



LATINMAG

February 2015 - Volume 5 - Number 5 LL15-0501Rs

Published on behalf of the Latin American Association of Paleomagnetism and Geomagnetism by the Instituto de Geofisica, Universidad Nacional Autónoma de México.

Estudio paleomagnético de la secuencia volcánica Mil Cumbres (Michoacán, México)

- O. Montes Alva, V. H. Garduño Monroy, M. Cervantes Solano,
- A. Gogichaishvili, J. Morales Contreras, A. M. Soler-Arechalde,
- R. Maciel-Peña, L. Alva-Valdivia, J. Rosas Elguera, J. Urrutia-Fucugauchi

19 pages, 13 figures

Latinmag Letters can be viewed and copied free of charge at: http://www.geofisica.unam.mx/LatinmagLetters/

Papers contents can be reproduced meanwhile the source is cited



Published on behalf of Latin American Association of Paleomagnetism and Geomagnetism by the Instituto de Geofisica, Universidad Nacional Autónoma de México

Estudio paleomagnético de la secuencia volcánica Mil Cumbres (Michoacán, México)

O. Montes Alva¹, V. H. Garduño Monroy², M. Cervantes Solano³, A. Gogichaishvili¹*, J. Morales Contreras¹, A. M. Soler-Arechalde⁴, R. Maciel-Peña¹, L. Alva-Valdivia⁴, J. Rosas Elguera⁵, J. Urrutia-Fucugauchi⁴

Recibido: Noviembre 2014, Aceptado: Diciembre 2014, Publicado: Febrero 2015

Resumen.

En este trabajo se efectuó la caracterización de las propiedades magnéticas y definición de estratigrafía magnética de varias unidades litológicas de la Sierra de Mil Cumbres (SMC, 16 sitios, 145 núcleos someros, 321 especímenes). El propósito final del trabajo fue obtener los primeros datos paleomagnéticos para el Mioceno temprano dado que hasta ahora únicamente se tenían datos para los últimos 11 Ma provenientes principalmente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). A partir de los distintos experimentos de magnetismo de rocas, se determinó que los minerales responsables de las magnetizaciones son probablemente titanomagnetitas pobres en Ti, aunque en algunos casos se observan efectos de maghemitización y/o intercrecimientos con fases de titanohematitas resultado de alteraciones hidrotermales. Se seleccionaron muestras que fueron preparadas para observaciones de minerales magnéticos opacos bajo luz reflejada con el fin de corroborar estas inferencias. Se estableció una escala de polaridades magnéticas regionales por medio de correlación con la Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (GPTS por sus siglas en inglés). Además, se determinaron las posibles rotaciones tectónicas por medio de la comparación de las paleodirecciones medias obtenidas para la SMC con las direcciones esperadas (recalculadas) de los polos de referencia para el cratón norteamericano del Mioceno temprano. Se obtuvo mediante VGPs (Polos Virtuales Geomagnéticos por sus siglas en inglés) un nuevo polo paleomagnético de la región que concuerda con otras estimaciones confiables de Mioceno temprano para la Faja Volcánica Transmexicana. El presente trabajo pretende ser una contribución a la caracterización del campo geomagnético y sus variaciones, a la vez que intenta ampliar la base de datos paleomagnéticos para centro y oeste de México.

Palabras Clave: Mioceno, paleomagnetismo, magnetismo de rocas, estratigrafía, tectónica, Michoacán.

¹Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto Geofísica, Unidad Michoacán, Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Morelia, MEXICO.

²Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, MEXICO.

³Escuela Nacional de Estudios Superiores, Campus Morelia, MEXICO.

⁴Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto Geofísica, Laboratorio de Paleomagnetismo, Ciudad Universitaria, 04510, México, D. F., MEXICO.

⁵Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Sede Guadalajara, Universidad de Guadalajara, Jalisco, MEXICO.

^{*}corresponding author: avto@geofisica.unam.mx



Abstract.

Magnetic Stratigraphy and magnetic property analysis was performed in several lithologic units from Sierra de Mil Cumbres (SMC, 16 sites, 145 shallow cores, 321 specimens). The main purpose was to obtain the first early Miocene paleomagnetic data since data were only available for last 11 Ma from the Trans-Mexican Volcanic Belt (FVTM). Experiments on rock magnetism determined that the minerals carrying the magnetization are probably Ti poor titanomagnetites, although in some cases maghemite and/or intergrowths with titanohematite phases were observed as a result of hydrothermal alteration. Ore magnetic observations under reflected light were performed on selected samples in order to confirm magnetic inferences. A regional magnetic polarity scale was established correlated with the Geomagnetic Polarity Temporal Scale (GPTS). Additionally possible tectonic rotations were determined from comparison among paleodirection means obtained for the SMC and expected directions (recalculated) from reference poles for early Miocene North America craton. Employing VGPs (Virtual Geomagnetic Poles) a new paleomagnetic pole was obtained for the region, which agrees with other early Miocene reliable estimations for the Trans-Mexican Volcanic Belt. This work tries to be a contribution for the geomagnetic field and their variations characterizations and as well to widen the data paleomagnetic base for middle and west Mexico.

Keywords: Miocene, paleomagnetism, rock magnetism, stratigraphy, tectonics, Michoacán.

1. Introducción

El paleomagnetismo es el campo de la ciencia que estudia el magnetismo de las rocas. Las rocas contienen una cantidad relativamente pequeña de minerales ferromagnéticos (aproximadamente entre 1 y 10% del volumen de la roca), pero estos minerales tienen la capacidad de registrar, bajo ciertas condiciones, la dirección del campo magnético terrestre existente en el momento de la formación de la roca. Como la magnetización remanente de las rocas refleja el campo magnético presente durante la formación de las mismas, la información acerca de las características y los cambios del campo geomagnético pueden ser obtenidos a través del análisis en laboratorio. La hipótesis fundamental del paleomagnetismo de que el campo es geocéntrico, axial y dipolar, permite su uso como sistema de referencia fijo sobre la Tierra. Esta aseveración es real si los datos paleomagnéticos son promediados en intervalos mayores a 100 mil años, con el fin de promediar la variación secular. Así, las desviaciones de las direcciones paleomagnéticas con respecto a la dirección esperada da información acerca de los movimientos de las unidades geológicas estudiadas. De esta manera, los movimientos de las placas tectónicas, fundamentalmente para los últimos 200 millones de años han sido reconstruidos, pero también han sido resueltos muchos problemas tectónicos de naturaleza regional y local de menor magnitud (e.g. Van der Voo, 1983).

