



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**PALEOMAGNETISMO DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL
DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA:
IMPLICACIONES TECTÓNICAS Y ESTRATIGRÁFICAS**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
P R E S E N T A
JOSÉ ANTONIO GONZÁLEZ RANGEL

ASESOR DE TESIS: DR. LUIS M. ALVA VALDIVIA

MÉXICO, D. F.

JUNIO, 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

La presente tesis de maestría esta dedicada.

A mis padres y hermanos, por ese gran apoyo moral que ha reinado en la familia; con mucho amor, respeto y agradecimiento.

A mi esposa Elizabeth y mis hijos Estefanía y José Julián, quienes han sido parte de mi vida y el tenerlos siempre a mi lado, me motiva y me da fortaleza para seguir luchando, y alcanzar todos los objetivos que me he fijado en la vida.

A José Victorino por el apoyo incondicional, que me ha brindado en los momentos difíciles.

A Raúl Enríquez por su gran ejemplo de constancia y superación.

A todos mis familiares y amigos que me brindaron su apoyo y que indirectamente participaron en la realización de esta tesis. A todos ellos mil gracias.

Agradecimientos

En principio quiero agradecer al Dr. Luís M. Alva Valdivia por su amistad, por el gran apoyo brindado en la realización de esta tesis y por sus acertados comentarios, sin los cuales no hubiera sido posible la terminación de este trabajo.

A los miembros del jurado Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, Dr. Harald Böhnel, Dr. José Rosas Elguera y Dr. Luca Ferrari, por la revisión del manuscrito, sus valiosas sugerencias, discusiones y aportaciones que contribuyeron a mejorar este trabajo.

Al Dr. Avto Gogichaishvili, por el apoyo incondicional y su gran disposición en el manejo de los datos y los resultados.

A la Dra. María de la Luz Rivas por el gran apoyo y ayuda que me brindo en la identificación e interpretación, realizadas en las observaciones microscópicas.

A Teodoro Hernández por la ayuda que me brindo en la preparación de muestras para fechamiento, que se realizaron en el laboratorio de separación de minerales.

A las doctoras Ligia Pérez y Cecilia Caballero por su disponibilidad y sobre todo por su amistad.

A mis compañeros de trabajo Martín, Jorge, Víctor y Lorenzo, con los cuales día a día compartimos ideas y constantemente discutimos sobre la aplicación de las diferentes técnicas de procesamiento paleomagnético.

Agradezco también el apoyo brindado por los proyectos de UC-MEXUS 'An integrated Paleomagnetic Study Along the Trans-Mexican Volcanic Belt'; Proyecto PAPIIT IN102007 y Proyecto PAPIIT IN 110308, con los cuales se llevo a cabo la investigación.

ÍNDICE

Resumen	1
I.- INTRODUCCIÓN	2
II.- ANTECEDENTES	4
II.1.- Históricos	4
II.2.- Estudios previos	6
III.- OBJETIVOS	8
IV.- CONTEXTO GEOLÓGICO	9
IV.1.-Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)	15
IV.2.- Geología Local	19
IV.3.- Estratigrafía Volcánica	22
IV.3.1.- Unidad Basaltos San Cristóbal	25
IV.3.2.- Grupo Guadalajara	27
IV.3.3.- Ignimbrita San Gaspar	29
IV.3.4.- Unidad Mirador de Ixcatlán	29
IV.3.5.- Ignimbrita Guadalajara	30
IV.3.6.- Grupo Cerro Chicharrón	30
IV.3.7.- Unidad Mesa de Santa Rosa	31
V.- MUESTREO Y METODOLOGÍA	32
V.1.- Equipos y Tipos de Experimentos	33
V.1.1.- Desmagnetización Térmica	33
V.1.2.- Desmagnetización por Campos Magnéticos Alternos	34
V.1.3.- Medición de Histéresis y Magnetización Remanente Isotermal	35
V.1.4.- Susceptibilidad vs. Temperatura	36
VI.- ÓXIDOS MAGNÉTICOS	37
VI.1.- Serie de las titanomagnetitas ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$)	40
VI.2.- Serie de las titanohematitas ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_2$)	41
VI.3.- Oxidación deutérica	42
VI.4.- Oxidación a baja temperatura	44
VII.- ANÁLISIS DE LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS	45
VII.1.- Área de Lazo	45
VII.1.1.- Remanencia	47
VII.1.2.- Susceptibilidad vs. Temperatura	47
VII.1.3.- Ciclo de Histéresis	51
VII.2.- Áreas Barranca del Funicular (Sección Arcediano) y Agua Negra	54
VII.2.1.- Remanencia	55

VII.2.2.- Susceptibilidad vs. Temperatura	55
VII.2.3.- Ciclo de Histéresis	59
VII.3.- Áreas de Jesús María y Atotonilco	62
VII.3.1.- Remanencia	65
VII.3.2.- Susceptibilidad vs. Temperatura	66
VII.3.3.- Ciclo de Histéresis	69
VIII. GEOCROLOGÍA	72
VIII.1.- Metodología analítica	72
IX.- MICROSCOPIA DE ÓXIDOS MAGNÉTICOS	74
X.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	82
X.1.- Sección de Lazo	83
X.2.- Secciones Arcediano (Barranca del Funicular) y Agua Negra	87
X.3.- Secciones de Jesús María y Atotonilco	91
XI.- CONCLUSIONES	96
BIBLIOGRAFÍA	100

Resumen

El presente trabajo tiene por objeto estudiar por medio del método paleomagnético algunas de las secuencias volcánicas presentes en el occidente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Para esto se efectuaron experimentos de magnetismo de rocas para identificar a los portadores magnéticos responsables de la magnetización y así como obtener información acerca de su estabilidad, temperatura Curie, Magnetización de saturación y de remanencia, coercitividad y coercitividad de remanencia. Se hicieron observaciones en microscopio óptico de los óxidos magnéticos, con el objeto de verificar los resultados inferidos por magnetismo de rocas. Por medio del análisis direccional de las componentes magnéticas características se documentó la ocurrencia o ausencia de movimientos tectónicos, es decir, se determinó si las secuencias volcánicas están afectadas por rotaciones tectónicas sobre ejes verticales, normalmente asociados a desplazamientos laterales, de ocurrencia común en la región occidental de la FVTM. Además, se estableció la estratigrafía magnética de las cinco secciones estudiadas, compuestas principalmente por flujos de basalto, apoyados en unidades con edad conocida de referencias anteriores y algunas nuevas dataciones K-Ar efectuadas para el fin de esta tesis. La polaridad de estas secuencias permitió proponer una escala geomagnética de polaridad para cada sección, así como su correlación con la escala temporal de polaridades geomagnéticas (GPTS), obteniendo así edades o rangos de edades de las unidades donde esta no era conocida.

Las mediciones de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, los experimentos de histéresis y la magnetización remanente isothermal, confirman (en la mayoría de las secuencias volcánicas estudiadas) la presencia de una sola fase ferrimagnética, y que los portadores de la remanencia son titanomagnetitas con bajo contenido en titanio y temperaturas de Curie cercanas a 580°C. En algunos casos, se observó maghemitización o intercrecimientos con fases de las titanohematitas, temperatura Curie de 630°C que preservan la misma componente primaria termorremanente. La remanencia es portada principalmente por granos

con dominio pseudosencillo, indicando la probable mezcla de granos multidominio con una cantidad significativa de granos de dominio simple. La paleodirección promedio obtenida para la sección Lazo fue de $D=354.6^\circ$, $I=31.1^\circ$, $K=124$, $\alpha_{95}=2.1$, las cuales corresponden a la posición media del polo paleomagnético $Plat=84^\circ$, $Plong=129.8^\circ$, $k=29$ y $\alpha_{95}=4.4^\circ$. Estas direcciones corresponden con las paleodirecciones esperadas para el Mioceno tardío, calculadas a partir de los polos de referencia para Norte América dados por Besse y Courtillot (1991,2002). Esto sugiere que no ha ocurrido una deformación tectónica mayor en esta área desde hace aproximadamente 9 Ma. En la sección de Jesús María, las paleodirecciones medias calculadas de todos los sitios después de descartar polaridades intermedias es: $D=346^\circ$, $I=27.6^\circ$, $K=132$ y $\alpha=3.5^\circ$. Estas paleodirecciones difieren en 8.2° para la declinación, y 8.4° con la inclinación, con respecto a las direcciones esperadas para el Mioceno tardío. Existen sistemas de fallas normales con una pequeña componente lateral izquierda afectando a basaltos del Mioceno Tardío en la región de los Altos de Jalisco, y es probablemente los responsables de estas diferencias en declinación e inclinación. En las cinco secciones se identificaron varias magnetozonas que combinadas con fechamientos de K-Ar hicieron posible establecer una correspondencia con la GPTS, asignando así edades por correlación. Se reportan cinco nuevos fechamientos radiométricos por K-Ar en basalto y basalto-andesita (Fn-1, Fn-9, Jm1, Jm16 y Jm21). Las edades que se obtuvieron fueron 2.9 ± 0.5 , 5.3 ± 0.7 , 10.0 ± 0.8 , 10.3 ± 0.6 y 11.1 ± 0.8 Ma, respectivamente.

I.- INTRODUCCIÓN

Toda deformación tectónica en rocas portadoras de magnetización, origina una variación en la dirección de la misma. Así mismo se registran cambios en relación con la deformación ó rotación experimentada, de lo cual es posible inferir características del proceso tectónico, simplemente efectuando comparaciones entre las direcciones paleomagnéticas. El análisis de estas direcciones será un

marco de referencia que se utilice para posibles movimientos relativos, comparando las direcciones de las rocas con remanencia estable, ó para movimientos absolutos que presentan algunas rocas de la misma edad que no son afectadas por deformación. De esta forma estos análisis se podrán llevar a cabo si se cuenta con datos de buena calidad, edades radiométricas confiables de las rocas que se están estudiando y asegurarse que al hacer un muestreo se cubra la variación paleosecular.

Uno de los movimientos más importantes son los de rotación sobre ejes verticales, por ejemplo cuando un bloque de corteza ha estado sujeto a rotación en relación con los bloques que lo circundan, registra una dirección de magnetización primaria, observándose una anomalía en las declinaciones y no en las inclinaciones ya que no se espera un desplazamiento considerable latitudinalmente, pero sin descartar posibles movimientos de basculamiento.

Estudios paleomagnéticos realizados en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), han sugerido la ocurrencia de rotaciones de bloques en ciertas áreas de México central y oriental. Estas rotaciones se relacionan a varios mecanismos que incluyen subducción oblicua, desplazamientos regionales laterales izquierdos, deformación de cuencas pull-apart y otros mecanismos de deformación local. Consecuentemente cualquier modelo geodinámico propuesto para explicar el origen y evolución de la FVTM debe considerar la historia rotacional-deformacional del arco magmático. En este contexto el paleomagnetismo es una herramienta poderosa para medir tales rotaciones tectónicas.

En la parte occidental de la FVTM se han realizado diversos trabajos paleomagnéticos. Uno de los primeros que aplicaron este método para la determinación de rotaciones de bloques fue Urrutia-Fucugauchi (1976), que obtuvo rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj en el centro de México, apoyadas por estudios posteriores (Urrutia-Fucugauchi, 1981; Urrutia-Fucugauchi y Böhnell, 1988; Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994 y más

recientemente Alva-Valdivia et al., 2000), en donde se han reportado rotaciones antihorarias en lavas del Mioceno Tardío.

En este estudio reportamos resultados de estudios paleomagnéticos realizados en cinco áreas principales (sección de Lazo, en las riberas del cañón del Río Grande de Santiago; Barranca del Funicular al sur del área de Lazo, área de Agua Negra, en la región de Atotonilco y Jesús María en los Altos de Jalisco), ubicadas en la porción occidental de la FVTM. El propósito de este estudio es aportar más datos paleomagnéticos confiables de esta región, y con esto definir un contexto paleotectónico desde el Mioceno Tardío y establecer la estratigrafía magnética de las unidades volcánicas. Para lograr este objetivo es necesario realizar varios experimentos de magnetismo de rocas e identificar los portadores magnéticos responsables de la magnetización, documentar la ocurrencia o ausencia de rotaciones tectónicas y definir la polaridad magnética de las unidades volcánicas. Se obtuvieron resultados de análisis por K-Ar de cinco muestras de basalto y basalto-andesita (Fn-1, Fn-9, Jm1, Jm16 y Jm21), resultando las edades siguientes 2.9 ± 0.5 , 5.3 ± 0.7 , 10.0 ± 0.8 , 10.3 ± 0.6 y 11.1 ± 0.8 Ma, respectivamente.

II.- ANTECEDENTES

II.1.- Históricos

El interés del hombre por el magnetismo de las rocas se remonta a los albores de la ciencia. En 1853, Melloni en Italia descubrió que las rocas volcánicas generalmente tienen una magnetización remanente bastante fuerte, supuso que el magnetismo remanente de algunas rocas se debía a la acción inductiva del campo magnético terrestre en el momento en que se enfriaban. Siguiendo la idea de Melloni, Folgheraiter examinó la magnetización remanente de un número mayor de rocas volcánicas y su relación con el campo magnético terrestre y concluyó en sus informes (1894–1897) que la dirección de la magnetización remanente de

estas rocas podría ser usada como una huella del campo magnético terrestre (CMT) en el momento de su formación.

Es en la década de 1950 cuando la aplicación en las Ciencias de la Tierra se hace más evidente. El advenimiento de instrumentos capaces de medir la débil magnetización remanente natural (NRM) de las rocas permitió, por un lado extender el conocimiento de las características del campo magnético terrestre en el pasado geológico e histórico y por otro explicar las respuestas magnéticas, aparentemente anormales, asociadas a ciertas rocas. Se inicia así una nueva etapa en las Ciencias de la Tierra, que comienza con la actualización de la teoría de la deriva continental, continúa con la hipótesis de la expansión del fondo de los océanos y culmina con la teoría de la tectónica de placas ó tectónica global. Luego se entiende el interés de los estudiosos por conocer los principios en los cuales se fundamentan esas aplicaciones del magnetismo remanente de las rocas, único medio de comprender y valorar estas teorías.

Las rocas volcánicas están caracterizadas por su registro magnético, el cual es en general, una magnetización remanente de alta estabilidad e intensidad adquirida durante el cambio de temperatura al momento de emplazarse. Usando el registro magnético de las rocas volcánicas es posible establecer correlaciones o, bajo ciertas condiciones, fechar unidades volcánicas usando: a) cambios de polaridad y excursiones; b) direcciones y posiciones polares; c) propiedades magnéticas; d) paleointensidades; y e) susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización remanente.

Los fechamientos isotópicos son importantes para calibrar la estratigrafía de un área. Sin embargo, estos fechamientos constituyen una herramienta poco accesible por su alto costo. Las técnicas de fechamiento relativo son menos costosas y más versátiles. Entre estas técnicas el paleomagnetismo representa una herramienta económica para establecer fechas relativas por correlación con la escala temporal de polaridades geomagnéticas, tomando en cuenta las

características normales y reversas del campo geomagnético, las cuales son registradas por rocas al momento de su formación.

Parte de la precisión del método paleomagnético y consecuentemente de su potencial como marco de referencia estratigráfico depende de la precisión con la cual se determinan las edades de los cambios de polaridad y transiciones del campo geomagnético. El desarrollo de la Escala Geomagnética Temporal de Polaridades (GPTS, por sus siglas en inglés, Cande y Kent, 1995) ha estado relacionada a estudios diversos de fechamiento y correlación tales como el modelado de anomalías magnéticas marinas y la estimación de cocientes de expansión y la edad de la litosfera oceánica, la cronología de sedimentos marinos, correlación y fechamiento de secciones sedimentarias y secuencias volcánicas (Harland et al., 1990). Así, una sección geológica continua con un patrón específico de polaridades normales e inversas, podrá correlacionarse con la GPTS.

II.2.- Estudios previos

Uno de los primeros estudios realizados en la FVTM fue realizado por Watkins et al. (1971), quienes reportaron resultados paleomagnéticos en flujos de lava del área de Río grande de Santiago, los trabajos se centraron en cuatro unidades volcánicas pertenecientes al Mioceno Tardío, donde encontraron la existencia de polaridades normales e inversas. Es importante mencionar que el estudio de propiedades magnéticas de las rocas, fue de poco detalle, aunado a que fueron pocos los sitios muestreados.

Datos paleomagnéticos de la FVTM reportan divergencias significativas del valor de la declinación observada a la esperada, con parámetros de rotación negativos, donde se calcularon valores de $R = -15^\circ$ a $R = -56^\circ$ en algunas regiones del arco (Beck, 1980). Estos resultados han sido interpretados como rotaciones de sentido

antihorario de las áreas estudiadas. Sin embargo en otras regiones no se han experimentado rotaciones significativas.

Estudios realizados en lavas del Cuaternario en el área del Valle de Oriental, Puebla (Böhnel, 1985), se consideró que la mayoría de estas fueron emplazadas durante el Cron Brunhes inferior y mostraron rotaciones antihorarias anómalamente altas ($R = -15^\circ$). En contraste Böhnel y Negendank, (1981) no reportaron rotaciones en un estudio paleomagnético previo tomado en la misma región de oriental.

