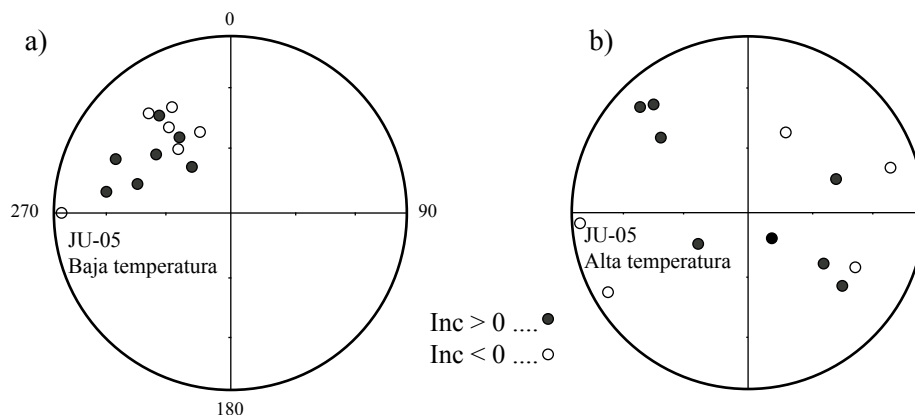


Figura 11. Estereogramas que muestran: (a) tanto el mejor agrupamiento y determinación de la temperatura de emplazamiento (baja temperatura), (b) como la mayor dispersión en la componente de alta temperatura (componente primaria) en el sitio JU-05. Inc: inclinación magnética.

10b). Y finalmente, las muestras que contienen una mezcla de matriz y clastos dieron 11 determinaciones de la T_e , en un rango de 200 °C a 520 °C, mostrando igual un pico en 360 °C (Figura 10c).

Las direcciones que muestran mayor dispersión y donde no fue posible determinar la T_e provienen de los sitios JU-01, JU-02, y parcialmente de JU-03, JU-06, JU-07 y JU-08, lo que podría sugerir que las muestras analizadas no alcanzaron la temperatura del flujo, dando como resultado direcciones aleatorias. No obstante, hay muestras que sí presentan T_e , principalmente: sitios JU-03, JU-04, JU-05, JU-08 y JU-09, de los cuales el sitio JU-05 es el que muestra el mejor agrupamiento en su diagrama direccional o estereograma de la componente de baja temperatura (Figura 11a), y más alta dispersión direccional en la componente de alta temperatura (Figura 11b), indicando por tanto que las temperaturas de emplazamiento son las más, posiblemente, fiables desde el punto de vista volcanológico. El resto de los sitios no son tan fiables por haberse determinado alta dispersión en sus componentes de baja temperatura o porque se definieron pocas temperaturas de emplazamiento.

Implicaciones de la erupción y mecanismo de emplazamiento

Es notorio que las temperaturas de emplazamiento estimadas muestran un amplio rango de valores (Figura 10), entre 200 °C y 600 °C. Este amplio rango de temperatura podría estar relacionado con la historia térmica de los clastos líticos incorporados en el flujo piroclástico, no así por la composición de los mismos. Esto podría sugerir la presencia de diversas contribuciones de distintas poblaciones de tamaño de clastos dentro del flujo piroclástico respecto a la temperatura de equilibrio debida a la transferencia de calor (McClelland y Druitt, 1989). En el modelo térmico de McClelland y Druitt (1989), la T_e para clastos grandes

podría ser menor que la T_{eq} de todo el depósito, de modo que la T_{eq} no se define por el valor más bajo de la T_e . Este modelo térmico puede explicar la gran dispersión en los valores de T_e para la Ignimbrita Panalillo inferior, donde los clastos líticos tenían una temperatura máxima inicial de hasta 520 °C en el momento de su incorporación en el depósito, mientras que la temperatura mínima de alrededor de 200 °C está indicada por la magnetización del interior de los clastos grandes. Los clastos con temperaturas mayores probablemente fueron calentados antes de entrar al flujo piroclástico y su efecto puede ser muy importante si ellos son erosionados de magma caliente del sistema cámara-conducto.

Proponemos que la temperatura de emplazamiento global de la Ignimbrita Panalillo está principalmente representada por el rango 240 °C – 360 °C, más otra de 520 °C. La temperatura más baja está probablemente dentro de los clastos grandes, en tanto que las más altas se encuentran en las muestras con alto porcentaje o compuestas de sólo matriz (Figura 10). No obstante, las temperaturas altas pueden estar asociadas con la temperatura que afectó al clasto en el momento de contacto con el magma y no a la temperatura de emplazamiento del depósito.

El tamaño de grano muy fino indica un mecanismo de fragmentación eficiente probablemente relacionado a una interacción profunda con un acuífero, y no sólo a la interacción superficial magma-agua (Giordano *et al.*, 2002), lo que es consistente con la disminución de la temperatura medida.