Un amplio campo de aplicación de los métodos paleomagnéticos es su uso como herramienta de fechamiento. El campo magnético cambia su polaridad sin periodicidad, es decir, el norte magnético se torna sur magnético y viceversa. Una roca magnetizada en un campo con la misma polaridad que la actual (polaridad normal) presentará una dirección de magnetización antipodal a la magnetización remanente de



la roca magnetizada en un campo geomagnético de polaridad reversa. El estudio del patrón de cambio de polaridades del campo geomagnético junto con el tipo de estrato en el que es registrada esta información se conoce como magnetoestratigrafía. Una sección geológica con depositación continua muestra un patrón de polaridades normales y reversas, y de este modo pueden ser correlacionadas con la Escala de Polaridad Geomagnética existente (Cande y Kent, 1992). En estas escalas, los datos magnetoestratigráficos (patrones de polaridad) son calibrados con datos paleontológicos y radiométricos, con lo que se constituyen en una escala de tiempo absoluta. Para poder correlacionar una sección magnetoestratigráfica con la escala de polaridades geomagnética de manera correcta es necesario contar con un punto de anclaje, esto es, contar con un fechamiento absoluto en la sección. Esta edad absoluta junto con el patrón magnetoestratigráfico característico obtenido, suple las edades de los diferentes estratos de la unidad estudiada.

El emplazamiento de las rocas ígneas a lo largo de la historia de la Tierra es un proceso frecuente, esto junto con la cantidad de minerales magnéticos presentes en ellas hace que las lavas sean la principal fuente de estudio para el paleomagnetismo, puesto que nos dan información sobre el comportamiento y evolución del campo geomagnético en diversos periodos de tiempo. Este registro generalmente está constituido por componentes magnéticas primarias, la magnetización adquirida al momento de formación de la roca y componentes secundarias adquiridas durante la evolución geológica de las mismas.

El objetivo de este trabajo es definir la estratigrafía magnética de la secuencia volcánica de Mil Cumbres para asignar edades a las unidades no datadas, mediante el establecimiento de correlaciones con la escala global temporal de polaridad magnética, y determinar posibles rotaciones tectónicas a través de la comparación de las paleodirecciones medias obtenidas para la SMC con las direcciones esperadas (recalculadas) de los polos de referencia para el cratón norteamericano del Mioceno-Temprano (Besse y Coutillot, 2002).

La Sierra Mil Cumbres se localiza en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana, justo frente al arco y NE del estado de Michoacán. Es una secuencia volcánica compleja que se originó aproximadamente hace unos 23 Ma. Generalmente está compuesta de depósitos andesíticos, dacíticos, ignimbríticos y basálticos del Oligoceno-Mioceno.

Gran parte del trabajo de laboratorio se enfocó en identificar las componentes vectoriales de magnetización y sus propiedades magnéticas con el objeto de determinar la magnetización característica de cada muestra y la mineralogía magnética de los portadores de magnetización respectivamente. Con ello podremos definir la polaridad magnética de cada una de las unidades estudiadas para eventualmente poder efectuar la correlación con la escala geomagnética temporal de referencia (GPTS). Por otro lado, esto nos lleva a la posibilidad y condiciones para determinar movimientos tectónicos de carácter regional pero también locales entre las unidades.

2. Contexto geológico y detalles de muestreo

La secuencia de Mil Cumbres(SMC) se localiza al NW de la ciudad de Morelia (Figura 1) y está delimitada al Este por el Campo Volcánico Los Azufres (CVLA), al Oeste por el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), al Norte por la cuenca del Lago de Cuitzeo y al Sur por la Depresión del Balsas (Gómez-Vasconcelos, 2012).



La zona donde se encuentra la SMC forma parte de dos elementos estructurales regionales, por un lado la estructura de Tzitzio-Valle de Santiago de dirección NNW-SSE y por otro las estructuras ENE-WSW y E-W del sistema Acambay-Morelia. Ambos sistemas afectan a la SMC, la cual forma un alto estructural (horst) NW-SE, delimitado por fallas con una componente normal y de orientación E-W y NE-SW, el cual aloja varias estructuras volcánicas y que divide a las zonas lacustres de la Faja Volcánica Trasmexicana de la depresión de Tierra Caliente (Figura 1).

La SMC mide aproximadamente 60 km de largo por 18 km de ancho, ocupa un área de ~870 km² y está a aproximadamente 300 km de la Trinchera Mesoamericana. Se desarrolla desde los 2000 hasta los 3000 msnm, con un gradiente altitudinal de ~1000 m; con pendientes que varían entre 0° y 79° (Figura 1, Gómez-Vasconcelos, 2012). Su vulcanismo se caracteriza por lavas de composición intermedia a básica y flujos piroclásticos de composición ácida (Garduño-Monroy et al., 2009). La primera descripción que se hizo de esta zona fue hecha en la década de los 70's por Silva-Mora (1979), caracterizándola como una secuencia de lavas basálticas, andesíticas y dacíticas interestratificadas con ignimbritas del Mioceno medio que sobre yacen al basamento terrígeno. Gómez-Vasconcelos (2012) ha identificado cuatro estructuras volcánicas independientes que componen la SMC, con diferentes edades, tipos de depósitos volcánicos, y características petrográficas y químicas (Figura 2). Las cuatro estructuras que conforman la SMC, de SW a NE son caldera de Atécuaro, caldera la Escalera, Complejo Volcánico Indaparapeo y Complejo Volcánico Garnica; todas éstas en un alineamiento de dirección preferencial NE-SW.

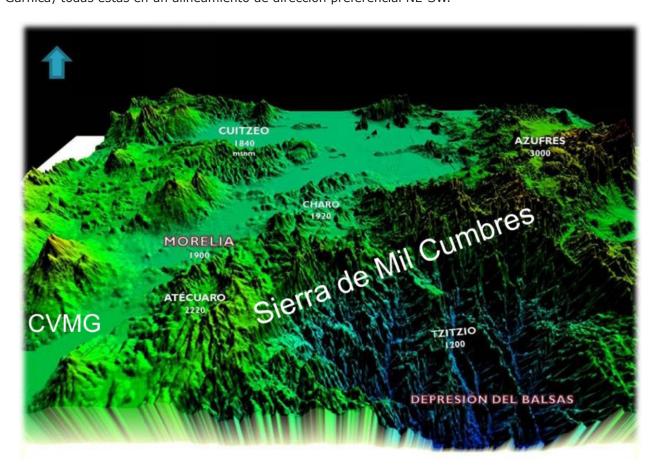


Figura 1. Modelo de elevaciones en 3D de la SMC (Tomada de Gómez-Vasconcelos, 2012).