Los sitios del Terciario (Böhnel, 1985; Urrutia-Fucugauchi, 1980, 1981, 1983), mostraron rotaciones antihorarias de 19° a 56° . En sitios del Cretácico cerca de Perote (Böhnel, 1985) los resultados mostraron rotaciones antihorarias de casi 40° pero con una alta dispersión, es decir, no existió estabilidad en las pruebas. Además, los fechamientos por K-Ar efectuados en las rocas presentan una desviación estándar considerable.

En otros estudios Ósete et al. (2000) proporcionan datos geocronológicos y paleomagnéticos de la Sierra de las Cruces, una cadena volcánica Plio-Cuaternaria al oeste de la ciudad de México. Sus resultados documentan una migración progresiva de la actividad volcánica hacia el sur y solo pequeñas rotaciones en sentido antihorario sobre ejes verticales.

Los estudios paleomagnéticos realizados por Ruíz-Martínez et al. (2000) están relacionados con el marco tectónico de la parte oriental de la FVTM, abarcando desde el Mioceno Tardío hasta el Cuaternario. Los autores encuentran pequeñas rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj sobre ejes verticales, que pudieran haber estado presentes en esta región, en los periodos del Plioceno Tardío al Cuaternario, cuestionando la confiabilidad de rotaciones Cuaternarias reportadas previamente. Estos datos paleomagnéticos indican que en la parte

oriental de la FVTM existió una zona de extensión desde el Mioceno Tardío con una pequeña componente de desplazamiento lateral izquierdo.

Soler-Arechalde y Urrutia-Fucugauchi et al. (2000) presentan un modelo para explicar la evolución del sistema extensional activo de la parte central de la FVTM. Ellos reconocen en sus datos paleomagnéticos un aparente patrón geográfico relacionado a la intersección de la zona de falla Taxco-Querétaro, con la frontera del sistema de fallas E-W del Graben de Acambay. Todos los resultados son interpretados en términos de rotaciones sobre ejes verticales asociados con desplazamientos laterales izquierdos, en un régimen de fallamiento normal y transcurrente, el cual caracteriza al Graben de Acambay durante el Neogeno.

En trabajos posteriores Alva-Valdivia et al. (2000), llevan a cabo estudios paleomagnéticos en 3 localidades (mesas de basalto de Querétaro, Guadalajara y los Altos de Jalisco), pertenecientes a rocas volcánicas de la FVTM de edad miocénica. En este trabajo el resultado de las direcciones paleomagnéticas medias de cada localidad difieren significativamente de la esperada para el Mioceno Medio, indicando una rotación tectónica antihoraria de 20°, lo que concuerda con el régimen tectónico transtensional lateral izquierdo, ya propuesto para este periodo.

III.- OBJETIVOS

En vista de la importancia de entender el marco tectónico, el tamaño y la complejidad de la FVTM se plantean los siguientes objetivos:

- Realizar experimentos de magnetismo de rocas e identificar a los portadores magnéticos responsables de la magnetización, así como obtener información acerca de su estabilidad paleomagnética.

- Documentar la ocurrencia o ausencia de movimientos tectónicos. Es decir ,determinar si las secuencias volcánicas fueron afectadas por rotaciones tectónicas sobre ejes verticales, principalmente desplazamientos laterales izquierdos de gran escala en la región occidental de la FVTM.
- Definir la estratigrafía magnética de las 5 secciones, compuesta de flujos de basalto y unidades piroclásticas, muestreadas en las áreas de estudio, y permitir con esto una correlación directa con la GPTS.

IV.- CONTEXTO GEOLÓGICO

La naturaleza geológica, edad y composición del basamento sobre el cual esta emplazada la FVTM son en gran parte desconocidos, debido a que se encuentran ocultas debajo de una amplia cobertura volcánica y sedimentaria posterior al mesozoico.

Por esta razón la extensión geográfica de los terrenos cristalinos que afloran en el sur de México han estado sujetos a múltiples discusiones (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1998; Ruiz et al., 1999).

Los trabajos pioneros de Campa y Coney (1983) propusieron que gran parte del territorio mexicano esta constituido por un ensamble de masas corticales, con historias geológicas diferentes, que fueron acrecionadas a la placa de Norteamérica, en distintos eventos tectónicos. Más tarde los trabajos de Sedlock et al. (1993) y Ortega–Gutierrez et al. (1994), propusieron una subdivisión de México en terrenos tectoestratigráficos, siguiendo algunos lineamientos de Campa y Coney (1983).

Atendiendo a las reconstrucciones tectónicas y correlaciones estratigráficas propuestas por Sedlock et al. (1993) y Ortega–Gutierrez et al. (1994) y al reconocimiento del microcontinente Grenvilliano Oaxaquia (Ruiz et al., 1988;

Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Ortega-Gutiérrez, 1995), la FVTM podría estar emplazada sobre al menos tres terrenos tectonoestratigráficos distintos: Terreno Guerrero compuesto por rocas volcánicas y volcanoclásticas de afinidad oceánica a continental con una importante componente de rocas sedimentarias marinas acrecionado a la placa Norteamericana en el periodo Triásico-Cretácico; Terreno Mixteco conformado por un basamento llamado complejo Acatlán (Yañez et al., 1991; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994. Las rocas que lo conforman son principalmente metasedimentos y metabasinitas de afinidad oceánica a continental metamorizadas en facies de anfibolita, eclogita y esquisto verde abarcando los periodos Ordovícico- Devónico; y Terreno Oaxaquia representado por una gran masa cortical conformada principalmente por matapelitas, gneises cuarzofeldespáticos intrusionadas por anortositas y charnokitas, toda la secuencia metamorizada en facies de granulita (Figura 1).

La progresiva fragmentación y consumación de la placa Farallón y la interacción entre las placas del Pacífico y de Norteamérica durante el Cenozoico produce rasgos geológicos únicos. El vulcanismo relacionado a subducción en la parte occidental de México, ha construido dos principales arcos volcánicos; la provincia volcánica silícica llamada Sierra Madre Occidental (SMO), con una orientación N-NW y la FVTM con una dirección aproximada E-W (Ferrari, 1999) (Figura 3). Existe un gran problema en esta porción de México y es la intersección entre estas dos provincias magmáticas, y la solución a esto, consiste en diferenciar los tipos de vulcanismo entre estos arcos.

La SMO fue emplazada durante tres episodios volcánicos esporádicos durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno Temprano (Ferrari et al., 1999b). La transición desde la SMO y la FVTM tuvo lugar durante el Mioceno medio al tardío, por una separación entre ellos debido a una disconformidad tectónica. Fue completada con una serie de rotaciones progresivas del arco volcánico hacia la derecha (Ferrari et al., 1994a; 1999b)

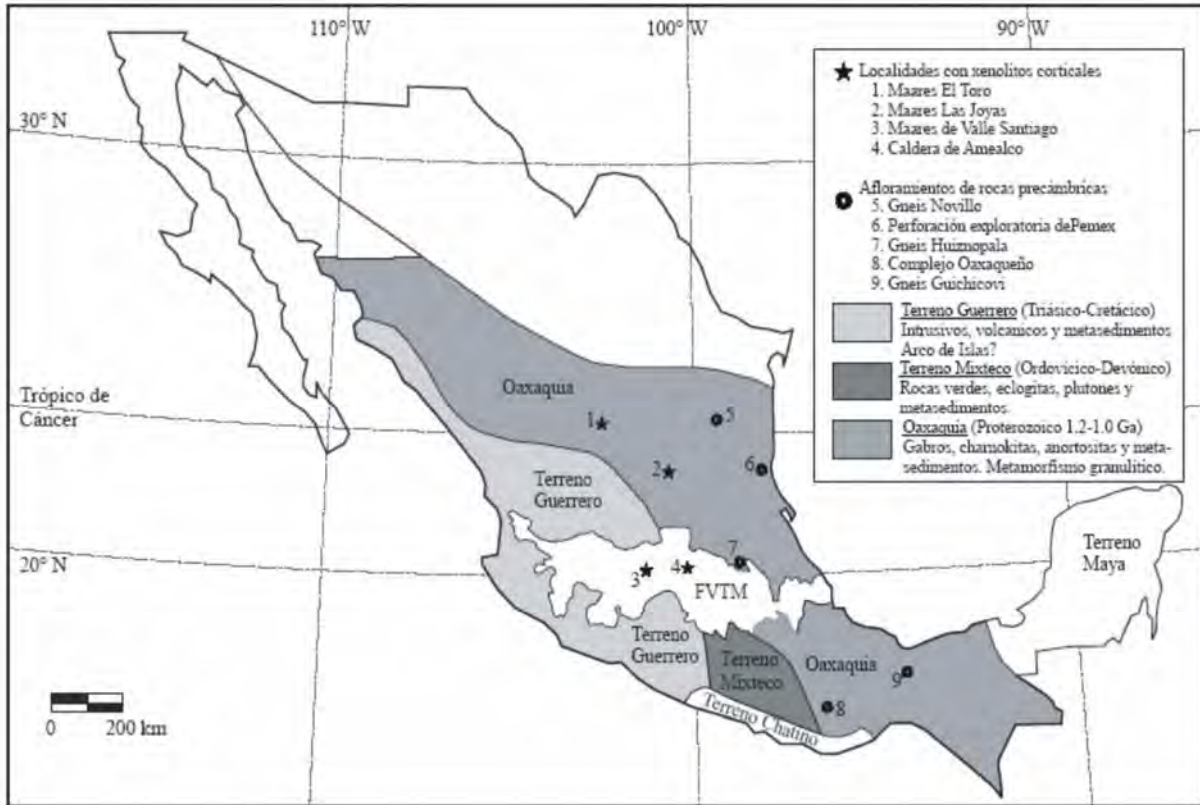


Figura 1.- Mapa simplificado de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos que podrían formar el basamento de la FVTM (Campa y Coney, 1983; Ruiz et al., 1988; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Tomada de Gómez-Tuena, et al., 2005.

El vulcanismo en la FVTM ha ocurrido desde el Mioceno tardío. Inicialmente se dio en un ambiente transtensional, resultado de los esfuerzos diferenciales ejercidos en la placa norteamericana (Ferrari et al., 2000a). En el norte, la subducción cesó hace 12.5 Ma, luego de la captura de la placa Farallón por la placa Pacífico. En el sur la subducción oblicua y divergente de las placas Rivera y Cocos entre 9.9 y 7.9 Ma. La microplaca de Rivera (edad ~10.9 Ma) subdujo a una velocidad de ~3.2 cm/año con un ángulo de 50°, el cual va disminuyendo progresivamente hacia la zona de Michoacán, hasta volverse subhorizontal en Guerrero y Oaxaca. La placa de Cocos (edad ~18-12 Ma) subdujo con un ángulo de 30° a lo largo de su frontera con la placa de Rivera; este ángulo disminuye hasta llegar a ser subhorizontal bajo la Ciudad de México (Pardo y Suárez, 1995).

A estos eventos siguió una actividad tectónica esencialmente extensiva durante el Plio-Pleistoceno: el límite norte de Bloque jalisco, fue reactivado por las cizallas asociadas a la apertura del Golfo de California en el Mioceno medio (14-12 Ma) (Ferrari et al., 2000a), generando así el triple graben Chapala, Colima y Tepic-Zacoalco (Luhr et al., 1985; Wallace et al., 1992) (Figura 2).

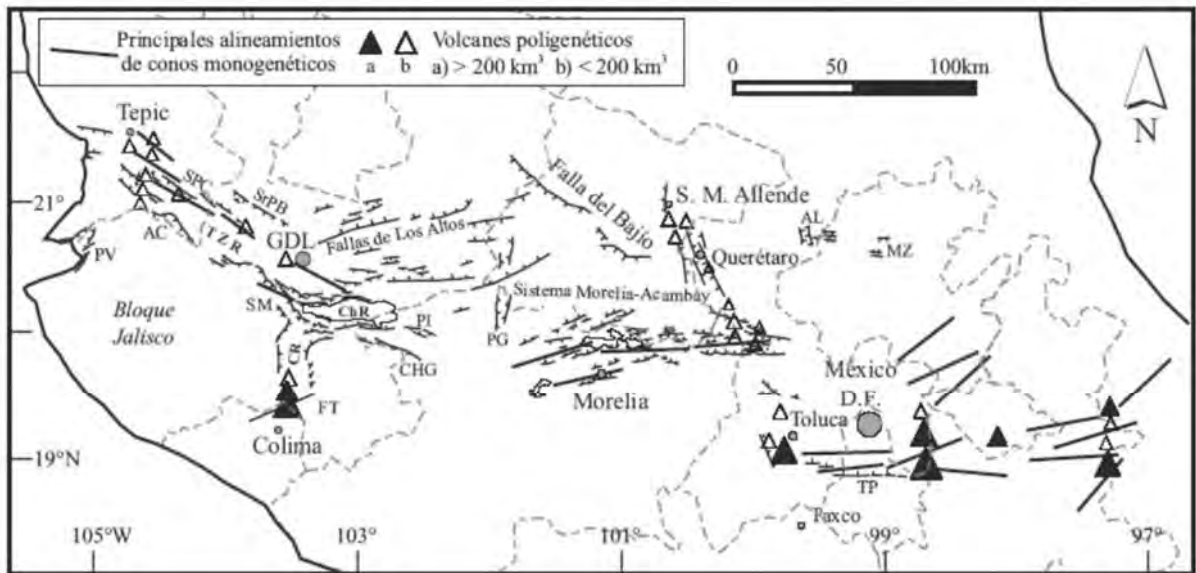


Figura 2.- Relación entre los principales sistemas de fallas del Mioceno-Cuaternario y el volcanismo de la FVTM. TZR: rift Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: Graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: rift de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: rift de Chapala; PI: fallas Pajaguarán-Ixtlán de los Hervores; CHG: semigraben de Cotija; PG: graben de Penjamillo. AL: semigraben de Aljibes; MZ: graben de Mezquital; TP: sistema de fallas La Pera. Tomada de Gómez-Tuena, et al., 2005.

El rift Tepic-Zacoalco consiste en varios sistemas de fallas sin conexión entre ellos y con distintas geometrías que forman una serie de grábenes y semigrábenes desarrollados a partir del Mioceno tardío (12-9 Ma), Plioceno temprano (5.5-3.5 Ma) y en menor medida, durante el Plioceno tardío-Cuaternario (Ferrari et al., 1999b).

El rift de Colima había sido descrito esencialmente como un graben de edad Plioceno-Cuaternario con una burda orientación N-S, dividido en tres segmentos (norte, centro y sur) (Allan et al., 1991).

Rosas-Elguera et al. (1996) y Garduño-Monroy et al. (1998), documentaron la existencia de la denominada falla Tamazula, que consta de un conjunto de estructuras transcurrentes y normales de orientación NE-SW. Rosas-Elguera et al. (1996) y Ferrari y Rosas-Elguera et al. (2000) propusieron que los rifts Tepic-Zacoalco y Colima representan los límites continentales del bloque Jalisco que fueron parcialmente reactivados durante el Plioceno-Cuaternario con movimientos esencialmente extensionales, como consecuencia de los esfuerzos aplicados en el límite de las placas de Rivera y de Norteamérica.

El rift de Chapala es una estructura compuesta por dos semigrábenes con vergencia opuesta: sur en la parte oeste (semigraben de Cotija), y norte en la parte este (gaben de Citlala) Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998. Las fallas maestras de estos dos semigrábenes cortan a rocas de 3.4 Ma en el área de Chapala (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998).

Durante el Oligoceno el arco magmático de la SMO tuvo una orientación NNW a NW, subparalelo a la costa del Pacífico, y la composición dominante de sus rocas fue silícica. A partir del Mioceno Medio el volcanismo asociado a subducción se concentró a lo largo de una franja E-W (FVTM), que cruza al continente y su composición fue principalmente andesítica a basáltica (Figura 3). Ferrari et al. (1999), en un análisis estadístico de las variaciones espacio-temporales del volcanismo en el centro de México muestran que la orientación del frente volcánico fue girando en sentido contrario a las manecillas del reloj, desde la orientación característica de la SMO en el Oligoceno (NNW) hasta el rumbo actual de la FVTM (Figura 3). La orientación de la FVTM ha permanecido constante

desde el Mioceno Tardío (~12 Ma), pero la actividad volcánica se ha desplazado hacia el sur.