La mineralogía magnética inferida de las curvas de adquisición de magnetización remanente isothermal (MRI) y las curvas de susceptibilidad magnética en función de la temperatura, sugieren minerales que se formaron de diversas formas: a alta temperatura en el caso de la magnetita 575 °C; maghemita que se forma alrededor de los 300 °C por alteración de baja temperatura; y hematita que se forma alrededor de los 675 °C (posiblemente durante la oxidación deutérica). En las curvas termomagnéticas se observan

los efectos principalmente de minerales de magnetita y titanomagnetita. En los diagramas vectoriales se observan dos componentes en la gran mayoría de las muestras (una viscosa más la primaria). En las muestras de los distintos afloramientos (matriz, clasto y matriz+clasto) se encuentran ocasionalmente hasta tres componentes, lo que nos permitió determinar sus temperaturas de emplazamiento. Las muestras que son de matriz suelen ser más estables presentando más claramente la componente primaria, lo que es normal pues sugiere la temperatura máxima del flujo.

CONCLUSIONES

Este trabajo es un primer intento para dilucidar las interrogantes que se han formado en torno a si la Ignimbrita Panalillo Superior (26.8 ± 1.3 Ma) fue emplazada en frío o en caliente, ya que en campo presenta características geológicas sedimentarias con un aspecto estratificado. La ignimbrita presenta reomorfismo, un buen soldamiento y un acomodo extrovertido de los clastos, lo cual son algunas características que sugieren emplazamiento a alta temperatura.

Los resultados de las propiedades magnéticas muestran que los minerales responsables de la magnetización son principalmente magnetita, titanomagnetitas pobres en titanio y escasas titanohematitas. Sin embargo, en algunos casos se muestra la presencia de dos diferentes fases termomagnéticas durante el calentamiento, además de que las curvas k-T muestran irreversibilidad, este comportamiento indica la presencia de maghemita, la que probablemente resulta de una magnetización remanente química como resultado de hidrotermalismo a baja temperatura (100°C – 250°C). El presente estudio muestra claramente que la temperatura de emplazamiento de la Ignimbrita Panalillo Inferior se encuentra en el rango de 280°C – 360°C , lo que posiblemente se debe al tamaño de los clastos. Entonces es posible concluir que esta ignimbrita es realmente un flujo piroclástico.

La clasificación paleomagnética modificada de McClelland y Erwin (2003) (Figura 3) sugiere que para la Ignimbrita Panalillo el sitio JU-05 presentaría el mejor agrupamiento direccional para su componente de baja temperatura y una gran dispersión direccional para la componente de alta temperatura indicando por tanto que éstas temperaturas de emplazamiento, clasificadas en el cuadro C, son las más fiables desde el punto de vista paleomagnético-vulcanológico.

AGRADECIMIENTOS

LA agradece por el apoyo otorgado a los proyectos de investigación: IN108711-3 de PAPIIT-UNAM; y al 105194 del CONACYT. JRT agradece el apoyo al proyecto CONACYT, CB-83700.

REFERENCIAS

- Aramaki, S., Akimoto, S., 1957, Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism: *American Journal of Science*, 255, 619-627.
- Banks, N.G., Hoblitt, R.P., 1981, Summary of temperature studies of 1980 deposits, in Lipman P.W., Mullineaux D.R. (eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, Washington: USGS Professional Paper, 844 pp.
- Bardot, L., McClelland, E., 2000, The reliability of emplacement temperature estimates using palaeomagnetic methods: a case study from Santorini, Greece: *Geophysical Journal International*, 143, 39-51.
- Bardot, L., Thomas, R., McClelland, E., 1996, Emplacement temperatures of pyroclastic deposits on Santorini deduced from palaeomagnetic measurements: constraints on eruption mechanism, in Morris A, Tarling D.H. (eds.), *Paleomagnetism and tectonics of the Mediterranean region*: Geological Society of London, 105, 345-358.
- Cioni, R., Gurioli, L., Lanza, R., Zanella, E., 2004, Temperatures of the A.D. 79 pyroclastic density current deposits (Vesuvius, Italy): *Journal of Geophysical Research*, 109, B02207.
- Chadwick, R.S., 1971, Paleomagnetic criteria for volcanic breccia emplacement: *Geological Society of American Bulletin*, 82, 2285-2294.
- Clark, D., 1983, Magnetic properties of pyrrhoite applications to geology and geophysics: University of Sydney (Australia), M.Sc. Thesis, Unpublished, 256 pp.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence: *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13, 260-267.
- Druitt, T.H., Calder, E.S., Cole, P.D., Hoblitt, R.P., Loughlin, S.C., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Sparks, R.S.J., Voight, B., 2002, Small-volume, highly mobile pyroclastic flows formed by rapid sedimentation from pyroclastic surges at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: an important volcanic hazard, in Druitt, T.H., Kokelaar B.P. (eds.), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Geological Society of London, 263-279.
- Dunlop, D.J., 2002, Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data: *Journal of Geophysical Research* 107(B3), 2056, doi: 10.1029/2001JB000486.
- Giordano, G., De Rita, D., Cas, R., Rodani, S., 2002, Valley pond and ignimbrite veneer deposits in the small-volume phreatomagmatic 'Peperino-Albano' basic ignimbrite, Lago Albano maar, Colli Albani volcano, Italy: Influence of topography: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 131-144.
- Grubensky, M.J., Smith, G.A., Geissman, J.W., 1998, Field and paleomagnetic characterization of lithic and scoriaceous breccias at Pleistocene Broken Top volcano, Oregon Cascades: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83, 93-114.
- Hoblitt, R.P., Kellogg, K.S., 1979, Emplacement temperatures of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic techniques: *Geological Society of American Bulletin*, 90, 633-642.
- Kent, D.V., Ninkovich, D., Pescatore, T., Sparks, R.S.J., 1981, Palaeomagnetic determination of emplacement temperature of Versuvius AD 79 pyroclastic deposits: *Nature*, 290, 393-396.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 pp. 1 mapa.
- Maury, R., 1971, Application de la spectrométrie infrarouge à l'étude des bois fossilisés dans les formations volcaniques: *Bulletin of Society Geological of France*, 7, 532-538.
- McClelland, E.A., Druitt, T.H., 1989, Palaeomagnetic estimates of emplacement temperatures of pyroclastic deposits on Santorini, Greece: *Bulletin of Volcanology*, 51, 16-27.
- McClelland, E., Erwin, P.S., 2003, Was a dacite dome implicated in