Entre la Sierra de Mil Cumbres y la gran estructura de Tzitzio se encuentran unidades del Jurásico Superior al Mioceno. El basamento de la zona está constituido por rocas de tipo turbiditas, con un metamorfismo de bajo grado que aún permite apreciar las estructuras de corriente o carga de estas facies terrígenas. Comprende areniscas, lutitas y limos color verde, sumamente deformados, con esquistosidad, pliegues y fallas inversas. Sobre esta unidad de bajo metamorfismo (esquistos verdes) se observa un conglomerado polimíctico donde abundan fragmentos de cuarzo lechoso, rocas terrígenas e intrusivas. Su contacto inferior es erosivo y discordante, ya que las capas de esta unidad están inclinadas formando un gran pliegue conocido como el pliegue de fondo de Tzitzio (Tardy, 1980). A continuación se presenta una amplia secuencia de areniscas y limolitas color rojo, que hacia la base contiene grandes bancos de areniscas y microconglomerados y hacia la cima van aumentando los niveles de limolitas arcillosas. Sobre esta unidad de Capas Rojas se desarrolla una secuencia de conglomerados de rocas volcánicas de color verde, que poco a poco pasan a ser alternancias de lavas andesíticas y de productos piroclásticos. Sobre ellas afloran grandes mesas de ignimbritas soldadas que gobiernan la morfología, configurando mesas basculadas hacia el norte, estas últimas secuencias han sido datadas por Gómez-Vasconcelos, (2012) como Oligoceno - Mioceno.

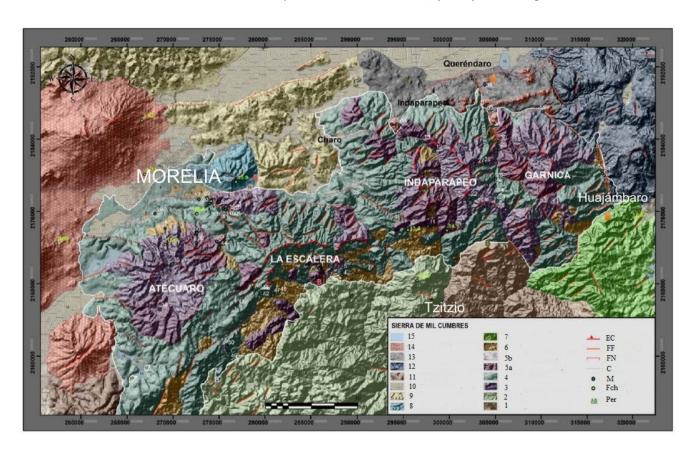


Figura 2. Estructuras volcánicas que conforman la Sierra de Mil Cumbres. (Tomada de Gómez-Vasconcelos, 2012).

- 1 Formación Patámbaro-Tzitzio
- 2 Formación Tafetán
- 3 Lavas andesítico-basálticas (SMC)
- 4 Ignimbritas (SMC)
- 5a Domos andesíticos (SMC)
- 5b Domos dacíticos (SMC)
- 6 Flujos de escombros (lahares) SMC
- 7 Complejo Volcánico Pucuato
- 8 Compleio Volcánico Punhuato
- 9 Ignimbritas de Cuitzeo
- 10 Sedimentos fluvio-lacustres
- 11 Caldera de Villa Madero
- 12 Complejo Volcánico Los Azufres
- 13 Lavas Basálticas (CVMT)
- 15 Cuerpos de agua

EC Estructuras de Colapso FF Fallas y Fracturas

FN Fallas Normales

C Caminos

M Muestras

Fch Fechas (Ma) Per Perfiles

14 Conos Monogenéticos (CVMG)



Recientemente, Macías et al. (2009) realizó un estudio vulcanológico de la secuencia estratigráfica de Mil Cumbres y la zona geotérmica Los Azufres donde compila información cartográfica, estratigráfica y geocronológica obtenida de rocas en superficie y del subsuelo, para definir la evolución del vulcanismo en el campo con el tiempo.

El punto donde se encontró mejor expuesta la secuencia fue en el camino que une Ciudad Hidalgo con Morelia, en el tramo entre Morelia y Huajúmbaro. La secuencia en este trayecto se compone de una brecha basal con bloques angulares que luego se convierte en una capa de caída y oleadas piroclásticas, sobreyacidas por una capa de ignimbrita masiva de color rosado a rojiza, bien soldada, y que fue fechada en 17.6 Ma. (Figura 2 y Tabla 2). En la década de los 70's se hicieron algunos fechamientos de la secuencia (Demant, et al., 1975 y Demant, 1978), y con base en éstos se dividió la Sierra de Mil Cumbres en dos unidades: la base del Mioceno inferior-medio (10.2 a 18 Ma) con andesitas, ignimbritas y depósitos sedimentarios, cubierta por andesitas y en menor proporción dacitas, y la parte superior (1.3 a 6 Ma) con andesitas (De la Cruz et al., 1982).

Nuevos fechamientos realizados con el método de 40 Ar / 39 Ar en rocas de pozos por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) (Tabla 1), indican que las edades varían de la base a la cima de la siguiente forma: Andesita (a 2876 m de profundidad) tiene una edad mínima de 23.1 \pm 3.5 Ma, otra andesita (de profundidad 1600-1603 m) dio 19.6 \pm 0.2 Ma, y una brecha andesítica (650-654.5 m de profundidad) dio una edad mínima de 18.3 \pm 0.8 Ma. Por lo tanto, las edades de las rocas interpretadas en estudios previos como Sierra de Mil Cumbres y que son cortadas entre 650 y 2700 m en el pozo AZ20 tienen una edad que varía de 18 a 23 Ma (Mioceno Temprano).

3. Muestreo

Se muestrearon 16 sitios con el objetivo de abarcar toda la secuencia de Mil Cumbres de forma vertical (Figura 3, Tabla 2). En estos sitios se perforaron un total de 145 núcleos de una pulgada de diámetro usando una perforadora portátil con motor a gasolina con una broca con corona de diamante. La orientación se hizo usando una brújula Brunton. Especial cuidado se tuvo de que las rocas estuvieran emplazadas in situ, como también lo menos alteradas posible.

En la Tabla 2 se presenta una descripción general de los sitios muestreados, señalando las coordenadas de cada sitio, su altitud y litología, así como las muestras con datación radiométrica.

Tabla 1. Fechamientos realizados por el método 40Ar/39Ar en la Universidad de Fairbanks, Alaska, EUA por el Dr. Paul Layer. (Tomada de Macías et al. 2009).