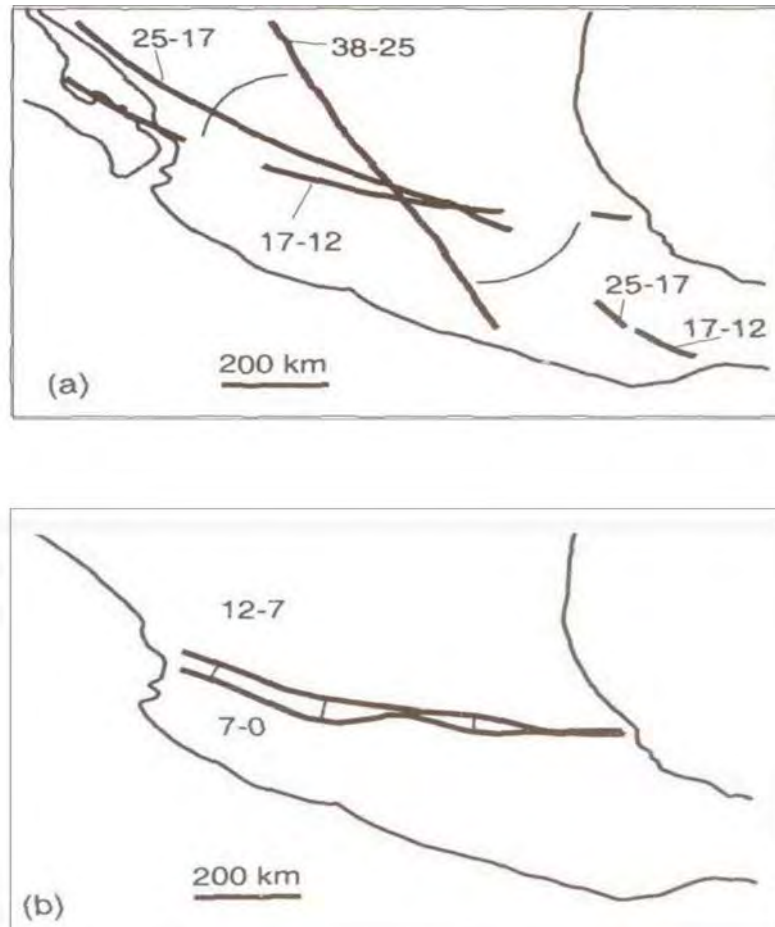


Figura 3.- Variaciones espacio-temporales en la orientación de los arcos magmáticos cenozoicos. Cada línea fue trazada longitudinalmente en la porción media de áreas en las que se presentan rocas volcánicas de las edades especificadas. (a).- Durante el Oligoceno(38-25 Ma) el arco fue excepcionalmente ancho (~300km). En los otros períodos el ancho promedio fue menor (~150-200km). En el Mioceno medio (17-12 Ma) el arco se fragmentó; hubo un cambio substancial en la composición de los magmas, y adquirió la orientación que mantiene hasta ahora la FVTM. (b).- A partir del Mioceno tardío el frente volcánico de la FVTM se desplazó hacia el sur. Simplificado de Ferrari et al., 1999.

La reorientación progresiva de la actividad volcánica se asocia a cambios en la estructura térmica de la placa consumida y a variaciones en la geometría de los límites entre placas (Ferrari et al., 1999). Otros cambios notables asociados a la

reorganización de placas son que las rocas de la porción meridional de la SMO fueron plegadas en el Mioceno Medio por transpresión lateral-izquierda a lo largo del límite entre el Bloque Jalisco y la SMO, este fenómeno estuvo asociado a la apertura del protogolfo (Ferrari, 1995).

IV.1.- Faja Volcánica Transmexicana

La FVTM es una provincia que varía en edad del Mioceno al Reciente y es uno de los arcos continentales más grandes de América del Norte. Cubre una zona de 20 a 150 km de ancho y 1000 km de largo, con una orientación aproximada E-W desde Veracruz hasta Puerto Vallarta, Jalisco (Verma, 1987; Delgado-Granados, 1994; Ferrari, 1999) (Figura 4).

Se puede reconocer que el vulcanismo de la FVTM se caracteriza por pulsos de mayor intensidad separados por periodos de menor actividad. El primer pulso tuvo lugar al inicio del Mioceno Tardío (11-7 Ma), etapa con un vulcanismo predominantemente máfico, volumétricamente significativo y de composición alcalina.

La FVTM aflora a lo largo de una franja con rumbo E-W desde la costa del pacífico, y corresponde a la fase principal de la apertura del Golfo de California (Ferrari et al., 1999b). Este vulcanismo se caracteriza por el emplazamiento de grandes mesetas andesítico-basálticas en los sectores central y occidental (Moore et al., 1994; Ferrari et al., 1994, 1999; Richter et al., 1995) y de estratovolcanes como el Zamorano (Carrasco-Nuñez et al., 1989), Palo Huérfano (Pérez-Venzor et al., 1997), La Joya (Valdez-Moreno et al., 1996) y Cerro Grande (Carrasco-Nuñez et al., 1997) en el oriente. Después de los 8 Ma se observa una disminución del vulcanismo y evoluciona químicamente a lo largo de toda la FVTM. En el Plioceno Inferior (5 Ma) el vulcanismo se vuelve bimodal y está representado por complejos de domos riolíticos que se emplazaron entre Tepic y Guadalajara (Gilbert et al., 1985; Richter et al., 1985; Ferrari et al., 1997, 1999). Para el occidente, el inicio de este vulcanismo Pliocénico está marcado por basaltos alcalinos emplazados en el

área de Tepic y Guadalajara (Moore et al., 1994; Richter et al., 1995) y en la parte norte del rift de Colima (Allan, 1986). Es probable que haya habido un decrecimiento en la velocidad de subducción y por lo tanto en la tasa de producción de magma a profundidad.

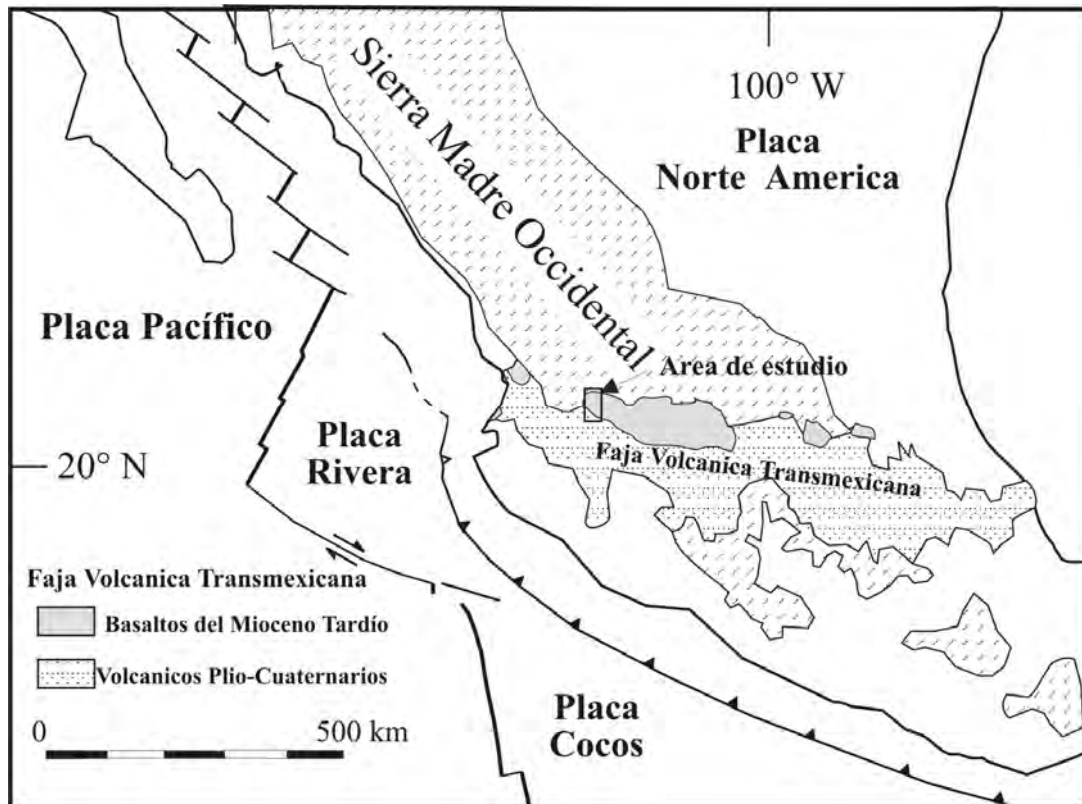


Figura 4.- Mapa geológico-tectónico del centro de México, mostrando las principales provincias volcánicas y las cuatro placas principales. Se observan los afloramientos de las lavas máficas del Mioceno Tardío y las unidades volcánicas Plio-Cuaternarias, en la FVTM. Modificado de Ferrari et al. (2000a).

Finalmente, un último pulso volcánico parece caracterizar el Plioceno Tardío-Cuaternario, donde sucedió un nuevo episodio de vulcanismo máfico a intermedio de composición predominantemente alcalina, aunque también grandes complejos de domos riolíticos y dacíticos fueron emplazados entre Guadalajara y Tepic (Gilbert et al., 1985; Richter et al., 1995; Ferrari et al., 1997; 1999b).

Sin embargo, en la actualidad no existe un consenso general acerca del origen y evolución de la FVTM ya que algunos hechos complican el modelo tradicional de subducción. Entre estos destacan: (1) una orientación no-paralela con respecto a la zona de subducción con desviación angular de 20° (Molnar and Sykes, 1969): (2) la presencia simultánea en el espacio de rocas pertenecientes a distintos tipos geoquímicos (Aguilar et al., 1987; Luhr, 1989, 1997): (3) la carencia de un modelo de variación sistemática de parámetros químicos con respecto a su distancia a la zona de trinchera (Verma et al., 1988; Wallace, 1992): y (4) la desaparición de los hipocentros a una profundidad de ~ 70 km, y la consecuente inexistencia de una zona de Wadati-Benioff bien definida por debajo del arco (Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995).

Con el desarrollo de la teoría de tectónica de placas el origen del vulcanismo de la FVTM se asoció a procesos de subducción considerándolo de esta forma como un arco continental (Molnar y Sykes, 1969; Mooser, 1972; Pal y Urrutia-Fucugauchi, 1977; Suarez y Singh, 1985), y entonces el magmatismo en la FVTM debía estar de alguna manera relacionado con la subducción de las placas de Cocos y de Rivera debajo de la placa Norteamericana (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi y Böhnell, 1987; Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995).

Una tectónica transtensional y/o transcurrente caracteriza a estas regiones en el Mioceno Medio y Tardío (Ferrari, 1994, 1995, 1997). Y desde finales del Mioceno ha actuado una extensión perpendicular al arco volcánico (Suter et al., 1992 y 1995), donde se tiene extensión intra-arco reciente y activa en la parte central de la FVTM, con tasas de deformación de 0.7 y 0.4 mm/año. En la porción Occidental de la FVTM también se ha reconocido una extensión perpendicular al arco con tasas de extensión inferiores a 1 mm/año, activa desde el Mioceno Tardío. En el rift Tepic-Zacoalco no se han detectado fallas transcurrentes derechas en el Plio-Cuaternario y la tasa de deformación de estos sistemas de fallas pone en duda el modelo de rifting hacia el noroeste del Bloque Jalisco y el “salto” hacia el este de

la cordillera del Pacífico Oriental propuesta por Luhr et al. (1985) y Allan et al. (1991). Actualmente se considera que la tectónica extensional de la parte occidental de la FVTM estuvo relacionada con la activación de fuerzas aplicadas en los límites del bloque Jalisco, en particular por la geometría diferente de las placas de Rivera y de Cocos que subducen bajo esta parte de México (Figura 5) (Bandy et al., 1995; Rosas-Elguera et al., 1996).

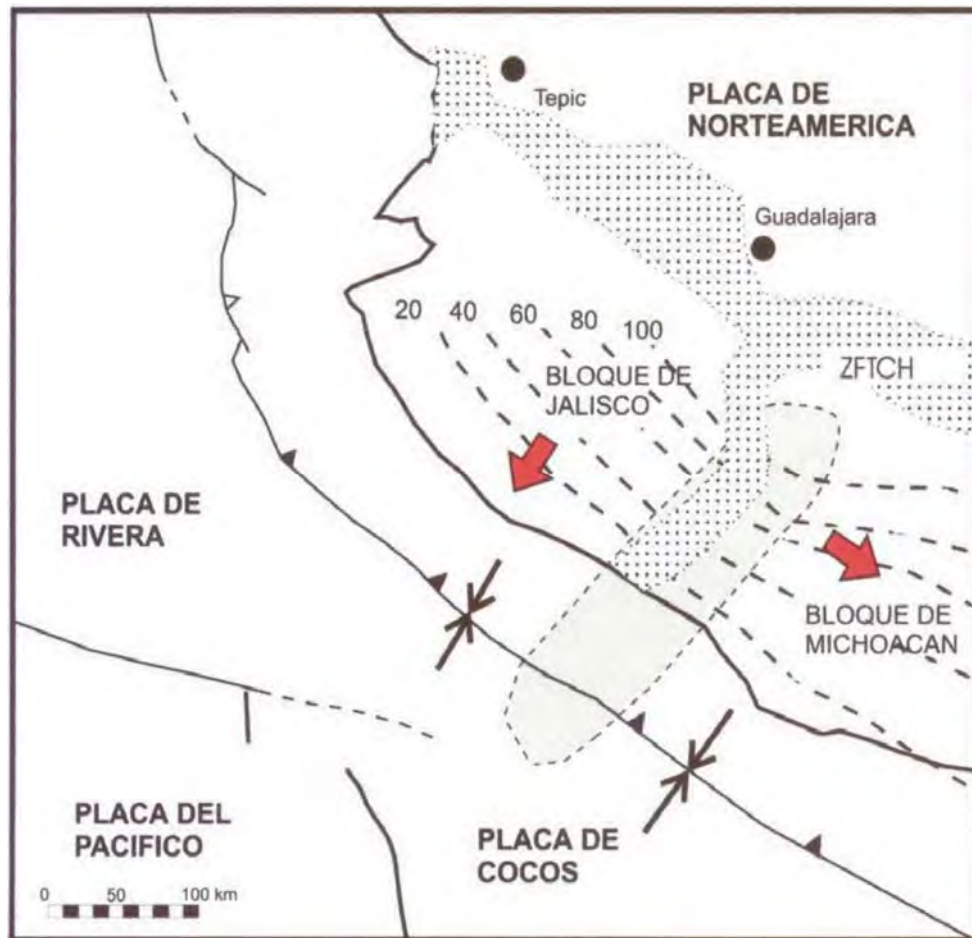


Figura 5.- Esquema que muestra una propuesta de movimientos relativos Pliocuaternarios del bloque Jalisco y del bloque de Michoacán con respecto a la placa de Norteamérica (flechas rojas), su relación con las zonas de deformación extensional (área punteada) y los vectores de convergencia de la subducción de la placa de Rivera (Demetsy Stein, 1990). Las líneas oscuras (punteadas) representan la profundidad (en km) del plano de Benioff (Pardo y Suarez, 1995). En gris tenemos el límite de la placa de Cocos y las flechas pequeñas nos muestran la dirección de movimientos entre las placas de Rivera y Cocos respecto a la placa Norteamericana (Bandy, et al., 1995), ZFTCH; zona de la falla Tula-Chapala. Tomada de Rosas-Elguera et al., 1996.

IV.2.- Geología Local

La transición desde la SMO a la FVTM tuvo lugar durante el Mioceno medio al tardío, por una separación entre ellas debido a una disconformidad tectónica.

La cartografía realizada por Ortega-Gutiérrez (1992), considera a la SMO como una provincia silícica y a la FVTM como una provincia máfica. Estudios más recientes reportan riolitas e ignimbritas de edad Plioceno Temprano (Gilbert et al., 1985; Ferrari et al., 2000; Frey et al., 2007) y rocas basálticas (Nieto-Obregón et al., 1985; Moore et al., 1984).

La SMO es una provincia volcánica terciaria caracterizada por grandes volúmenes de ignimbritas silícicas y una de las más extensas en el mundo, sus afloramientos se extienden de manera casi continua por más de 1,200 km, desde la frontera de México- Estados Unidos hasta la FVTM cubriendo una superficie de 300,000 km². Durante el Mioceno, antes de la apertura del Golfo de California y del inicio de la actividad de la FVTM que la disgregaron y sepultaron parcialmente, la SMO debió ser considerablemente más extensa y estar unida a la provincia de Baja California (Figura 4).

El vulcanismo más antiguo relacionado a la FVTM muestra una sucesión basáltica muy extensa, expuesta entre Tepic y Puerto Vallarta (Figura 6) y hasta la Ciudad de México (Ferrari et al., 2000; Alva-Valdivia et al., 2000). Este vulcanismo está caracterizado por estructuras tipo mesetas que resultan de la coalescencia de volcanes escudo y flujos de lava de tipo fisural, en el cual se tiene un volumen estimado entre 3200 y 6800 km³ (Ferrari et al., 2000). Estudios geológicos y estratigráficos han mostrado que estas lavas basálticas fueron emplazadas en periodos de entre 11 y 8 Ma (Ferrari et al., 1999a, 2000; Moore et al., 1994; Richter et al., 1995) lo que es contemporáneo con la apertura del Golfo de California.

En los alrededores de la región de Guadalajara estas secuencias basálticas, se encuentran hacia el norte y sur del lago de Chapala, formando la mesa de los altos (Ferrari et al., 1994) y los basaltos de Cotija (Rosas-Elguera et al., 2003) (Figura 6).