- the 9,500 B.P. collapse of Mt Ruapehu? A palaeomagnetic investigation: *Bulletin of Volcanology*, 65, 294-305.
- McClelland, E., Wilson, C.J., Bardot, L., 2004, Paleotemperature determinations for the 1.8-Ka Taupo Ignimbrite, New Zealand, and implications for the emplacement history of a high-velocity pyroclastic flow: *Bulletin of Volcanology*, 66, 492-513.
- McClelland-Brown, E., 1982, Discrimination of TRM and CRM by blocking-temperature spectrum analysis: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30, 405-414.
- Néel, L., 1949, Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites: *Annales of Geophysics*, 5, 99-136.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación y post-laramídica en la parte sur de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 13-25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J.G., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of American Bulletin*, 111, 347-363.
- Paterson, G.A., Roberts, A.P., MacNiocaill, C., Muxworthy, A.R. Gurioli, L., Viramonté, J.G., Navarro, C., Weider, S., 2010, Paleomagnetic determination of emplacement temperatures of pyroclastic deposits: an under-utilized tool: *Bulletin of Volcanology*, 72, 309-330. doi: 10.1007/s00445-009-0324-4.
- Porreca, M., Mattei, M., MacNiocaill, C., Giordano, G., McClelland, E., Funicello, R., 2008, Paleomagnetic evidence for the low-temperature emplacement of the phreatomagmatic Peperino Albano ignimbrite (Colli Albani Volcano, Central Italy): *Bulletin of Volcanology*, 70: 877-893, doi: 10.1007/s00445-007-0176-8.
- Pullaiah, G.E., Irving, E., Buchan, K.L., Dunlop, D.J., 1975, Magnetization changes caused by burial and uplift: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 28, 133-143.
- Sawada, Y., Sampei, Y., Hyodo, M., Yagami, T., Fukue, M., 2001, Estimation of emplacement temperature of pyroclastic flows using H/C ratios of carbonized wood: *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 104, 1-20.
- Swanson, E.R., McDowell, F.W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western México: *International Journal of Geophysical Research*, 89, 8787-8799.
- Torres-Hernández, J.R., 2009, Origen y emplazamiento de las ignimbritas Cantera y Panalillo del Campo Volcánico de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis doctoral, 204 pp.
- Torres-Hernández, J. R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Siebe-Grabach, C., Macías-Vázquez, J.L., Espíndola-Castro, J.M., Aranda-Gómez, J.J., 2001, Vulcanismo y extensión: la evolución de un campo volcánico en el Altiplano Central de México: *Actas INAGEQ*, 7, 1, p. 58.
- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, Gómez-Anguiano, M., Mata-Segura, J.L., 2006, The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite: *Geofísica Internacional*, 45, 243-253.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 287-303.
- Tsuboi, S., Tsuya, H., 1930, On the temperature of the pumiceous ejecta of Komagatake, Hokkaido, as inferred from their modes of oxidation: *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 8, 271-273.
- Walker, G.P.L., 1985, Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 157-171.
- Williams, W., Dunlop, D., 1995, Simulation of magnetic hysteresis in pseudo-single-domain grains of magnetite: *Journal of Geophysical Research*, 100, 3859-3871.
- Witham, C.S., 2005, Volcanic disasters and incidents: a new database: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148, 191-233, doi: 10.1016/j.volres.2005.04.017.
- Wright, J.V., 1978, Remanent magnetism of poorly sorted deposits from the Minoan eruption of Santorini: *Bulletin of Volcanology*, 41(2), 131-135.

Manuscrito recibido: Septiembre 13, 2011

Manuscrito corregido recibido: Mayo 23, 2012

Manuscrito aceptado: Mayo 29, 2012