Secuencia <i>Mioceno</i>	Muestra	Edad (Ma)			
Mil Cumbres (lava)	AZ-20-2876	>23.1 ± 3.5 (Edad Mínima; rejuvenecida)			
Mil Cumbres (lava)	AZ-20-1600	19.62 ± 0.27			
Mil Cumbres (lava)	AZ-20-650	>18.03 ± 0.8 (Edad mínima; rejuvenecida)			
Mil Cumbres (ignimbrita)	AZV-0801	17.6 ± 0.2			
Mil Cumbres (lava)	AZ-56-2495	16.83 ± 0.28			



Tabla 2. Identificación para la localización y detalles de los sitios muestreados

Sitio	Coordenadas	Altitud (msnm)	Litología	Edad ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (Ma)*
1A	x. 305021 y. 2177984	2651	Andesita basáltica	-
1B	x. 305127 y. 2177909	2637	Andesita basáltica	16.15±0.23 MC11-24
2	x. 297111 y.2183701	2130	Lava masiva	16.62±0.25 MC11-13
3	x. 297707 y.2174372	2164	Lava lajeada	16.59±0.16 MC11-11
4	x. 275218 y.2177764	1967	Lava masiva	-
5	x. 269166 y.2172311	2252	Andesita. Domo de lava masiva	-
6	x. 280881 y.2166754	1843	Ignimbrita	22.3±04 MC11-47
7	x. 272622 y.2175726	2107	Ignimbrita	-
8	x. 300266 y.2169444	1282	Domo andesítico	-
9	Pie de mesa, Tzitzio	~1200	Ignimbrita	-
10	x.295610 y.2174389	2180	Domo andesítico	12.91±0.3 MC11-10
11	x.293726 y.2173942	2237	Andesita lajeada	-
12	x.286127 y.2169930	1793	Domo andesítico	-
13	x.287508 y.2170006	1839	Flujo de lava andesítico	-
14	x.288524 y.2169437	1845	Flujo de lava andesítico.	-
15	x.211808 y.2171083	1718	Ignimbrita	-

4. Procedimientos de laboratorio

La magnetización remanente de las muestras estudiadas fue medida con un magnetómetro de giro JR6 (AGICO) (sensibilidad nominal de 10⁻⁹Am²). La desmagnetización por campos alternos (AF, por sus siglas en ingles) se realizó con un desmagnetizador Molspin y para la desmagnetización térmica se empleó un horno ASC-TD48. Para algunos sitios, se encontró una componente secundaria pequeña, probablemente de origen viscoso, la cual se eliminó fácilmente con la aplicación de 10 mT (Figura 4a). En la mayoría de las muestras la magnetización remanente se removió a temperaturas entre 530 y 565°C, lo que sugiere que los portadores de la magnetización son titanomagnetitas pobres en Ti. Los campos medios destructivos (MDF),



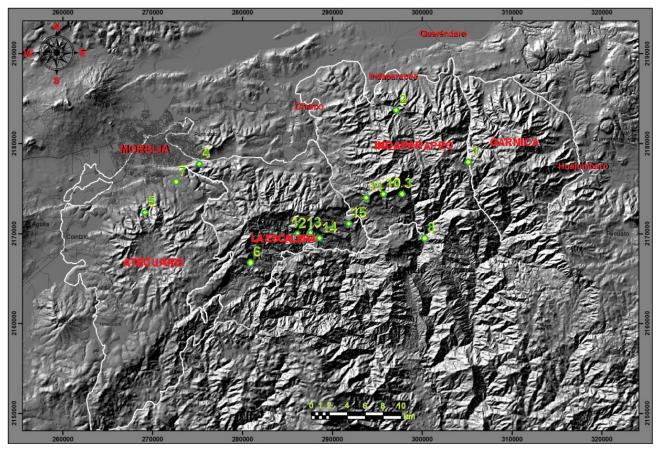


Figura 3. Localización de los sitios muestreados.

Tabla 3. Principales paleodirecciones de la remanencia característica, localidades. N, número de muestras tratadas; n, número de especinfianza del 95% de la Estadística de Fisher; Plat, Plong, paleolatitud y paleolongitud de los sitios estudiados; Pol, polaridad magnética.

Sitio	n/N	Inc	Dec	К	a95	Plat	Plong	Pol
1A	7/7	-36.1	159.6	433	2.9	70.81	173.63	R
1B	7/7	-39.1	161.2	185	4.4	72.26	180.31	R
2	7/7	38.4	343.8	678	2.1	74.71	179.28	N
3	0/7	N.D.	N.D.	-	-			-
4	6/7	27.8	14.7	174	4.9	75.16	5.46	N
5	6/7	36.7	322.6	154	5.4	54.92	176.77	N
6	5/7	-11.5	161.2	114	6.3	67.11	134.32	R
7	7/7	-54.3	141.2	173	5.3	52.57	201.00	R
8	0/7	N.D.	N.D.	-	-			-
9	6/7	38.9	357.6	98	7.1	86.72	216.02	N
10	7/7	-36.8	175.8	54	9.3	85.95	182.72	R
11	6/7	-47.2	168.4	177	4.8	76.25	210.71	R
12	0/7	N.D.	N.D.	-	-			-
13	6/7	14.5	337.3	204	4.7	64.82	142.92	N
14	0/7	N.D.	N.D.	-	-			-
15	7/7	39.6	347.4	165	5.6	77.89	184.83	N



están en el rango de 25 a 45 mT, lo que sugiere granos de dominio pseudo sencillo (PSD) como portadores magnéticos (Dunlop y Ozdemir, 1997).

Se tomó una muestra representativa de cada uno de los sitios y se hicieron secciones pulidas para analizarse bajo luz reflejada. Los minerales magnéticos observados son predominantemente pequeños, con cristales euhedrales de titanomagnetitas e ilmenitas con texturas esqueléticas o a veces diseminadas. En general los estados de oxidación varían entre C2-C3 y R1 (Haggerty, 1976) para titanomagnetitas e ilmenitas, respectivamente. Los tamaños de grano varían entre 30 y 200 µm, Figura 5.

Se realizaron experimentos de propiedades magnéticas de rocas de una muestra representativa de cada sitio para identificar los portadores magnéticos y estimar el tamaño de grano característico.