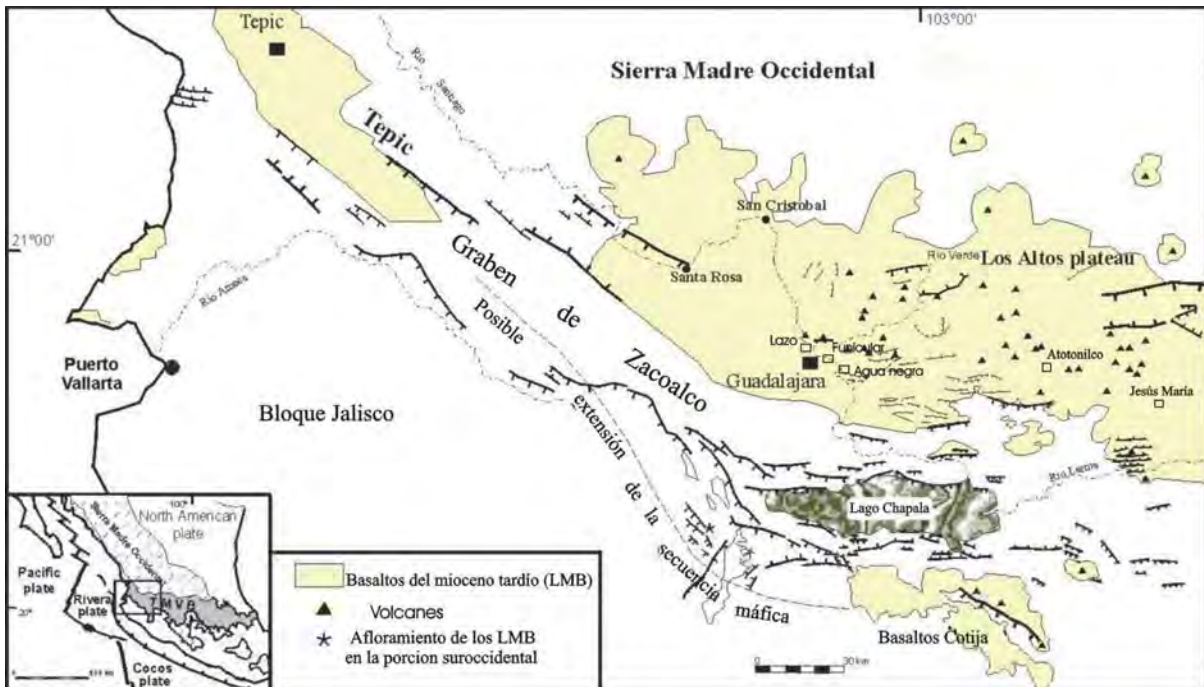


Figura 6.- Mapa geológico simplificado donde se muestra la distribución y extensión de la secuencia máfica basal del Mioceno Tardío en la porción occidental de la FVTM. Modificado de Rosas-Elguera et al., 1999; y Alva-Valdivia et al., 2000).

Hacia el norte de Guadalajara en el área de Lazo, este volcanismo está caracterizado por estructuras semejantes a mesetas. Un volumen estimado de 3000 km³, marca una tasa de erupción en promedio de 0.8 km³/1000 año (Ferrari et al., 1994). Estudios estratigráficos y radiométricos muestran que estos basaltos fueron emplazados en un periodo de entre 11 y 8.5 Ma a lo largo del Cañón del Río Grande de Santiago (Nieto- Obregón et al., 1981; Damon et al., 1979; Moore et al., 1994), pero fechamientos más antiguos por K-Ar con edades de 13.5±1.3 y 12.0±2.0 Ma han sido reportados para las mesetas de Los Altos (Verma et al., 1987; Castillo y Romero, 1991). Hacia el sur en las áreas del lago de Chapala y

Cotija las lavas fueron emplazadas entre 9.2 y 8.3 Ma (Rosas-Elguera et al., 2003) (Figura 6).

La mejor exposición de los basaltos Miocénicos puede verse a lo largo del Cañón del Río Grande de Santiago, entre Santa Rosa y San Cristóbal, más de 600 m de basaltos están expuestos (Moore et al., 1994), y hacia la sección de Lazo, que es una de las áreas de estudio compuesta por 37 flujos de lava basáltica el espesor es de ~300 m (Figura 7).

Hacia el este de Guadalajara en la región de los Altos de Jalisco, los basaltos expuestos en el área del Río Grande de Santiago forman una mesa de 130 Km. de longitud y 60 Km de ancho con una elevación media de 1900 m. En el valle del Río Verde, 25 km al noreste de Tepatitlán (Figura 7), los basaltos tienen un espesor de 220 m y están afectados por un sistema de fallas transtensionales laterales izquierdas que corren de Ixtlahuacán a San Miguel el Alto en dirección ENE-WSW (Ferrari et al., 2000) (Figura 7). La parte sur de la mesa de los Altos está interrumpida por un sistema de fallas extensionales, las cuales se presentan de Ocotlán a Cuerámara (Figura 7) y muestra una componente de movimiento lateral izquierda. En esta área los basaltos cortados en bloques inclinados son cubiertos parcialmente por rocas volcánicas más jóvenes (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Los fechamientos disponibles indican que estos basaltos fueron emplazados entre 10.2 ± 0.3 y 8.7 ± 0.0 Ma (Nieto-Obregón et al., 1981; Nixon et al., 1987; Rosas-Elguera et al., 1989; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1981).

El marco tectónico alrededor del área de Lazo ha estado sujeto a discusión. Hacia el oeste de esta sección Nieto-Obregon et al., (1981) han propuesto un fallamiento lateral derecho, más tarde apoyado por Allan et al., (1991), Garduño et al., (1993) y Moore et al., (1994). Sin embargo estudios estructurales y estratigráficos más detallados, evidenciaron que este fallamiento lateral corta solo a rocas más antiguas, no afectando a los basaltos del Mioceno Tardío y que una tectónica

extensional ha dominado desde el Mioceno Tardío al Cuaternario (Michaud et al., 1991; Quintero et al., 1992; Ferrari et al., 1994a). Hacia el este del área de Lazo se ha propuesto un mecanismo de transtensión lateral izquierda para el periodo del Mioceno Tardío (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994; Ferrari et al., 2000; Alva-Valdivia et al., 2000). Así el área de Lazo se considera un sitio crítico, para documentar la tasa de erupción de la sucesión basáltica del Mioceno y si en realidad esta ha sido afectada por rotación tectónica alrededor de un eje vertical.

IV.4.- Estratigrafía Volcánica

Las rocas más antiguas reconocidas en la región corresponden a eventos volcánicos de la SMO y son aproximadamente 400 m de ignimbritas de edad Mioceno Temprano nombradas como unidad la Ceja, que afloran en la porción oeste del poblado de García de la Cadena. Cerca del poblado de la Ceja la unidad se encuentra subyaciendo a la unidad basaltos San Cristobal, al norte de la sección de Lazo. Moore et al. (1994) obtuvo dos edades idénticas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 22.9 ± 0.05 Ma para dos ignimbritas, expuestas en la misma localidad. Las unidades son subhorizontales pero al sur de esta población se inclinan 25° y son coronadas por unos basaltos, fechados por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 21.8 ± 0.3 Ma (Rossotti et al., 2002), y que corresponden a la unidad Jacalitos, que representa el último evento del arco volcánico de la SMO, esta secuencia a su vez está cubierta por los basaltos San Cristóbal de la FVTM, que marcan la transición entre estas dos provincias mayores de México (Figura 9).

Una secuencia de areniscas y conglomerados hacia la cima de la unidad Jacalitos evidencia una calma volcánica y permite una erosión y redeposición de la sucesión volcánica de la SMO, indicando un hiatus de volcanismo de cerca de 10 Ma existente entre la SMO y la primera actividad volcánica de la FVTM (Rossotti et al., 2002).

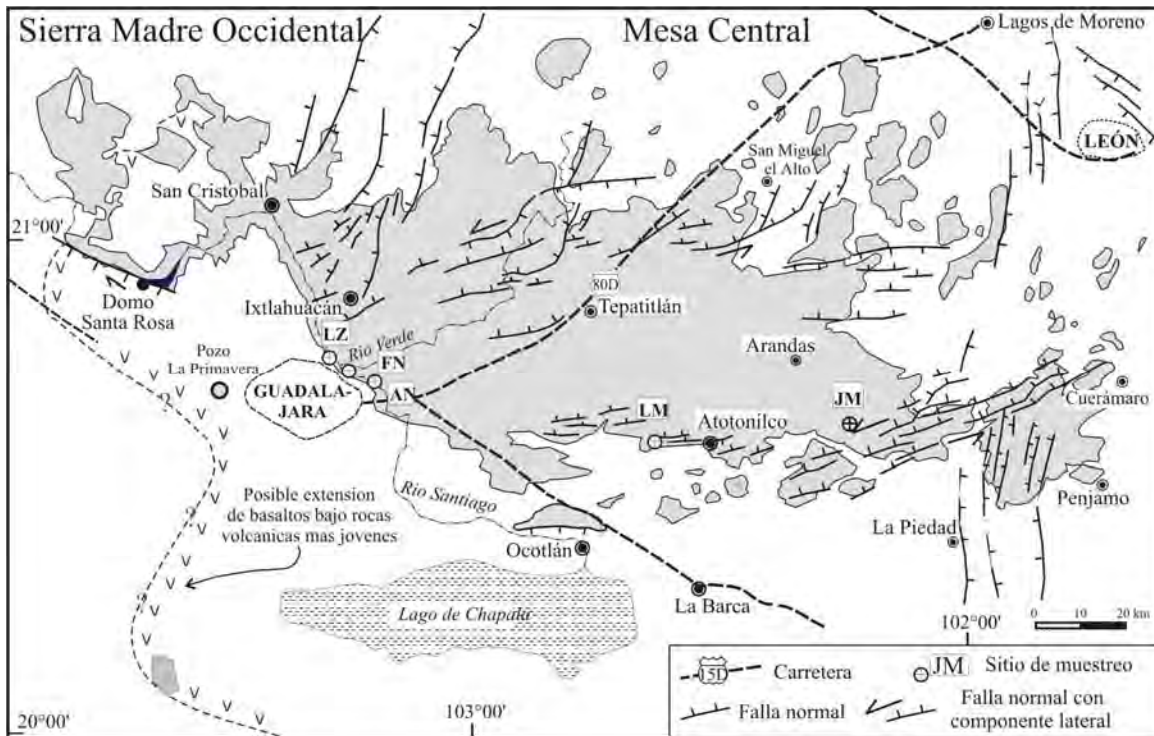


Figura 7.- Mapa donde se muestran las diferentes fallas regionales transtensionales izquierdas que afectan a la región de la mesa basáltica de los Altos de Jalisco, así como la ubicación de las secciones estudiadas: LZ ; sección Lazo, FN; sección el Funicular, AN; sección Agua Negra, LM; sección Atotonilco y JM; sección Jesús María. Tomado de Ferrari et al., 2000.

El vulcanismo perteneciente a la FVTM es esencialmente bimodal y puede dividirse en cuatro etapas: 1) un episodio máfico del Mioceno Tardío que produjo el Grupo Río Santiago representado por una secuencia basáltica que alcanza los 800 m de espesor y se extiende a Los Altos de Jalisco: 2) un episodio silícico entre 7 y 5 Ma con emplazamiento de domos y coladas riolíticas que forman el grupo Guadalajara: 3) un episodio del Plioceno temprano (4.7-3.7 Ma) caracterizado por la erupción de ignimbritas que muestran evidencias de una mezcla de un magma máfico y uno silícico (ignimbritas San Gaspar y Guadalajara) con basaltos alcalinos intraplaca (basalto Mirador de Ixcatlan): 4) un episodio del Plioceno Tardío hasta el Pleistoceno con la erupción de domos y coladas riolíticas (Grupo Cerro el Chicharrón) y basaltos alcalinos, también con afinidad intraplaca (Basalto Santa Rosa).

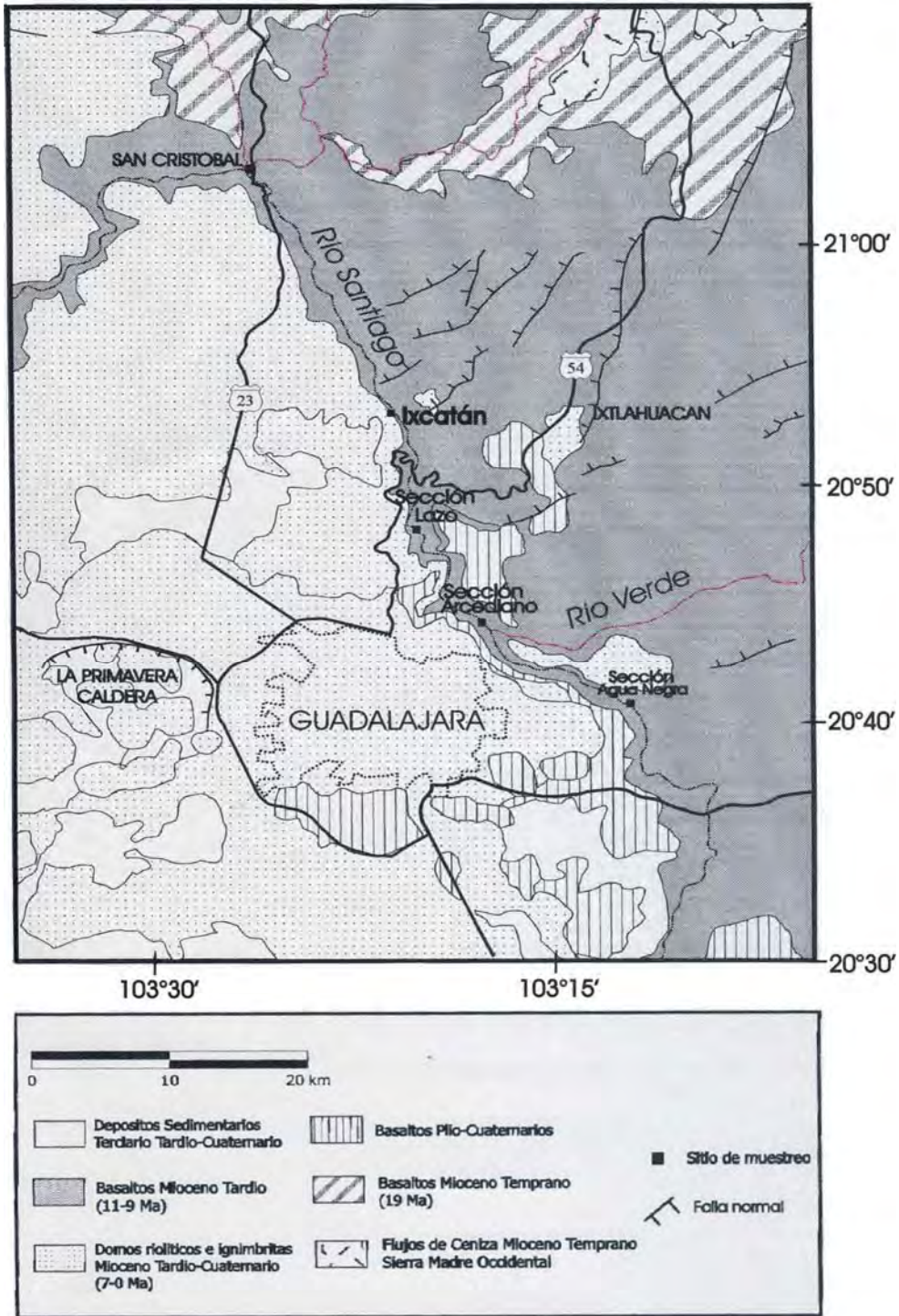


Figura 8.- Mapa geológico donde se muestran las secciones Lazo, Agua Negra y El Funicular, asimismo se observa el contacto y la transición de la SMO y la FVTM. Tomado de Alva-Valdivia et al., 2000.

El Grupo Río Santiago es una secuencia volcánica máfica y consiste de flujos de basaltos que cubren las áreas de estudio y afloran sobre los cañones del Río Mezquital, Río Grande de Santiago y el área de los Altos. Dicho Grupo lo conforman Los Basaltos de San Cristóbal, Toba Inversamente soldada (Moore et al., 1994), Toba Los Caballos (Moore et al., 1994) y unidad Arroyo Mezcala (Rossotti et al., 2002).

IV.4.1.- Unidad Basaltos San Cristóbal

Esta unidad aflora en todas las secciones que conforman el área de estudio y adelante se tratara con mas detalle. Estos basaltos fueron emplazados después de un periodo de tiempo de tranquilidad volcánica de aproximadamente 10 Ma entre las dos provincias volcánicas (SMO y la FVTM) (Figura 8). Moore et al. (1994) nombran a una sección de basaltos como Basaltos de San Cristóbal que se encuentran expuestos sobre el Cañón del Río Grande de Santiago (Figura 8). Ferrari et al. (2000) considera un volumen de 1800 km^3 de basaltos, sin embargo se ha mostrado que los basaltos expuestos sobre el Cañón del Río Grande presentan una continuidad a 200 Km al este en la región de Los Altos de Jalisco y hacia la parte sur de Guadalajara aflorando también estos derrames en estas áreas, se les ha calculado un volumen de 3000 km^3 (Rossotti et al., 2002). Estas rocas se consideran la unidad más importante dentro del Grupo Río Grande y se encuentran aflorando a una altura de entre 900 a 1800 msnm. Sobre el nivel del Río Grande de Santiago, se reportan espesores de hasta 600 m.

La mayor parte de las unidades estratigráficas que se describen y se mencionan en este estudio son discutidas en detalle por Rossotti et al. (2002).

Basaltos San Cristóbal es una secuencia de flujos de basalto masivos con espesores de 2 a 20 m (generalmente de 5 a 10 m). El contacto basal de estos derrames no se ha encontrado pero se pueden observar brechas autoclásticas en

la base debido al avance de cada flujo de lava, en la cima de cada flujo es posible encontrar capas delgadas de color rojizo alteradas térmicamente (causado por el traslape del siguiente derrame). En la parte inferior de la sucesión los basaltos se observan masivos raramente con vesículas, que en la mayoría de los casos se encuentran rellenas por mineralización secundaria. Petrográficamente son lavas porfídicas raramente con fenocristales de plagioclasa y olivino. En la parte superior los basaltos están más evolucionados encontrando andesitas basálticas con abundante plagioclasa y olivino. Varios autores han fechado los basaltos ubicándolos en un rango de 11 a 8.5 Ma (Watkins et al., 1971; Damon et al., 1979; Moore et al., 1994).