Las mediciones de variación de la susceptibilidad con temperatura (curvas k-T) se realizaron con un susceptibilímetro BARTINGTON MS2 equipado con horno. Una muestra de cada sitio se calentó hasta 650°C

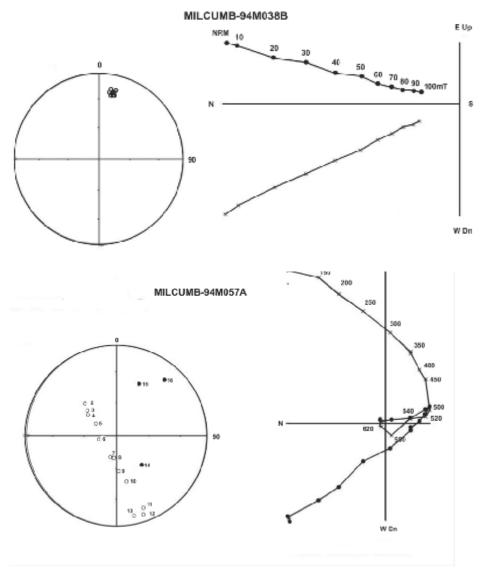


Figura 4. Ejemplo representativo de la desmagnetización por campos alternos donde se observa una componente univectorial con tendencia al origen. Muestra 94M038B (Lava masiva) y ejemplo de desmagnetización térmica representativa con múltiples componentes de remanencia. La componente primaria se aísla a partir de 510°C. Muestra 94M057A (Ignimbrita).



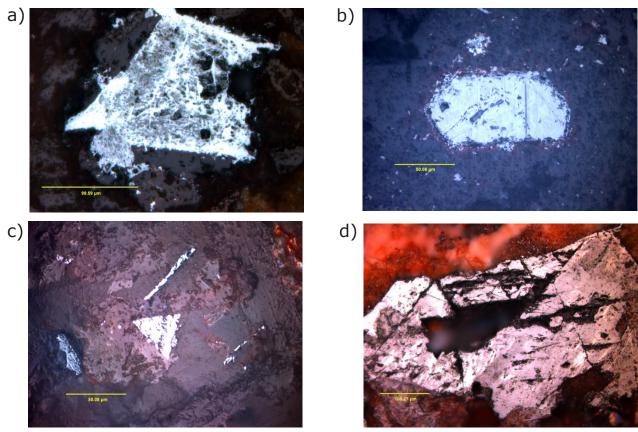


Figura 5. Microfotografías de secciones pulidas de fragmentos de roca. Ti-Mt: Titanomagnetita. a) grano de Ti-Mt de estructura esquelética, b) cristal subhedral alterándose a Ilmenita, c) cristal euhedral de Ti-Mt, d) cristal de Ti-Mt alterado en su mayoría a Ilmenita.

a una velocidad de calentamiento de 15°C/min. La temperatura de Curie se determinó por el método de Prévot et al. (1983). En la mayoría de las muestras se observó una fase termomagnética correspondiente a titanomagnetitas pobres en titanio, con un rango de temperatura de Curie entre los 520° a 565°C. La marcada irreversibilidad de las curvas de calentamiento y enfriamiento (Figura 6a) sugieren que la titanomagnetita pudo transformarse en hematita o maghemita durante el calentamiento, dado que las curvas de enfriamiento fueron menores que las curvas de calentamiento. En algunas muestras se observaron dos fases termomagnéticas durante el calentamiento. Una primera entre 200-250°C y una más alta cercana a los 540°C lo que sugiere la coexistencia de titanomagnetitas ricas y pobres en Ti, respectivamente (Figura 6b).

En la Figura 7 se muestran los resultados de los parámetros de histéresis a temperatura ambiente de muestras representativas de cada sitio. Las muestras fueron analizadas en un magnetómetro AGFM "Micromag" del laboratorio del Instituto de Geofísica de la UNAM en la Ciudad de México, aplicando campos hasta 1.2 Teslas (T). La magnetización remanente de saturación *Jrs*, la magnetización de saturación, *Js* y la fuerza coercitiva *Hc*, fueron calculadas después de la corrección por la contribución paramagnética de las muestras. La coercitividad de la remanencia (*Hcr*) se determinó saturando las muestras y aplicando campos opuestos crecientes. Los ciclos de histéresis fueron generalmente simétricos, y sólo ocasionalmente con forma de "cintura de avispa", lo que indica la presencia de fases ferrimagnéticas de diferentes coercitividades en algunas muestras o combinación de granos de dominio simple (SD) y granos superparamagnéticos (SP).



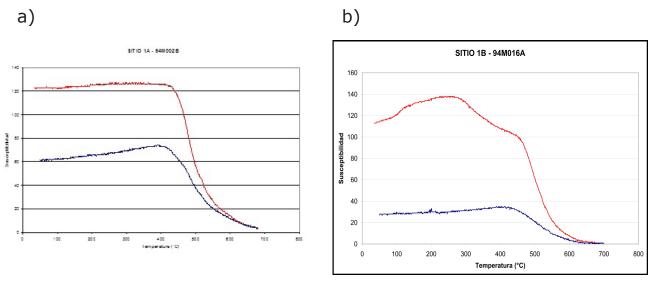


Figura 6. a, b – Curvas representativas de la Susceptibilidad vs. Temperatura. El color rojo y azul representa el proceso de calentamiento y de enfriamiento, respectivamente. a) Sitio 1A - 94M002B b) Sitio 1B - 94M016A

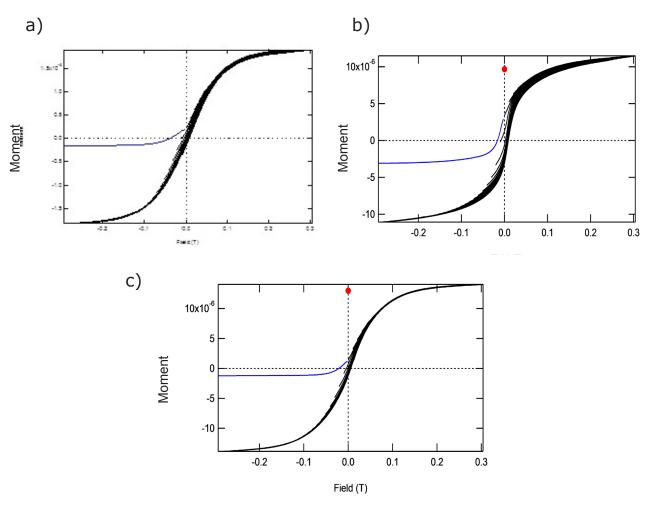


Figura 7. Diagramas representativos de los experimentos de histeresis. a) Sitio 7 - Ignimbrita; b) Sitio 13 - Flujo de lava andesítico; c) Sitio 5 - Domo andesítico.



Los datos de los parámetros de histéresis, junto a los de las temperaturas de desbloqueo, sugieren que los portadores magnéticos de las muestras de este estudio son en su mayoría magnetitas y titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, que se encuentran en el rango de los granos pseudo-dominio simple (PSD), lo que es habitual (Dunlop, 2002) en muestras que contienen una población de granos magnéticos que es mezcla de granos multidominio (MD) y dominio sencillo (SD).