Hay dos marcadores estratigráficos distintivos en esta secuencia de basaltos. Ambos compuestos de flujos de ceniza de composición silícica y se encuentran interestratificados en la parte superior y cerca de la base de la sección volcánica expuesta, estos dos marcadores son observables en la sección Lazo. La primera marca estratigráfica es conocida como toba inversamente soldada, esta unidad se encuentra en la parte basal del grupo San Cristóbal, el afloramiento presenta colores rosados a cafés claros, y hacia la parte superior presenta mayor soldamiento, debido a que fue "recocida" por las altas temperaturas de los derrames de basalto que la cubrieron. El espesor de esta toba varía de 2 a 8 m. Moore et al. (1994) fecharon por el método de Ar^{40}/Ar^{39} un concentrado de sanidino y obtuvieron una edad de 10.17 ± 0.04 Ma.

El segundo marcador se encuentra interestratificado en la porción más superior de los basaltos San Cristóbal y es conocido como Toba Los Caballos, compuesta principalmente por flujos piroclásticos de pumicita y ceniza de caída de color blanco alterados de manera local por procesos de intemperismo, esta unidad alcanza espesores de 2 a 4 m.

La parte superior del Grupo Río Santiago la conforma una secuencia basáltica masiva, que aflora al norte de San Francisco Tesistán (arroyo Mezcala), esta

unidad se compone de basaltos que presentan bandas de color rojizo a rojo-verdoso, el espesor es de 600 m aproximadamente pero puede ser menor debido a que estos derrames se inclinan hacia el sur, el espesor promedio es de 200m, presentan una textura afanítica. Rossotti et al. (2002) fecharon estos basaltos por el método de K-Ar ubicándolos en 7.5 ± 0.8 Ma

IV.4.2.- Grupo Guadalajara

Este grupo esta caracterizado por episodios silícicos con rangos de edad de 7 a 5 Ma, con el emplazamiento de domos y coladas riolíticas, cubre más de 750 m^2 y se le estima un volumen de 212 km^3 , estratigráficamente se encuentra cubriendo a los basaltos San Cristóbal y subyace a la ignimbrita San Gaspar.

El Grupo Guadalajara esta caracterizado en su base por la presencia de flujos de riolitas viscosas y piroclástos en alternancia, la edad estimada para estas unidades es de 7 Ma

Sobreyaciendo a estas unidades se tiene una secuencia de ignimbritas que se localiza al lado norte del cañon del Río Grande Santiago, la base la componen fragmentos retrabajados de líticos y pumicita dentro de una matriz fina de ceniza. Estas rocas se encuentran cubriendo también a los basaltos San Cristóbal, el único afloramiento que se localiza al sur esta cubierto por la ignimbrita San Gaspar, esta secuencia presenta un espesor de 500 m al norte de Santa Rosa y se adelgaza hasta 30 m al sur. Fechamientos realizados por Nieto-Obregón et al., (1985) la ubican en una edad de 5.53 ± 0.1 Ma. Rosas-Elguera y Ferrari, (2000) reportan levantamientos verticales de hasta 450 m de esta unidad a consecuencia del sistema de fallas con una tendencia de orientación WNW-ESE que afecta de manera directa a esta zona.

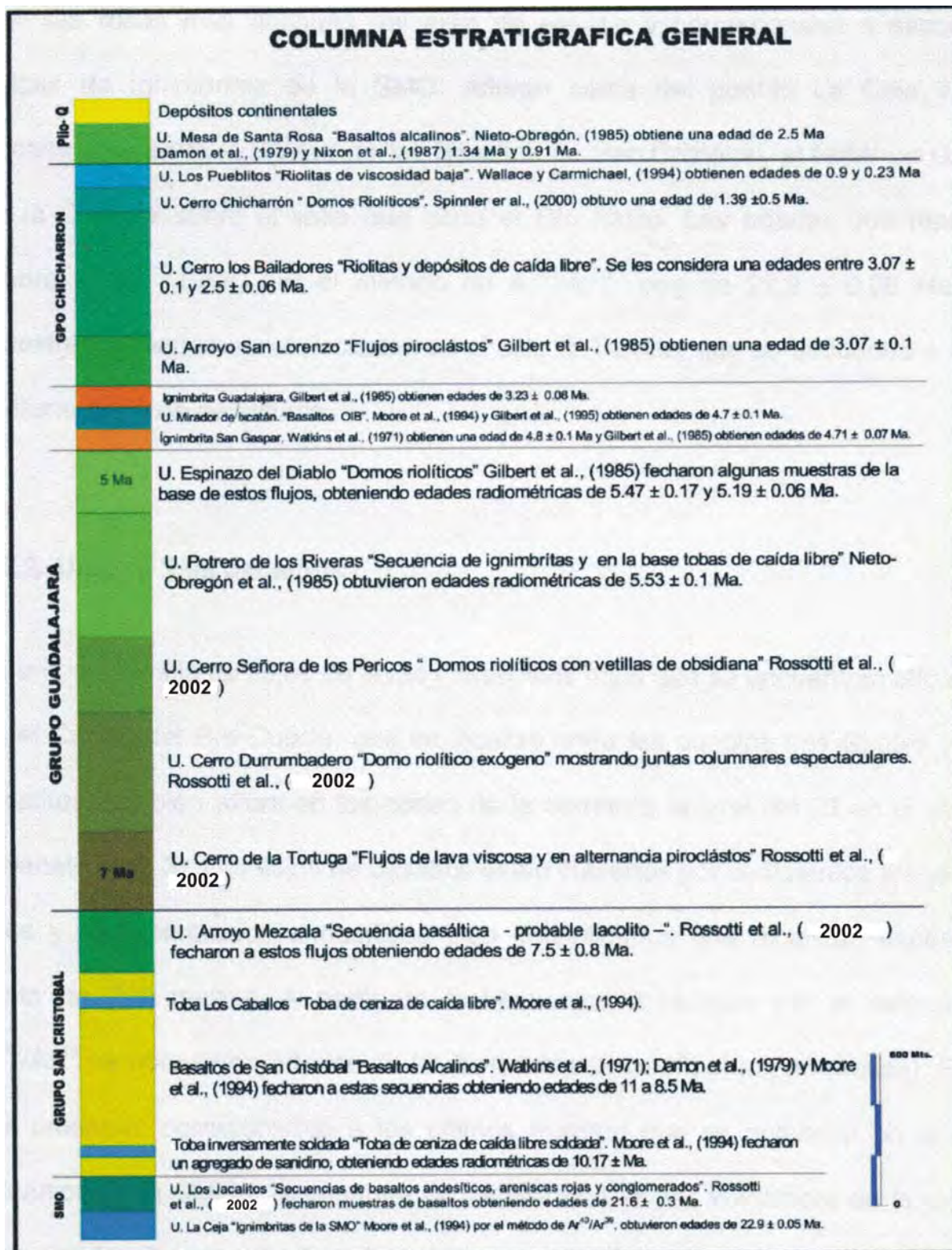


Figura 9.- Columna estratigráfica donde se muestra la relación y la posición de las secuencias volcánicas del Mioceno inferior-superior, considerados los últimos eventos de la (SMO), con las primeras pulsaciones de la (FVTM, Mioceno superior al Plioceno. Modificado de Rossotti et al. (2002).

En la parte superior del grupo Guadalajara afloran rocas riolíticas viscosas, depósitos de ceniza y de pómez que se encuentran en la base y se consideran el primer producto del evento volcánico. Gilbert et al. (1985) realizó fechamientos de algunas muestras de la base de dos grandes domos localizados en la parte oeste del Río Grande Santiago y se obtuvieron edades con rangos de 5.47 ± 0.17 y 5.19 ± 0.06 Ma

IV.4.3.- Ignimbrita San Gaspar

Dentro de las áreas de estudio los espesores de esta unidad son variables, varían de 10 a 25 m, afloran hacia el sur donde los espesores disminuyen y se encuentran a una altura de 1400 y 1600 msnm, lo cual implica que la fuente probablemente se encuentre localizada en la ciudad de Guadalajara (Rossotti et al., 2002). Esto coincide con la determinación de la fuente obtenida por un estudio de anisotropía de la susceptibilidad magnética por Alva-Valdivia et al. (2005). Gilbert et al., (1985) son los primeros en describirla como una ignimbrita oscura fuertemente soldada de colores grises a oscuros, con abundantes fiammes de color gris claro hasta de 20 cm de largo, la composición de la roca es normalmente andesítica, pero el porcentaje de sílice es menor al 50% y más CaO, MgO y FeO. Gilbert et al. (1985) propone que la ignimbrita es producto del proceso de mezcla de magmas, también calcula una extensión de 1000 km^2 , con un espesor promedio de 15 m y un volumen de 15 km^3 . Fechamientos realizados por Watkins et al. (1971) y Gilbert et al. (1985), ubican a esta unidad con edades de 4.80 ± 0.1 Ma y 4.71 ± 0.07 Ma, respectivamente.

IV.4.4.- Unidad Mirador de Ixcatán

Sobreyaciendo a la Ignimbrita San Gaspar se encuentra una serie de flujos de basalto, se localizan en la parte norte y este de Guadalajara, sobre el lado oeste del Cañon del Río Grande Santiago, se les conoce como basaltos Mirador de Ixcatán. Microscópicamente son basaltos porfídicos de olivino, son notables por la

abundancia y el tamaño de los megacristales de plagioclasa. Moore et al. (1994) llamaron a estos flujos, Basaltos Guadalajara y los relacionan a un origen de intra-placa y junto con Gilbert et al. (1985) obtienen edades de 4.7 ± 0.1 Ma.

Este tipo de lavas son las únicas que se encuentran arriba de la Ignimbrita San Gaspar en ambos lados del cañon del Río Grande Santiago cerca de la localidad llamada La Coronilla.

Gilbert et al. (1985) encontraron hacia el este de la ciudad de Guadalajara, al grupo de lavas porfídicas en la parte superior y también subyaciendo a la ignimbrita San Gaspar y han sido fechadas dando una edad de 5.0 ± 0.2 Ma, consistente con la edad de 4.7 ± 0.1 Ma de la ignimbrita.

IV.4.5.- Ignimbrita Guadalajara

Esta unidad aflora en la parte norte y sur de la ciudad de Guadalajara, y se caracteriza por presentar dos tipos de fiammes normalmente desvitrificados rellenando agregados microcristalinos de sílice y feldespatos. Debido a la presencia de dos tipos de vidrio se tiene la posibilidad de que existan combinaciones de magma máfico dentro de una cámara silícica, por el tamaño de los fiammes en la parte sur de la zona, también se cree que la fuente se encuentra cerca de la ciudad de Guadalajara. Gilbert et al. (1985) fecharon muestras de esta unidad obteniendo edades con un rango de edad entre 3.23 ± 0.08 y 3.44 ± 0.1 Ma.

IV.4.6. – Grupo Cerro Chicharrón

Después del emplazamiento de las ignimbritas San Gaspar y Guadalajara, se tuvo una actividad volcánica silícica, emergiendo una serie de domos en la parte norte de Guadalajara (Rossotti et al., 2002). Ellos agrupan de manera informal a cuatro unidades volcánicas diferentes, conformadas por la unidad arroyo San Lorenzo en la base compuesta de una secuencia de flujos piroclásticos, la localidad tipo se

encuentra en el arroyo San Lorenzo teniendo un espesor de 200m estimando un volumen de 4.1Km^3 (Rossotti et al., 2002). Gilbert et al. (1985) obtuvo una edad de 3.07 ± 0.1 Ma.

Cubriendo a esta unidad se tiene a la Unidad Cerro los Bailadores compuesta por una serie de riolitas fuertemente soldadas. En la base se observan flujos de piroclastos silíceos y de pómez que registran espesores hasta de 100 m. La edad de esta unidad es considerada entre 3.07 ± 0.1 Ma de la unidad del Arroyo San Lorenzo y 2.5 ± 0.06 Ma de los basaltos de Santa Rosa (Rossotti et al., 2002).

Hacia la cima de tienen dos unidades Cerro el Chicharrón y Los Pueblitos representadas por grandes domos riolíticos y depósitos ricos en pómez para la primera y flujos que corresponden a lavas riolíticas porfídicas de viscosidad baja para la segunda.

Estos domos y flujos fueron fechados por Spinnler et al. (2000) a través de un separado de sanidino obteniendo una edad de 1.39 ± 0.5 Ma para la unidad Cerro el Chicharrón. Aunque no se tienen edades isotópicas disponibles para la Unidad Los Pueblitos se sugiere que fueron emplazados en el Pleistoceno Tardío y se puede decir que se formaron al mismo tiempo que los domos riolíticos, formando la base del volcán Tequila a 20 km al oeste, los cuales fueron fechados en 0.9 y 0.23 Ma Wallace y Carmichael (1994).

IV.4.7. – Unidad Mesa de Santa Rosa.

Sección de flujos de lava máfica que se encuentran como remanentes constituyendo terrazas colgantes al norte del Río Grande de Santiago, y hacia el lado sur de dicho río conforman una meseta homogénea. Corresponden a basaltos alcalinos con plagioclasas y fenocristales de olivino y augita, y presentan espesores de hasta 150 m. Estos flujos han sido fechados por varios autores, (Damon et al., 1979; Nieto-Obregón et al., 1985; Nixon et al., 1987). Aparte una

edad obtenida por Nieto-Obregón et al. (1985) de 2.5 ± 0.2 Ma en uno de los flujos inferiores, los demás autores han encontrado edades del Cuaternario de 1.34 ± 0.2 Ma y 0.91 ± 0.2 Ma (Figura 9).

V.- MUESTREO Y METODOLOGÍA

Una de las estrategias a seguir en este trabajo fue seleccionar y estudiar varias áreas ubicadas en el segmento occidental de la FVTM, donde se tenía disponible la edad isotópica de las rocas ó en donde se pudiera correlacionar dicha edad con otras unidades ya fechadas. Con este criterio se programó un muestreo sistemático en flujos de lava basáltica pertenecientes a la FVTM. Dicho muestreo se realizó principalmente en unidades volcánicas de cinco áreas principales (en la sección de Lazo en las riberas del cañón del Río Grande de Santiago; en el área de la Barranca del Funicular al sur del área de Lazo; en el área de Agua Negra al sur de Guadalajara; y en el área de Atotonilco y en el área de Jesús María, en los Altos de Jalisco), todas pertenecientes al estado de Jalisco (Figura 7). Comúnmente los afloramientos presentan lateralmente algunas decenas de metros en los cuales se perforaron de 8 –11 núcleos por flujo. Las muestras están distribuidas dentro de cada flujo tanto en forma horizontal como vertical para minimizar los efectos de relámpagos y basculamiento de bloques. En general las muestras fueron obtenidas de la base de cada flujo, con la finalidad de obtener muestras con granos más finos y menos alterados. En algunos afloramientos con poca extensión, únicamente se colectaron de 5-7 muestras. Los núcleos se obtuvieron con una perforadora portátil de combustión interna de gasolina. El diámetro de la barrena es de 2.5 cm, y la longitud de los núcleos recuperados oscilan entre 10-15 cm. Antes de ser retirados, los núcleos son orientados con brújula magnética y solar.

V.1.- Equipos y Tipo de Experimentos

Un estudio sobre la estabilidad de la MRN consiste en estudiar mediante ciertos procedimientos la constitución de nuestro registro magnético. La separación de las diferentes componentes de magnetismo en la roca se logra por medio de procedimientos de desmagnetización progresiva, las componentes de baja estabilidad se eliminan usualmente durante los primeros estados de este tratamiento. Básicamente se realizaron dos tipos de tratamiento para obtener la magnetización primaria o característica y/o las secundarias: aplicando temperaturas altas y/o campos magnéticos alternos.

V.1.1.- Desmagnetización térmica

En esta técnica los especímenes se calentaron en un horno no magnético (MDT80), sometidos a diferentes temperaturas, desde la ambiental hasta los 600-700 °C. La magnetización de los especímenes se mide en un magnetómetro Spinner JR5 (sensibilidad $\sim 10^{-9}$ Am²), a temperatura ambiente y se repite gradualmente el procedimiento a temperaturas más altas. Se continúa este proceso hasta que el magnetismo de los especímenes se destruye completamente. Esto es, con el incremento de la temperatura los minerales con temperaturas críticas (de Curie y Néel), iguales o menores pierden su magnetización.

Es común usar incrementos de 50 °C o 100 °C hasta los 500 °C, pero después de aquí, conforme se van alcanzando las temperaturas Curie de los constituyentes magnéticos, se reducen los incrementos a 5 °C o 10 °C para identificar confiablemente los componentes de altas temperaturas de bloqueo.

No obstante que esta técnica permite aislar componentes de magnetización con muy alta coercitividad tiene la desventaja, que el calentamiento de la muestra puede ocasionar cambios físico-químicos (oxidación de los minerales magnéticos). Es por eso que para monitorear estos cambios, después de cada etapa de

calentamiento se mide la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente utilizando un susceptibilímetro "Bartington MS2"

V.1.2.- Desmagnetización por Campos Magnéticos Alternos

Esta técnica es la recomendada para el tratamiento de rocas volcánicas, ya que la magnetización remanente térmica (componente primaria de estas rocas), es muy resistente al lavado magnético, mientras que las viscosas y las isotérmicas son muy sensibles.