5. Principales resultados y discusión

Para la mayoría de sitios se determinó la magnetización remanente característica (ChRM por sus siglas en inglés) con MAD<5° mediante AF y desmagnetización térmica. Algunos sitios exhiben componentes secundarios de diferente polaridad portados por maghemita. Estos componentes pueden deberse a la formación secundaria por oxidación a baja temperatura de estos minerales durante un tiempo posterior y en presencia de un campo magnético variable. Los sitios mostraron pequeña dispersión dentro del sitio y alta estabilidad direccional. La Dirección promedio de cada flujo se determinó con buena precisión en 12 sitios (α 95 <9.3°, Tabla 3).

Consideramos que las paleodirecciones determinadas en este estudio son de origen primario. Las curvas termomagnéticas muestran que la remanencia la portan en la mayoría de los casos titanomagnetitas pobres en Ti, resultado de oxi-exsolución de titanomagnetitas formadas originalmente por oxidación de alta temperatura (deutérica) durante el enfriamiento de los flujos de lava, lo que indica que la magnetización primaria es una TRM (magnetización termorremanente). Por otra parte, los espectros de temperatura de desbloqueo y las relativamente altas coercitividades determinan que la magnetización remanente es portada principalmente por granos del tipo PSD.

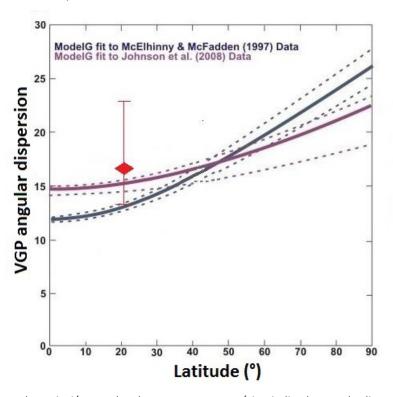


Figura 8. Parámetros de variación secular de campo geomagnético indicados por la dispersión angular de los polos geomagnéticos virtuales comparados con los modelos existentes para el Plio-Quaternario.



Para estimar la variación paleosecular en este estudio se empleó

$$S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / n$$

donde \boldsymbol{S}_{τ} es la dispersión angular total definida por

$$S_{\tau} = \left[\left(\frac{1}{N-1} \right) \sum_{i=1}^{N} \delta t^{2} \right]^{\frac{1}{2}} = \left[\left(1 / N - 1 \right) \text{SNdi21} / 2 \right]; \text{ (Cox, 1970)}$$

donde N es el número de sitios utilizados en el cálculo, δ la distancia angular del iésimo polo virtual geomagnético (PGV), S_w la dispersión en el sitio (McEllhinny y McFadden, 1997) y, n el número promedio de muestras por sitio.

Todos los polos virtuales geomagnéticos (VGP) obtenidos en este estudio presentan paleolatitudes mayores a 60° (Tabla 3), valor que se adoptó como ángulo de corte (Johnson et al., 2008) y por lo tanto se descartan las direcciones transicionales. Para el cálculo de los parámetros de variación paleosecular se obtuvieron $S_F = 16.43$ con $S_U = 22.85$ y $S_U = 12.83$ (límites superior e inferior de SF respectivamente) que, razonablemente coincide con el modelo G, de McFadden et al. (1991) apto para la SW de McElhinny y McFadden (1997) y Johnson et al. (2008) para las bases de datos de los últimos 5 Ma y también para el Mioceno (Figuras 8 y 9).

Se calcularon las paleodirecciones principales de remanencia característica, así como parámetros de precisión de estadística de Fisher (Fisher, 1953) para cada uno de los sitios (Tabla 3, Figura 10), así como la paleolatitud y paleolongitud. Si la paleolatitud está entre +45 y +90° se considera que la polaridad es normal, y entre -45 y -90° se considera polaridad inversa. Los valores que quedan fuera de estos rangos se les consideran con polaridad intermedia o indefinida.

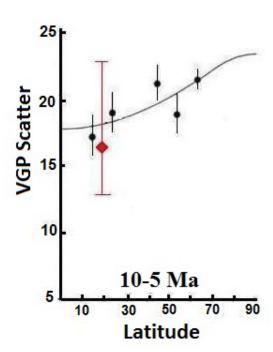


Figura 9. Parámetros de variación secular de campo geomagnético indicados por la dispersión angular de los polos geomagnéticos virtuales comparados con los modelos existentes para los 5Ma.

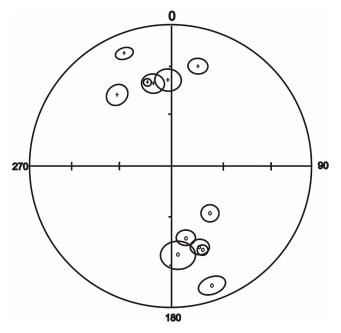


Figura 10. Estereograma de igual área para las paleodireciones, (Inclinación y declinación) medias por sitio con sus círculos de confianza. Los círculos representan inclinaciones negativas (por lo tanto refieren al campo magnético invertido) mientras las cruces indican las inclinaciones positivas (equivalente a campo magnético terrestre de polaridad normal).



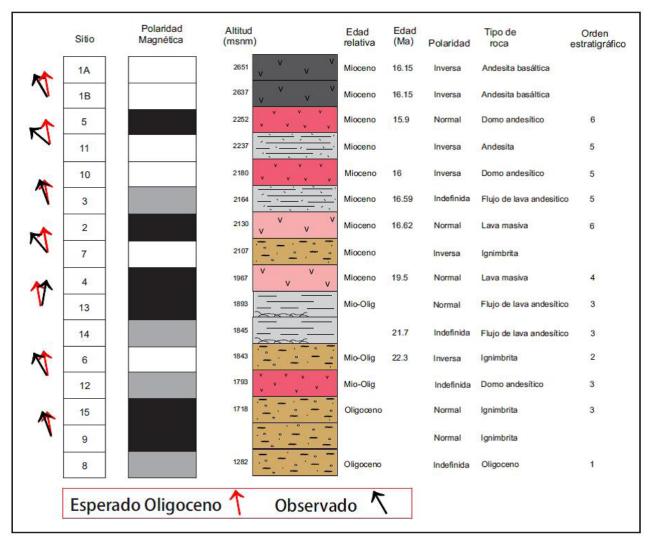


Figura 11. Polaridades magnéticas determinadas y determinación de las desviaciones en la declinación magnética observada por sitio respecto a las paleodirecciones esperadas para las rocas volcánicas de la secuencia Mil Cumbres

En la Figura 11 queda ejemplificada con una columna de polaridades magnéticas la polaridad que corresponde a cada de las 16 unidades litológicas que se muestrearon, donde se obtuvieron 6 sitios con polaridad normal y 6 con polaridad inversa; 4 sitios resultaron imposibles a determinar polaridad alguna debido a comportamiento errático tanto en las desmagnetizaciones térmicas como por campos alternos.