La desmagnetización por campos magnéticos alternos (AF) decrecientes, se lleva a cabo utilizando un desmagnetizador Molspin de AF, que proporciona campos alternos de hasta 100 mT. El método consiste en aplicar un campo magnético a la muestra, causando que los granos de menor o igual coercitividad a la de este campo aplicado se alineen. Al reducirse el campo la magnetización de estas partículas se deja en posiciones al azar, por lo que sólo quedarán las remanencias de las partículas con coercitividades mayores que la del campo aplicado.

Este proceso debe efectuarse secuencialmente a lo largo de 3 ejes ortogonales, con incrementos sucesivos en el campo aplicado, midiendo la remanencia después de cada incremento. Esto permite obtener el espectro de coercitividad, gráfica de la remanencia contra el campo aplicado (por ejemplo la magnetización remanente de la magnetita, titanomagnetita y pirrotita desaparece entre los 0 y 100 mT, en cambio la serie de las ilmeno-hematitas requieren de campos mayores).

La magnetización remanente natural (NRM) medida después de cada una de las etapas parciales de cualquiera de las dos técnicas mencionadas anteriormente, se efectuó con un magnetómetro Spinner JR5 (sensibilidad $\sim 10^{-9}$ Am²). Las mediciones son registradas después de la estabilización de la remanencia en este magnetómetro.

Otros parámetros que se utilizaron en este trabajo, y que son de vital importancia en un estudio paleomagnético, específicamente para el análisis de propiedades magnéticas de las rocas son: ciclo de histéresis y curvas de susceptibilidad magnética vs altas temperaturas. Además de servir para identificar a los portadores de la magnetización nos permiten conocer los cambios físico-químicos experimentados por los minerales formadores de roca.

V.1.3.- Medición de Histéresis y Magnetización Remanente Natural

Los materiales geológicos pueden resultar magnéticamente complicados, La magnetización de un cristal natural, puede no ser uniforme particularmente si su estado es dominio pseudo-sencillo (PSD) o multidominio (MD). Los momentos pueden ser fuertemente afectados por la energía térmica, pueden presentarse o pueden existir gran variedad de mezclas con la ocurrencia de fases magnéticas naturales con muy diferentes comportamientos.

La histéresis, es fuertemente controlada por la mineralogía y el tamaño de grano. El ciclo de histéresis de una muestra es la suma de todas las curvas generadas por cada grano individual, cada población de granos con su espectro de coercitividad particular contribuye en el resultado de la curva de histerésis.

Los ciclos de histéresis se obtuvieron a temperatura ambiente, usando un magnetómetro tipo Micromag AGFM (Alternating Gradient Magnetometer). Con campos máximos de 1.2 Tesla. Este tipo de equipos analiza fragmentos muy pequeños de muestra del orden de 20 a 30 mg.

La magnetización remanente de saturación (J_{rs}), la magnetización de saturación (J_s) y la fuerza coercitiva (H_c), fueron calculados después de la corrección por la contribución paramagnética. La coercitividad de la remanencia (H_{cr}) fue

determinada por la aplicación progresiva de un campo opuesto creciente después de la saturación.

V.1.4.- Susceptibilidad vs. Temperatura

El procedimiento para realizar estos experimentos es el siguiente: se coloca en el portamuestras el polvo de muestra a analizar y se introduce en uno de los brazos del puente Highmoore, el puente genera una diferencia de potencial proporcional a la susceptibilidad de muestra introducida. Enseguida se corre el programa de adquisición de datos correspondiente, mientras que la temperatura de la muestra se incrementa desde la temperatura ambiente hasta los 700 °C y se obtiene la curva requerida; posteriormente se deja enfriar la muestra, obteniéndose otra curva.

Las mediciones continuas de la susceptibilidad fueron realizadas en campo cero y al aire (curvas k-T), utilizando un susceptibilímetro Highmoore equipado con un horno. La temperatura Curie fue determinada por el método de Prévot et al (1983).

Este experimento nos proporciona información sobre los componentes magnéticos presentes en la muestra, así como su composición, ya que cada mineral magnético posee una temperatura Curie única (Tarling et al., 1983). De la presencia o ausencia del efecto Hopkinson (una variación de la susceptibilidad χ con el aumento de la temperatura cercano al punto Curie T_c), se pueden hacer inferencias acerca del estado de dominio de los portadores de la magnetización.

Este tipo de gráficas además de servir para identificar a los portadores de la magnetización permiten conocer los cambios físico-químicos experimentados por las muestras, ya que nos ayudan a saber que minerales magnéticos fueron destruidos y cuales creados. La curva de calentamiento posee información de los minerales magnéticos primarios, mientras que la curva de enfriamiento información de los minerales magnéticos secundarios.

VI.- ÓXIDOS MAGNÉTICOS.

La identificación de los minerales ferromagnéticos nos puede ayudar a planear los experimentos y además en la interpretación de los resultados. El problema está en asociar una componente de magnetización remanente (identificada de la desmagnetización parcial) con un mineral ferromagnético particular, esta información puede frecuentemente determinar ya sea una remanencia característica como primaria y/o secundaria.

Los minerales ferromagnéticos son generalmente opacos y requieren de observación óptica con un microscopio de luz reflejada para su identificación, solo en superficies pulidas. Las observaciones ópticas de las texturas nos dan información de la secuencia mineral, es decir se pueden determinar minerales presentes al mismo tiempo de formación de la roca ó por alteración química posterior. Una dificultad en la aplicación de las observaciones ópticas es la baja concentración de minerales ferromagnéticos y sus tamaños pequeños (frecuentemente $\sim 1\mu\text{m}$ en granos SD y PSD). Las rocas ígneas generalmente tienen suficientes minerales ferromagnéticos para permitir la identificación.

Los minerales ferromagnéticos más importantes son los óxidos de hierro-titanio (Fe-Ti). El paleomagnetismo requiere conocer algo de la química del cristal y estructura magnética de los óxidos de Fe-Ti. Esto incluye el conocimiento básico de las fases formadas como cristales primarios a partir de reacciones en los magmas.

Los óxidos de Fe comúnmente contienen Ti (y otros elementos) y forman series de solución sólida con composiciones variables. Estos óxidos tienen temperaturas altas de solidificación de entre $1400\text{-}1600\text{ }^{\circ}\text{C}$ y son de los primeros cristales que se forman en los magmas. En el diagrama ternario $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ se ilustran los

minerales y las series más importantes: wüstita (FeO), rutilo (TiO_2), magnetita (Fe_3O_4), hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$), maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), e ilmenita (FeTiO_2) (Figura 10).

Las posiciones de izquierda a derecha indican aumento en la razón de hierro férrico a ferroso ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$). Las posiciones de abajo hacia arriba indican aumento en el contenido de Ti. Usando $(1/2)\text{Fe}_2\text{O}_3$ como parámetro para que la esquina con Fe^{3+} normalice el diagrama a un catión, produciendo el efecto conveniente de que las líneas de oxidación (aumentando la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$), sean paralelos a la base del diagrama.

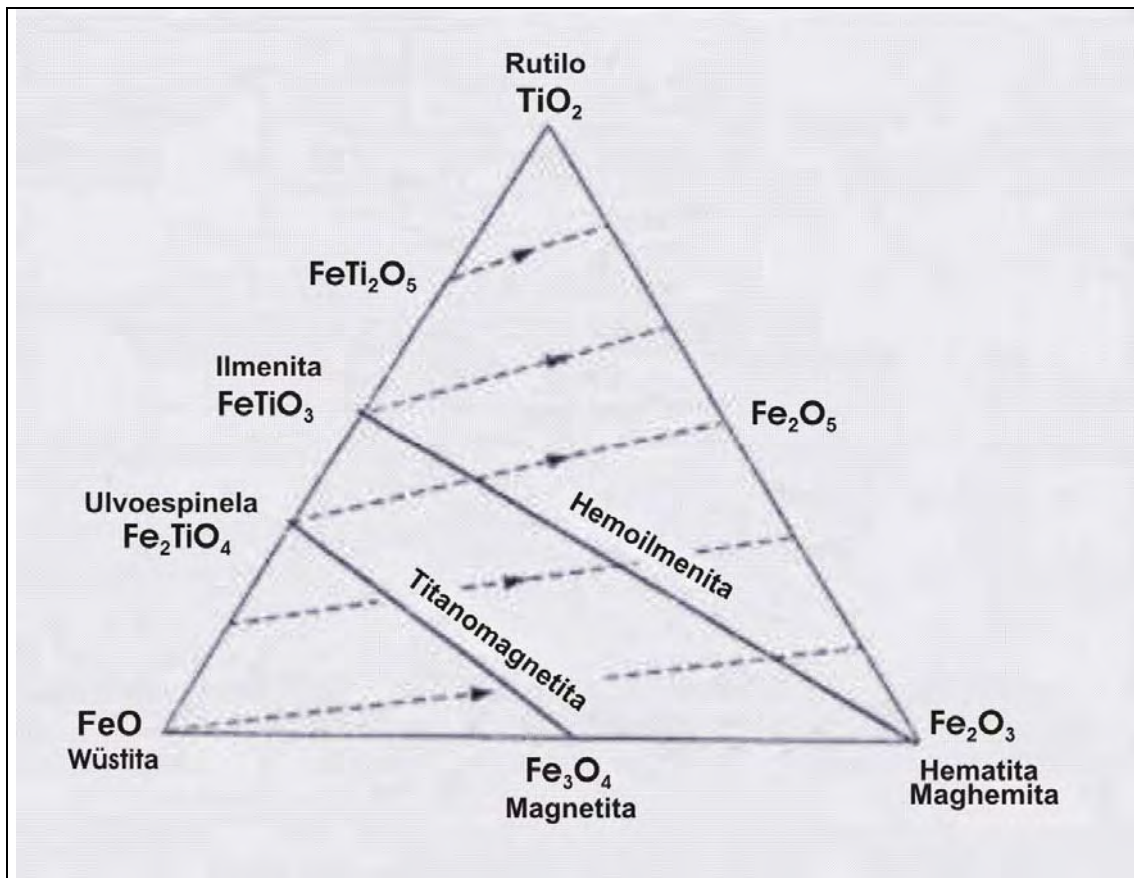


Figura 10.- Diagrama ternario para los óxidos-hierro, las líneas discontinuas con flechas indican el incremento de oxidación, las líneas continuas son las series de solución sólida. Tomado de McElhinny, 1973.

En el sistema ternario de la Figura 24 se pueden distinguir claramente dos tipos de minerales magnéticos importantes. Existe un óxido fuertemente magnético, con estructura cúbica que es la magnetita (Fe_3O_4) y su solución sólida que es la ulvoespinela (Fe_2TiO_4), conocida como serie titanomagnetita. El óxido más débilmente magnético, de hábito romboédrico, está caracterizado por la hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) y su solución sólida con la ilmenita (FeTiO_2), conocida como serie titanohematita. Los miembros de la serie pseudobrookita ortorrómbica mostrada en la Figura 24 son todos paramagnéticos, por encima de la temperatura ambiente, y además son escasos y de poca importancia. Las soluciones sólidas completas ocurren solo a altas temperaturas; existen exsoluciones a bajas temperaturas (sin mezcla de fases), que en titanomagnetitas resultaría en una fase rica en ulvoespinela y una fase rica en magnetita. Sin embargo intercrecimientos de magnetita-ulvoespinela ocurren raramente en la naturaleza, debido a la presencia de oxígeno en la fase fundida, la cual oxida a las titanomagnetitas. Así la oxidación a alta temperatura, a veces llamada oxidación deutérica ocurre durante el enfriamiento inicial, comúnmente sucede por encima del punto Curie de los minerales magnéticos.

En suma la oxidación a baja temperatura o magnetización ocurre a temperaturas menores a $200\text{ }^\circ\text{C}$ para producir titanomagnetitas.

Las series de solución sólida titanomagnetita y titanohematita cristalizan a $\sim 1300\text{ }^\circ\text{C}$ y son las primeras en las secuencias de cristalización de las rocas ígneas (Figura 11). La razón de enfriamiento tiene un gran efecto en la distribución de tamaños de grano de los óxidos Fe-Ti. Las rocas volcánicas enfriadas rápidamente (basaltos oceánicos) frecuentemente contienen titanomagnetitas con una proporción significativa de granos de tamaños $1\text{ }\mu\text{m}$ o menores, presentando hábitos cristalinos delicados de tipo esqueletal. Las rocas intrusivas enfriadas lentamente usualmente tienen tamaños de grano más grandes, a veces mayores a $100\text{ }\mu\text{m}$. Entonces las partículas ferromagnéticas de grano fino son los mejores

registradores magnéticos, razón por la que las rocas volcánicas se prefieren para estudios paleomagnéticos

VI.1.- Serie de las Titanomagnetitas (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4)

Las titanomagnetitas son minerales opacos, de estructura cúbica con composición entre los miembros magnetita (Fe_3O_4) y ulvoespinela (Fe_2TiO_4). Las propiedades magnéticas están controladas por la distribución de los cationes en los subarreglos y el acoplamiento de intercambio entre estos. La magnetización de saturación de la magnetita es de 480×10^{-3} A/m.

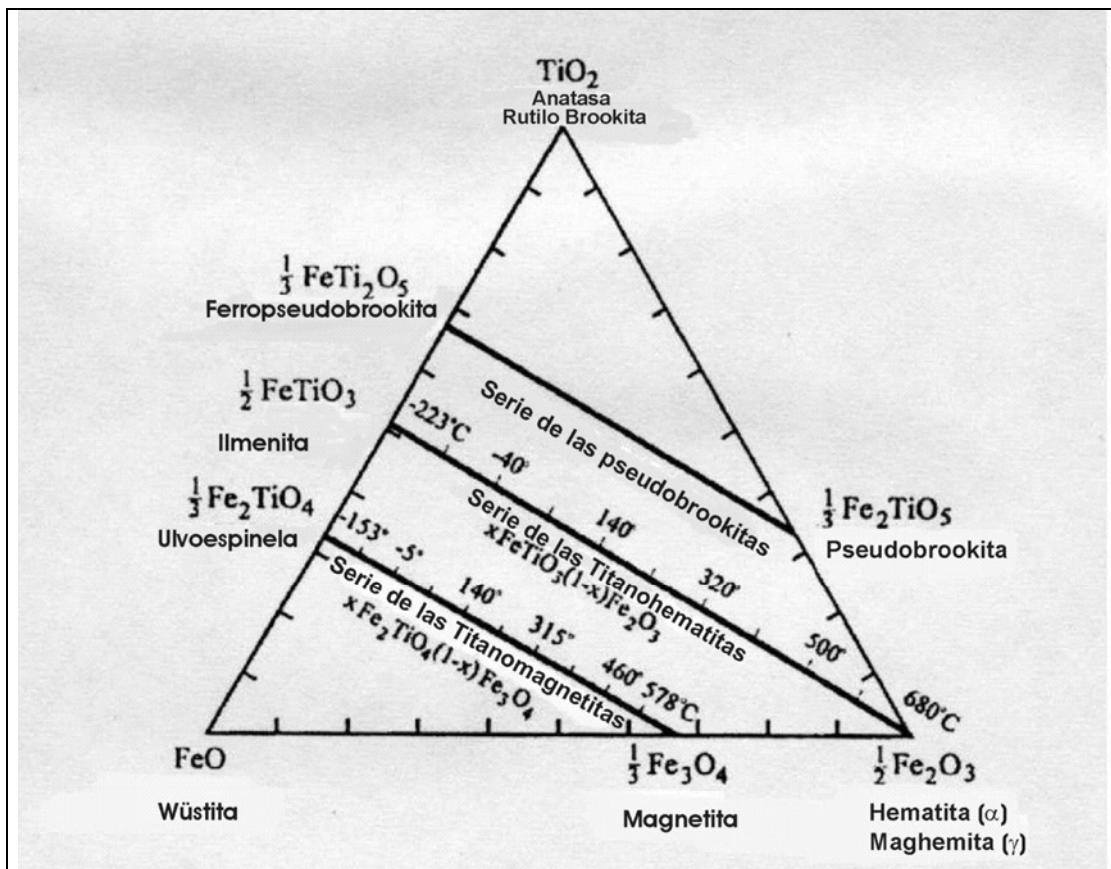


Figura 11.- Diagrama ternario para los óxidos de titanio-hierro, donde se muestran las tres soluciones sólidas principales encontradas en las rocas ígneas, también se indican valores de temperatura Curie (ó Néel), en función molar X y Y (en intervalos de 0.1); indicados para las series de la titanomagnetita y la titanohematita. Tomado de Merrill y McElhinny, 1983.

La solución sólida magnetita-ulvoespinela son titanomagnetitas con estructura de espínela invertida muy común en rocas de origen volcánico. El punto de Curie (T_c) es la temperatura en la cual la magnetización remanente desaparece y para temperaturas mayores ó iguales a la T_c el mineral ferrimagnético se transforma en paramagnético. La T_c de las titanomagnetitas, disminuye linealmente según su composición química, a partir de los 575 °C para la magnetita hasta -153 °C para la ulvoespinela, este último es antiferromagnético a temperatura ambiente (O' Reilly, 1984).