La secuencia de flujos estudiada ha registrado al menos cinco intervalos de polaridad. Los VGPs correspondientes ajustados mediante estadística Fisher mostraron una correlación significativa. Se obtuvo un nuevo polo paleomagnético de la región mediante VGPs, que concuerda con otras estimaciones confiables del Mioceno tardío para la Faja Volcanica Trans-Mexicana.

Para analizar la variabilidad de campo geomagnético se utilizaron ventanas móviles de 5 Ma. La dispersión de los VGP (S_B) es ligeramente menor que el valor esperado para esta latitud en el intervalo de 0-5 Ma (McElhinny y McFadden, 1997), pero concuerda bien con el calculado por Biggin et al., (2008) para el periodo estudiado. Así, nuestros datos refuerzan la hipótesis acerca de la existencia de un estilo diferente de variación secular durante el Mioceno tardío y Plio-Cuaternario, que a su vez apoyan la relación entre el PSV y la frecuencia de inversión en el Plio-Cuaternario.



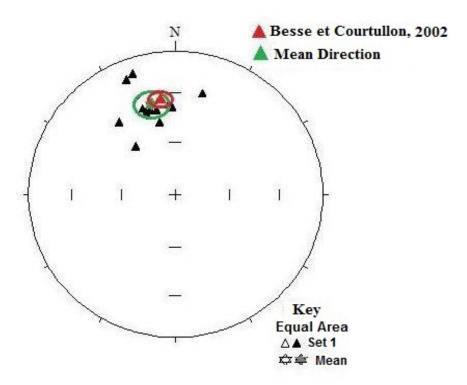


Figura 12. Paleodirecciones medias obtenidas en este estudio comparadas a las direcciones esperadas para el 20 Ma recalculadas de polos de referencia (Besse y Courtillot, 2002) para el Cratón Norteamericano.

Se estimaron las rotaciones sobre ejes verticales (Figuras 11 y 12) a través de una comparación de las declinaciones magnéticas observadas y esperadas, estas últimas recalculadas de polos de referencia para el cratón Norteamericano. El análisis muestra que la base de la secuencia no presenta rotaciones, no así la parte superior donde se observan rotaciones antihorarias de hasta 27°. Al realizar un promedio global de las direcciones medias obtenidas (Declinación = 344.7°, Inclinación = 35.9°, Alpha (95) = 9.2°, k = 23.42, n = 12; VGPlong = 175.4°, VGPlat = 75.3°, $\alpha(95\%) = 8.5$ °, K = 26.75, N = 12) se estima una rotación antihoraria de 6.1° aproximadamente.

Este es el único dato obtenido para el Mioceno tardío en cuanto a posibles rotaciones sobre ejes verticales para el área. Otros estudios paleomagnéticos realizados en áreas aledañas (e.g. Maciel Peña, 2011, Escutia, 2013) tampoco encuentran rotaciones tectónicas significativas para el Mioceno tardío y Plio-Cuaternario. Soler-Arechalde y Urrutia-F., (2000) reportan rotaciones para rocas del Mioceno temprano del área del graben de Acambay, las más antiguas de 13 Ma, tanto horarias como antihorarias hasta de 21°. Estas rotaciones se asocian a desplazamiento lateral izquierdo en las fallas del graben de orientación E-W, y a la presencia de fallas más antiguas NW-SE, continuación del Basin and Range, formándose bloques que pueden presentar rotaciones de esos órdenes (Ron et al, 1984, Mc Kenzie y Jackson, 1986, 1989). Estudios de geología estructural como el de Ferrari, et al. (1991) muestran evidencias de pequeñas rotaciones en el área.

La rotación sobre un eje vertical calculada para el área de estudio debe considerarse dentro del análisis estructural de la zona. En la zona de Tzitzio-Mil Cumbres podemos sugerir la presencia de dos sistemas estructurales regionales, uno es la estructura de Tzitzio-Valle de Santiago (Garduño-Monroy et al 2009), y



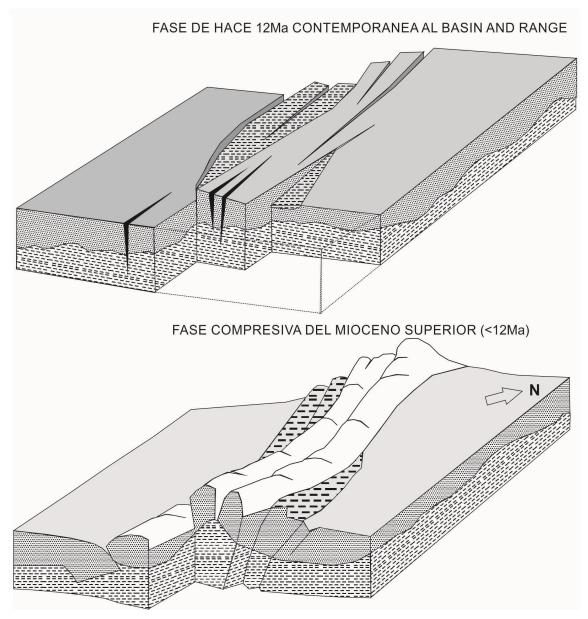


Figura 13. Esquema que ilustra la estructura de Tztzio donde el estilo de la fase contemporánea al Basin and Rage es de fallas Horizontales, las cuales son plegadas para formar el plegamiento Falla de Tzitzio.

las estructuras del sistema NE-SW y E-W de Morelia-Acambay, que configuran el alto estructural (horst) de Mil Cumbres, en este último desarrollándose grandes calderas como la de Villamadero, Atecuaro, La Escalera (Gómez-Vasconcelos 2012). Del análisis mesoestructural se han identificado al menos tres grandes deformaciones que afectan a los depósitos de Capas Rojas del Oligo-Pleistoceno. La etapa más antigua fue identificada como una fase de distensión NW-SE donde se emplaza el gran dique de Tuzantla de dirección NE-SW. Este dique es un magma primitivo que tiene una mineralogía poco común en la FVTM (Mennella et al 2000), el dique tiene una longitud de 40 km y 10 m de ancho y una edad de 30 Ma, contemporánea a la fase más antigua. La segunda fase de deformación es contemporánea al Basin and Range, es decir de una edad de 12 Ma (Figura 13), con un O3 de dirección NE-SW y donde además el O1 es también horizontal, es decir que el régimen de esfuerzo para este tiempo es dominado por fallas horizontales y no por normales



como sucedía en el norte de México. Para el Mioceno Plioceno el campo de esfuerzos corresponde con el campo de esfuerzos clásico de la subducción pacífica y donde el O1 tiene una dirección NE-SW. Así mismo el O3 va a permanecer en el cuadrante NW-SE, permitiendo la intrusión de un gran dique NE-SW, por donde se desarrolla el vulcanismo del Campo Volcánico de Michoacán Guanajuato o del Corredor Tarasco. Resumiendo lo anterior podemos mencionar que en la zona de estudio existe actualmente un campo de esfuerzos que está asociado con fallas normales con una componente lateral izquierda, y por tanto el bloque estaría girando de forma anti horaria. Mientras que las fallas ligadas al sistema Tzitzio-Valle de Santiago presentan rotaciones tanto horarias como antihorarias, estas últimas de edades más antiguas (Mennella et al., 2000.

Agradecimientos

El presente trabajo se realizó gracias al apoyo económico del proyecto DGAPA-PAPIIT IN105215.

Bibliografía

- Besse J. y Courtillot V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. J. Geophys. Res., 107, B11, 1029/2000JB000050.
- Biggin, A. J., Van Hinsbergen D. J., Langerais C. G., Straathof G. B., y Deenen M. H. L., 2008. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. Physics Earth Planet. Int., 169, doi:10.1016/j.pepi.2008.07.004.
- Cande, S. C., y Kent, D. V., 1992. Ultrahigh (1-4), 3-19resolution marine magnetic anomaly profiles: a record of continuous paleointensity variations. J. Geophys. Res. 97, 15075–15083
- Cox, A., 1970. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. Geophys. J. R. Astron. Soc., 20, pp. 253-269.
- De la Cruz V., Aguilar J., Ortega D. y Sandoval J. M., 1982. Estudio geológico estructural a detalle del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Comisión Federal de Electricidad, México, Informe, 9-82.
- Demant A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Revista Instituto de Geología, 2, 172-187.
- Demant A., Mauvois R. y Silva-Mora L., 1975. Estudio geológico de las hojas Morelia y Maravatio (1/100000), estado de Michoacán, Rep. de la Universidad Nacional Autónoma de México, 40 p.
- Dunlop D. J., 2002. 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. y Özdemir Ö., 1997. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers, Cambridge Univ. Press, New York, 573 p.
- Escutia Saucedo, Noemí, 2013. Estudio Paleomagnético de flujos de lava asociados al Complejo Volcánico de Colima. Tesis de Licenciatura, ITST, México.
- Ferrari L., Garduño V. H., Pasquarè G. y Tibaldi A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, p. 129-148.
- Fisher R., 1953. Dispersion on a sphere: Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical



- and Physical Sciences, 295-305.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López R., Israde-Alcántara I., Rodríguez-Pascua M. A., Szynkaruk E., Hernández-Madrigal V. M., García-Zepeda M. L., Corona-Chávez P., Ostroumov M., Medina-Vega V. H., García-Estrada G., Carranza O., López-Granados E. y Mora-Chaparro J. C., 2009. Paleoseismology of the Southwestern Morelia Acambay fault system, central Mexico. Geofísica Internacional, 48 (3), 319-335.
- Gómez-Vasconcelos M. G., 2012. Geología y estratigrafía volcánica de la Sierra de Mil Cumbres. Departamento de geología y mineralogía. Instituto de investigaciones metalúrgicas, Tesis, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México.
- Haggerty S. E., 1976. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, In: Oxide Minerals, Mineral Soc. Am. Short Course Notes, No. 3, U.S.A.
- Johnson C. L., Constable C. G., Tauxe L., Barendregt R., Brown L. L., Coe R. S., Layer P., Mejia V., Opdyke N. D., Singer B. S., Staudigel H., y Stone D. B., 2008. Recent investigations of the 0-5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows. Geoch. Geophys. Geosyst., 9 (4), ID Q04032, doi:10.1029/2007GC001696.
- Maciel Peña, Rafael, 2011. Estudio paleomagnético Integral de los flujos de lava asociado al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Tesis de Doctorado, UNAM, México.
- Macías J. L., Arce J. L., Castro R., García F. y Saucedo R., 2009. Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. Instituto de Geofísica, UNAM. (Inédito) México.
- McElhinny M. W. y McFadden P. L., 1997. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database, Geophys. J. Int., 131 (2), 240–252, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb01219.x.
- McFadden P. L., Merrill R. T., McElhinny M. W. y Lee S., 1991. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. J. Geophys. Res., 96 (B3), 3923–3933, doi:10.1029/90JB02275.
- Mc Kenzie, D., Jackson, J., 1986. A block model of distributed deformation by faluting. J. Geol. Soc. London, 143, 349-353.
- Mc Kenzie, D., Jackson, J., 1989. The kinematics and dynamics of distributed deformation. In: Kissel, C., Laj, C. (Eds.), Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation. NATO ASI Ser. C., 254, 17-31.
- Mennella, L., Garduño, V. H. y Bonassi, O., 2000. Fault-slip analysis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio anticline, Michoacan, Mexico. Geological Society of America Special Papers, 334, 237-246. Doi:10.1130/0-8137-2334-5.237
- Prévot M., Mankinen E. A., Grommé S. y Lecaille A., 1983, High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic study on rift valley pillow basalts from the Mid-Atlantic Ridge. J. Geophys. Res., 88, 2316-2326.
- Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z. Nur, A., 1984. Block rotation during strike slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence. J. Geophys. Res., 89, 6256-6270.
- Silva-Mora, L., 1979. Contribution a la connaissance de l'axe volcanique Transmexicain: Etude Geologique et pétrologie des laves du Michoacán Oriental. These de Docteur Ingénieur, Université de Droit, d'Economie et Sciences d'Aix-Marseille, France.

Montes-Alva O., et al. / Latinmag Letters 5 (2015), LL15-0501Rs, 1-19



- Soler-Arechalde, A. M., y Urrutia-Fucugauchi, J., 2000. Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican volcanic belt. Tectonophysics, 318, 235–248.
- Tardy, M., 1980. Contribution a l'étude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Paris. Université Pierre et Marie Curie, Tesis doctoral, 445 p.
- Van der Boo, R. 1983. Paleomagnetic constrains on the assembly of the Old Red Continent. Tectonophysics, 91, 3-4, 271-283.