VI.2.- Serie de las Titanohematitas (Fe_2O_3 - $FeTiO_2$)

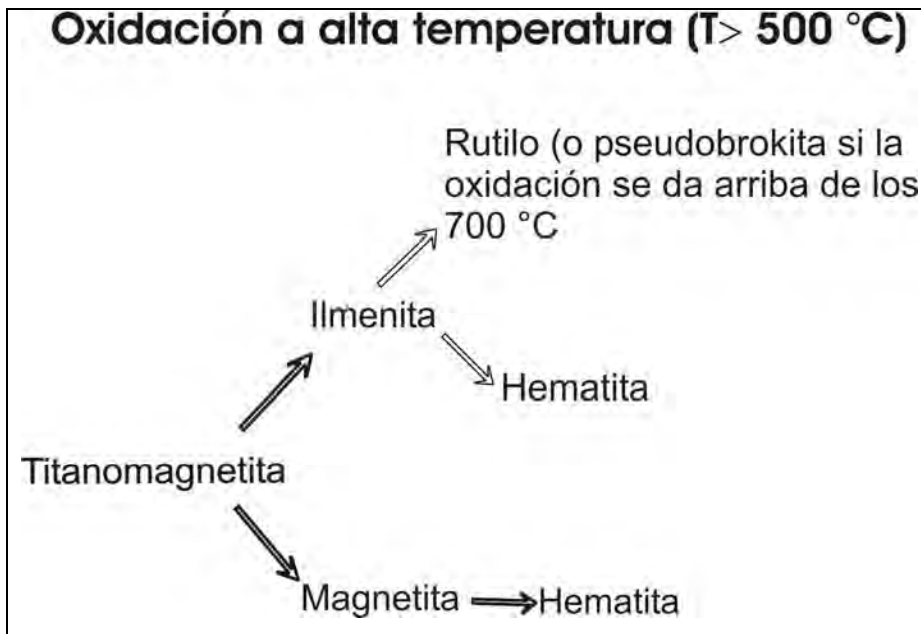
En muchas rocas ígneas, las titanohematitas y sus productos de oxidación constituyen una menor parte de los minerales ferromagnéticos respecto a las titanomagnetitas. Pero en rocas ígneas altamente silíceas y/o altamente oxidadas, la hematita puede ser el mineral magnético dominante. La serie de titanohematitas forma una solución sólida a temperaturas arriba de los 900 °C; a temperaturas bajas la composición se aproxima a los miembros extremos (ilmenita y hematita) por lo que composiciones intermedias sólo se tienen en rocas que enfriaron muy rápidamente. La serie tiene estructura romboedral y comportamientos diversos, siendo antiferromagnética para $x=0.9$ (por ejemplo: ilmenita), ferrimagnética para composiciones intermedias con $0.45 \leq x \leq 0.9$ y antiferromagnética imperfecta (o con ferromagnetismo parásito) para $x=0.4$ (i.e. hematita). Las soluciones sólidas de composiciones intermedias son raras y comúnmente se tienen intercrecimientos de ilmenita y hematita, con comportamientos dominados por la hematita ya que la ilmenita es paramagnética a temperatura ambiente (temperatura de Néel de -180 °C).

La hematita es romboedra, con un tamaño de celda de 5.427 Å y una red de iones de oxígeno y cationes de Fe en dos subredes con magnetizaciones opuestas. La magnetización de saturación es baja, 2.2×10^{-3} A/m. La coercitividad tiene valores altos de 3.5-6.5 T para partículas de dominio sencillo (tamaños de 1.3µm). Gracias al ferromagnetismo débil la hematita puede portar magnetización remanente, la temperatura Curie para este ferromagnetismo imperfecto varía entre 675 y 680 °C.

VI.3.- Oxidación deutérica

La oxidación que ocurre durante el enfriamiento original de una roca ígnea es la oxidación deutérica. Durante el enfriamiento, los granos primarios de óxidos de Fe-Ti están usualmente fuera de equilibrio respecto a las condiciones de temperatura y oxígeno. La oxidación deutérica ocurre casi siempre a menos que la roca se enfríe rápidamente y/o esté bajo presión (*i.e.* condiciones del piso oceánico donde no ocurre desgasificación).

Estudios extensivos de oxidación deutérica en basaltos indican que las condiciones típicas de oxidación involucran temperaturas de 750 °C y fugacidad de oxígeno (f_{O_2}) de 10^{-5} - 10^{-6} atmósferas. La oxidación deutérica ocurre en el estado sólido generalmente a temperatura mayor que la temperatura Curie. Tanto las titanomagnetitas como las titanohematitas primarias están afectadas por oxidación deutérica.



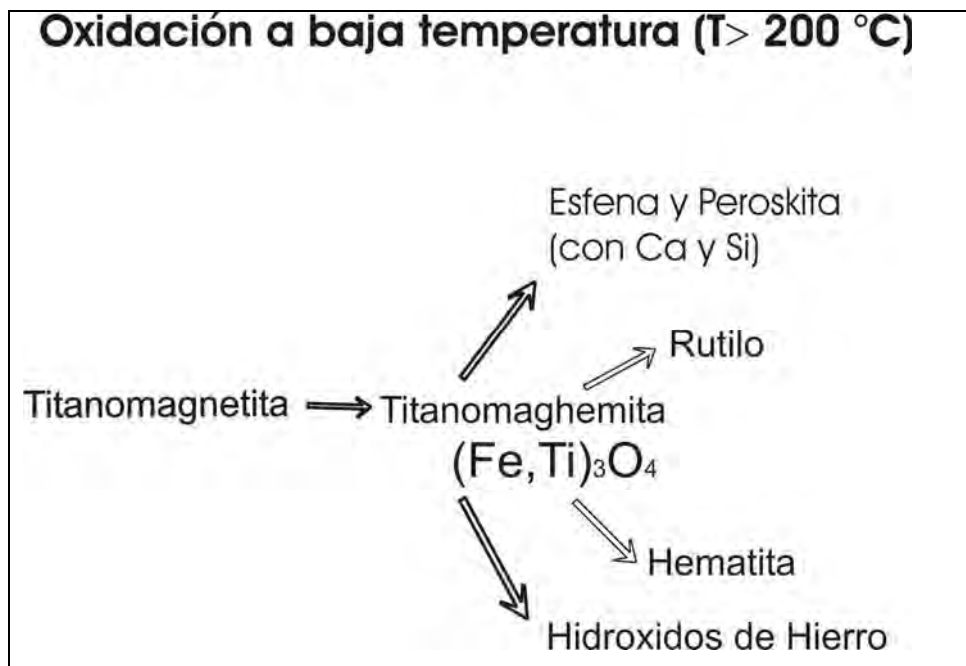
La oxidación a alta temperatura es la más común en basaltos subaéreos y es rara en basaltos del fondo oceánico, donde solo se observa en las partes centrales de las unidades de flujo (Ade-Hall et al. 1976). Son bien conocidos los intercrecimientos regulares de lamelas de ilmenita en magnetita, típicos en una oxidación a altas temperaturas. El desarrollo de este tipo restringido a basaltos del piso oceánico, es consistente a la sugerencia de Sato and Wright (1966), en la cual el hidrógeno disociado del vapor de agua debería perderse del flujo por oxidación deutérica. Las presiones altas de confinamiento en un ambiente profundo en el océano reduce considerablemente la pérdida de gas en el enfriamiento del flujo y por lo tanto impide que suceda este proceso. Otro factor que apoya la desgasificación restringida de las rocas extrusivas submarinas es la presencia de sulfuros primarios.

Las consecuencias magnéticas de la oxidación deutérica de alta temperatura de las titanomagnetitas son el incremento de la temperatura Curie (de 500 y 550°C, son típicas después de la oxidación deutérica) y de la intensidad de la magnetización, así como buena estabilidad magnética (Chevalier and Pierre 1932,

Petersen 1962 and 1966, O'Reilly and Banerjee 1967, Lewis 1968, Ade-Hall et al. 1968).

VI.4.- Oxidación a baja temperatura

La oxidación a baja temperatura provoca que la serie de titanomagnetitas sean oxidadas a titanomaghemitas, es decir oxidación de magnetita para dar maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), la cual es químicamente equivalente a la hematita pero retiene la estructura espínela de la magnetita. La maghemita es un mineral cúbico espínelo inverso, con dimensiones de red de 8.35\AA , con magnetización de saturación alta del orden de $450 \times 10^{-3} \text{ A/m}$ y es metaestable. Durante el calentamiento se transforma en titanohematita, pasando de una estructura cúbica ferrimagnética a una estructura romboédrica antiferromagnética. Esta transformación irreversible ocurre principalmente entre los 300 y $400 \text{ }^\circ\text{C}$.



Esta es la forma dominante de la alteración de la titanomagnetita en el piso oceánico, donde la mayor parte del proceso se lleva a cabo a temperatura ambiente.

La oxidación a baja temperatura de las titanomagnetitas ha sido minuciosamente estudiada en muestras sintéticas por Readman and O'Reilly (1972). De sus experimentos se puede establecer que la temperatura Curie se incrementa con la oxidación, así como también la estabilidad magnética. Usando los resultados de Readman and O'Reilly y asumiendo que la probable influencia de impurezas de Mg y Al, y otros cationes que normalmente ocurren en muestras naturales pueden ser descuidados, es posible determinar la composición y el estado de oxidación de las titanomagnetitas.

VII.- ANÁLISIS DE LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS

Para identificar los portadores magnéticos responsables de la magnetización y para obtener información acerca de la estabilidad paleomagnética, se realizaron varios experimentos de magnetismo de rocas, que incluyen; mediciones continuas de curvas termomagnéticas (susceptibilidad vs. temperatura); y ciclos de histéresis combinado con la adquisición IRM (magnetización remanente isotermal).

VII.1.- Área de Lazo

El muestreo de la sección de Lazo se realizó a lo largo de la carretera desde la estación de la Comisión Federal de Electricidad hasta el poblado de Lazo. El marco geológico/geográfico y la estratigrafía relativa de la sección estratificada sub-horizontalmente de los flujos de basalto se muestran en la Figura 12. El sitio se encuentra localizado entre las coordenadas geográficas 20° 47' de latitud norte y 103° 19' de longitud oeste. Se colectaron 326 muestras orientadas pertenecientes a los 37 flujos de lava. Los primeros tres sitios (LZ1, LZ2 y LZ3;

Figura 12), se muestrearon justo abajo del nivel de unos conglomerados y tobas. Los 34 sitios restantes se encuentran todos estratigráficamente arriba de este nivel. Basado en tres edades por K-Ar, (Watkins et al., 1971) que cubren el intervalo de 9.27 a 8.5 Ma, se considera que es el período de emplazamiento de esta secuencia. Goguitchaichvili et al., 2002.

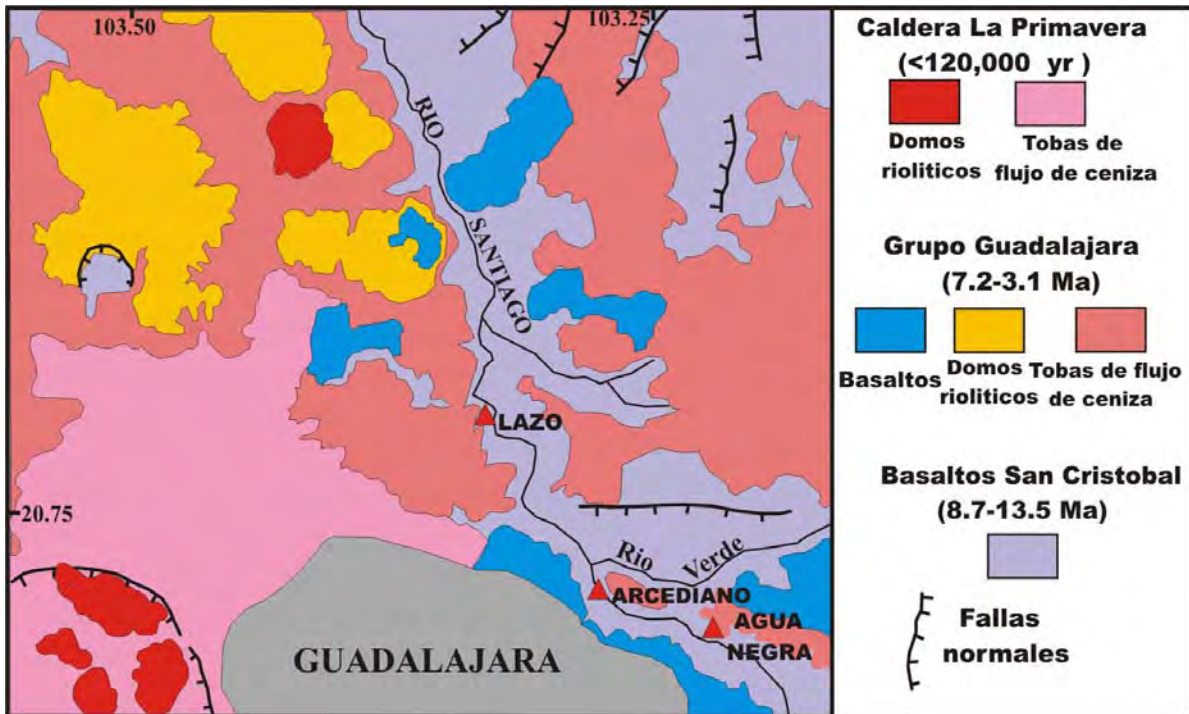


Figura 12.- Plano geológico y de localización de las secciones de Lazo, Barranca del Funicular (Arcediano) y Agua Negra. Tomado de Goguitchaichvili et al., 2002.

Análisis adicionales posteriores también por el método de K-Ar, dan básicamente los mismos resultados. Dichos análisis radiométricos se realizaron en muestras de roca total en el sitio LZ8 (Figura 12) fueron realizados en el Département de Minéralogie Université de Geneve (Switzerland). La edad fue calculada usando la constante recomendada por Steiger and Jäger (1977). Estos experimentos dan una edad de 9.0 ± 0.7 Ma, compatible con los fechamientos realizados por Watkins et al. (1971).

VII.1.1.- Remanencia

Se midió la magnetización remanente de siete a once muestras en cada flujo de lava. En la mayoría de los casos se identificó una sola componente estable (Figura 13), y en algunos otros se observó una pequeña componente secundaria, probablemente de origen viscoso que fueron removidas fácilmente aplicando 200 °C ó 10 mT. Componentes secundarias más fuertes fueron detectadas en 7 sitios (Figura 13 muestras LZ28_149B y LZ30_160A). La magnetización remanente, en la mayoría de las ocasiones fue removida entre temperaturas de 520 y 570 °C, las cuales indican titanomagnetitas con bajo contenido de titanio como responsables de la magnetización. El rango de los campos destructivos medios (MDF), varía principalmente entre 30 a 50 mT, sugiriendo granos de dominio pseudo-sencillo como portadores de la magnetización remanente (Dunlop y Ozdemir, 1998).

Las direcciones de magnetización primaria fueron determinadas por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), tomando de 5 a 9 puntos en el análisis de la componente principal para su determinación. Las direcciones obtenidas se promediaron por cada flujo y los parámetros estadísticos se calcularon asumiendo una distribución de Fisher. Las paleodirecciones por cada unidad fueron determinadas con bastante precisión (Tabla 1). Todas las α_{95} son menores a 8.2 indicando la alta calidad de los datos paleomagnéticos.

VII.1.2.- Susceptibilidad vs. Temperatura

Se tomó una muestra por cada sitio, con la finalidad de identificar los minerales magnéticos portadores de la remanencia y verificar su estabilidad térmica. Todos los especímenes fueron calentados hasta cerca de 600 °C (algunos hasta 650 °C), con una tasa de calentamiento de 10 °C/min y enfriados con esa misma proporción.

En general se observaron dos diferentes tipos de comportamiento: veintidós muestras sugieren la presencia de una sola fase magnética/ferrimagnética, con

un punto de Curie compatible con la titanomagnetita relativamente baja en titanio (Figura 14, muestras LZ_035C, LZ6_031D y LZ1_003).

Sin embargo, en algunos casos las curvas de calentamiento y enfriamiento no son perfectamente reversibles (muestra LZ1_003). Las observaciones al microscopio de superficies pulidas también muestran que el mineral magnético principal es titanomagnetita baja en titanio, asociada con exsoluciones de ilmenita, probablemente formada como resultado de la oxidación de titanomagnetita durante el enfriamiento inicial.

En otros casos se presentaron dos diferentes fases termomagnéticas durante el calentamiento (Figura 14, muestras LZ14_072, LZ17_090 y LZ23_120). Un punto de Curie bajo con rangos de temperatura de entre 300-420°C y otro más alto variando de 550 y 580°C. La curva de enfriamiento presenta solo una fase, con una temperatura de Curie cercana a la magnetita. Tales curvas k-T irreversibles, pueden ser explicadas por la presencia de la titanomaghemita que probablemente se transformó en magnetita durante el calentamiento (Ozdemir, 1987).

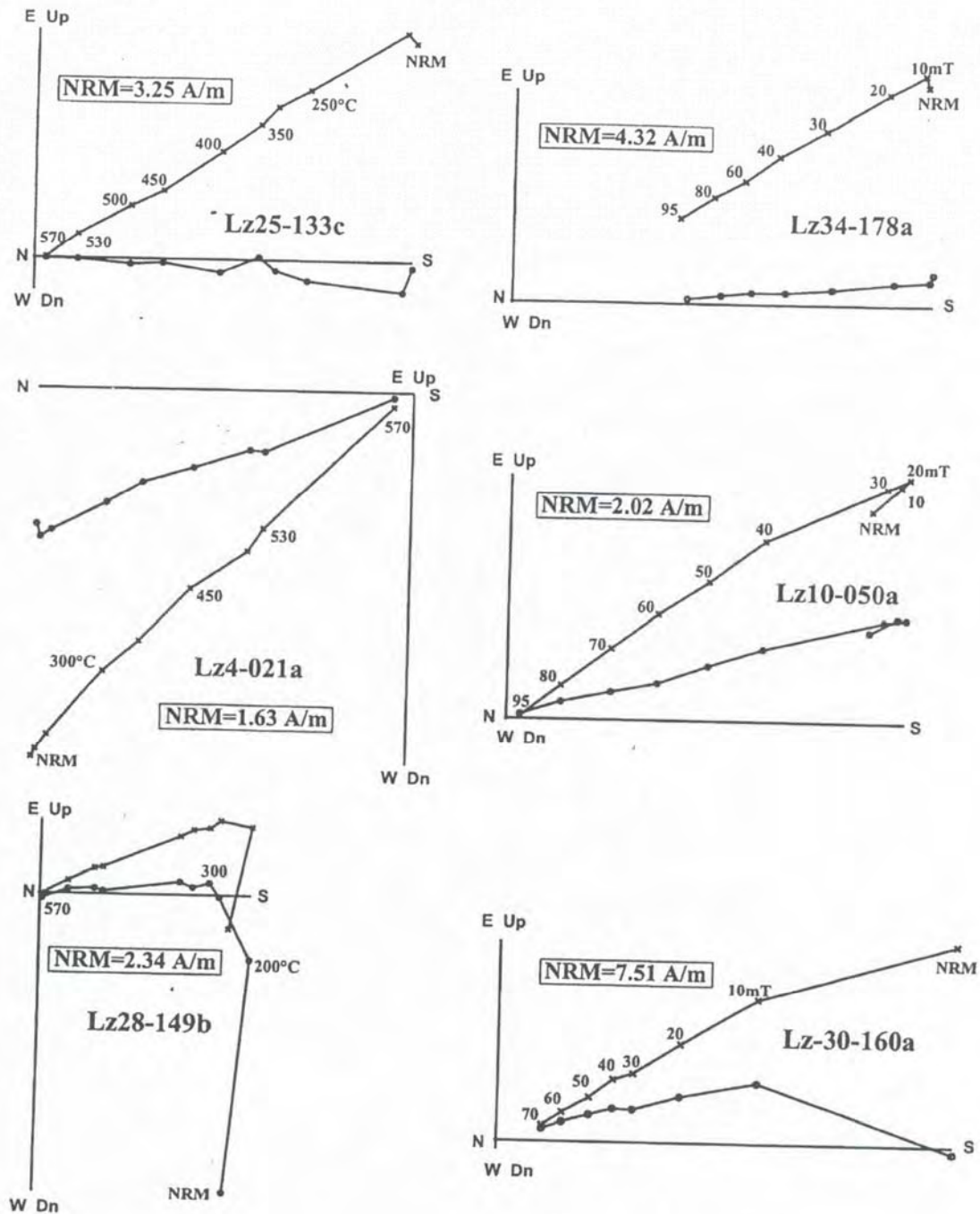


Figura 13.- Proyección ortogonal (diagrama de Zijderveld), de la desmagnetización de muestras representativas, por campos alternos o térmico. Los numeros indican la temperatura en (°C) o campos magnéticos alternos aplicados en (mT), los círculos (•), corresponden a proyecciones en el plano horizontal y las equis (x), a proyecciones en el plano vertical. Tomado de Gogitchaichvili et al., 2002.

<i>Site</i>	<i>n/N</i>	<i>Inc</i>	<i>Dec</i>	<i>k</i>	α_{95}	δ_D	<i>Plat</i>	<i>Plong</i>	<i>Pol</i>
LZ37	8/11	-23.4	176.3	60.8	7.3	7.9	-81	280.5	R
LZ36	7/7	-21.9	171.5	123.5	5.5	9.6	-77.8	259.9	R
LZ35	7/8	-25	176.4	145.3	6.1	6.3	-81.9	252.4	R
LZ34	8/8	-27.3	181.1	257.3	3.5	6.8	-83.9	256.1	R
LZ33	8/8	-32.3	170.8	169.2	4.2	3.5	-80.9	329.6	R
LZ32	9/9	-27.2	165.3	143.1	4.3	9.2	-74.7	325.7	R
LZ31	8/8	-27.1	176.2	90.2	5.8	4.2	-82.9	257.9	R
LZ30	8/8	-28.6	169.4	60.7	7.2	5.2	-78.6	320	R
LZ29	8/8	-26.6	174.4	72.6	6.5	4.5	-81.6	297.4	R
LZ28	9/9	-30.3	176.8	112.8	4.9	2.1	-84.8	275.2	R
LZ27	8/8	-30.9	169.2	168	4.3	4.6	-79.1	328.1	R
LZ26	11/11	-26.6	172.5	135.4	3.9	4.9	-80.4	306	R
LZ25	8/8	-28.4	174.3	127.4	4.8	2.7	-82.4	302.9	R
LZ24	8/8	-28.2	177.9	173.3	4.2	4.1	-84.2	277.1	R
LZ23	9/9	-25.5	173.7	109.9	4.9	5.7	-80.7	298.2	R
LZ22	10/10	-25.2	170.5	179.8	3.6	6.8	-78.4	309.7	R
LZ21	9/9	-32.1	173.9	155.6	4.1	1.2	-83.5	319.7	R
LZ20	8/8	-28.4	187.7	132.5	4.8	12	-80.9	201.8	R
LZ19	8/8	-27.1	178.6	517.8	2.4	5.3	-83.7	269.3	R
LZ18	10/10	-32.3	174.5	412.5	2.5	1.2	-84	318.1	R
LZ17	9/9	-30.8	175	264.7	3.2	0.5	-83.9	308.2	R
LZ16	10/10	-32.6	168.2	152	3.9	5.7	-78.5	334.9	R
LZ15	7/7	-29.2	174.5	57.2	8.1	1.9	-82.9	304.6	R
LZ14	10/10	-28.6	178.6	99.2	4.9	4.3	-84.6	271.3	R
LZ13	10/10	-29	168.1	152.3	3.9	6	-77.6	324.9	R
LZ12	9/9	-35.8	184.6	76.3	5.9	9.6	-85.6	174.8	R
LZ11	9/9	-32.8	176.4	204.9	3.6	2.3	-85.7	309.6	R
LZ10	9/9	-31.5	177.2	155.4	4.1	2.3	-85.6	294.7	R
LZ9	8/9	-30.5	179.5	116.6	5.4	4.3	-85.9	265.5	R
LZ8	9/9	-25.2	183.2	271.4	3.1	9.5	-82.1	223.4	R
LZ7	7/7	42.8	353.6	56.2	8.2	11	82.7	204.3	N
LZ6	8/8	-46.4	178.5	678	2.1	16	-82.7	66.3	R
LZ5	11/11	41.1	357.3	111	4.3	10	86	218.1	N
LZ4	8/8	40.2	350.4	51.3	7.8	9.7	81.2	184.3	N
LZ3	10/10	39.4	349.6	120.2	4.4	9.3	80.1	179.4	N
LZ2	8/8	41.6	347.5	68.8	6.7	12	77.9	185.7	N
LZ1	8/8	35.7	342.8	67.1	6.8	11	73.8	167.2	N

Tabla 1.- Resultados de las paleodirecciones medias de cada uno de los sitios estudiados. N: numero de especímenes tratados; n: número de especímenes utilizados para los cálculos ; Inc: Inclinación; Dec: Declinación; α_{95} : radio del cono de confianza de la estadística de Fisher; k: parámetro de precisión; δ_D : desviación estándar angular del PGV; Plat/Plong: latitud/longitud de la posición del PGV; Pol: polaridad magnética (N: normal; R: reversa). Tomado de Goguitchaichvili et al., 2002.

VII.1.3.- Ciclo de Histéresis

Las curvas son simétricas en la mayoría de los casos, cerca del origen, no fueron detectados comportamientos del tipo “cinturas de avispa” (Tauxe *et al.*, 1996) lo cual probablemente refleja rangos muy restringidos de coercitividad para minerales opacos (Figura 15, LZ4_020 y LZ1_003). La excepción es el sitio LZ37 (Figura 15), el cual probablemente refleja la presencia de fases ferrimagnéticas con diferentes coercitividades. La mezcla de dos minerales, uno magnéticamente suave (como la magnetita) y otro duro (como la hematita) puede producir este tipo de curvas ‘constreñidas’ si las dos fases contribuyen en cantidades comparables a la magnetización. Excepto este solo sitio, en todas las muestras los minerales portadores de magnetización parecen estar contenidos en pequeños granos de dominio pseudosencillo (PSD), evaluado en base a los valores de los parámetros de histéresis (Day, 1977) (Figura 16). Esto nos permite hacer notar que si la fracción superparamagnética existe en estas muestras, la fuerza de coercitividad y la magnetización de saturación medida, son algo bajas o altas, respectivamente, que las fracciones ferrimagnéticas solas.

En lo que respecta a las curvas de adquisición de la remanencia isotermal (IRM), se encontraron muy similares en todas las muestras exceptuando el sitio LZ37. La saturación se alcanza en campos moderados (Figura 15, lado derecho) del orden de 100-200 mT, lo que nos indica que en algunos puntos las espínelas son las portadoras de la remanencia.

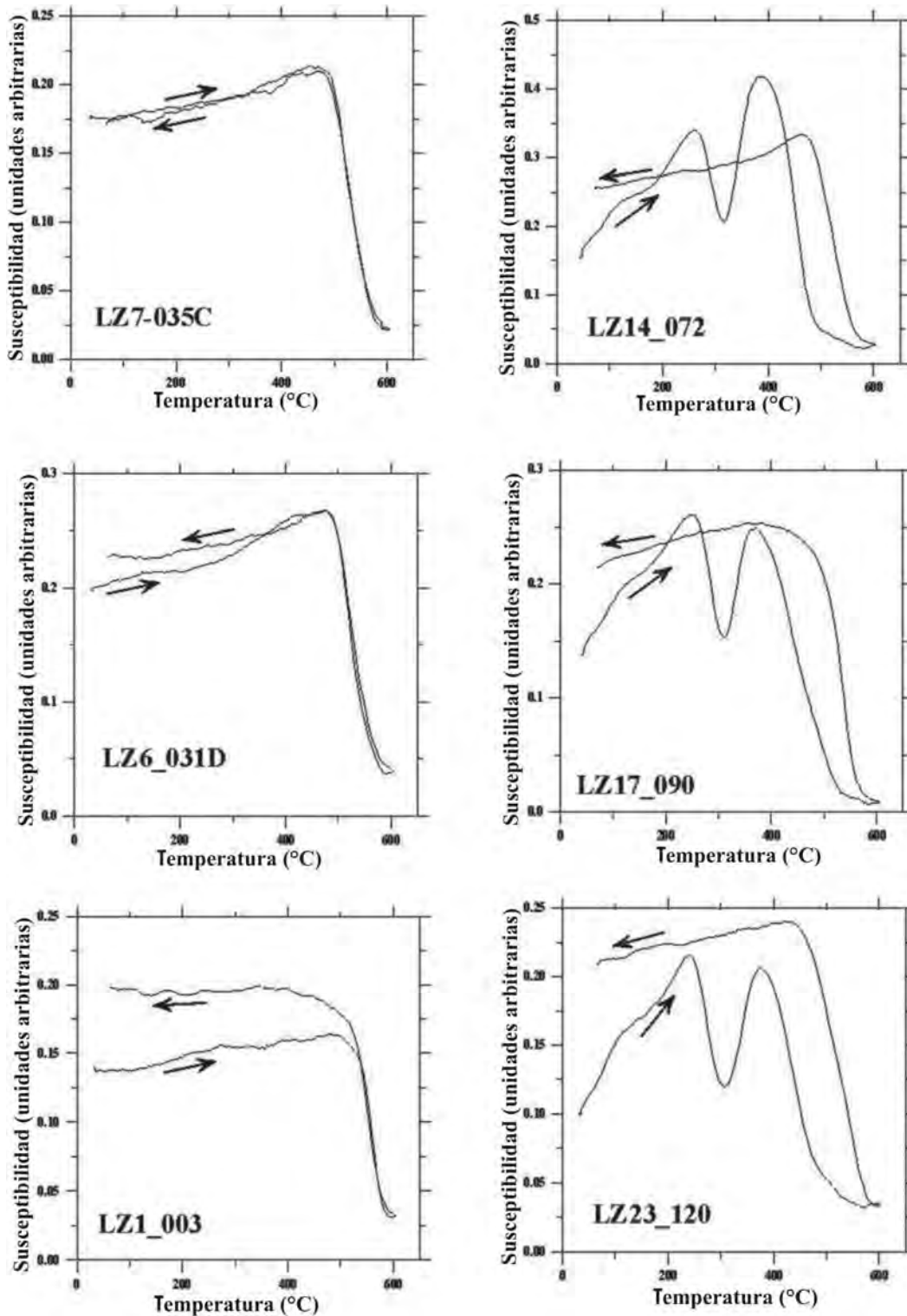


Figura 14.- Curvas de medición (en aire) de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T), registradas desde la temperatura ambiente hasta los 600°C. Las flechas indican las curvas de calentamiento y de enfriamiento. Tomado de Goguitchaichvili et al., 2002.

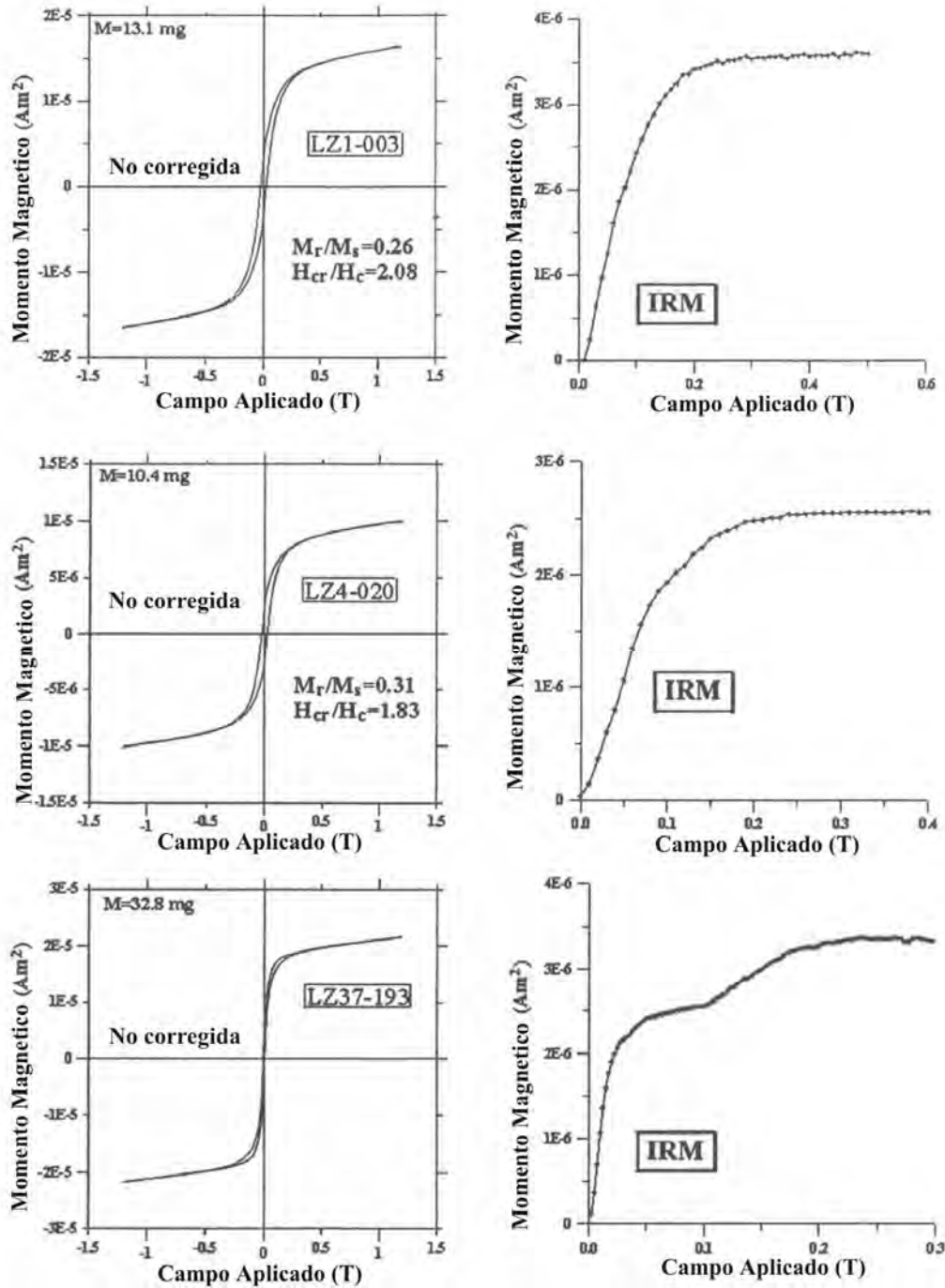


Figura 15.- Ejemplos de ciclos de histéresis (no corregidos) y curvas de adquisición de la magnetización remanente isotermal asociadas de muestras representativas. Tomado de Goguitaichvili et al., 2002.

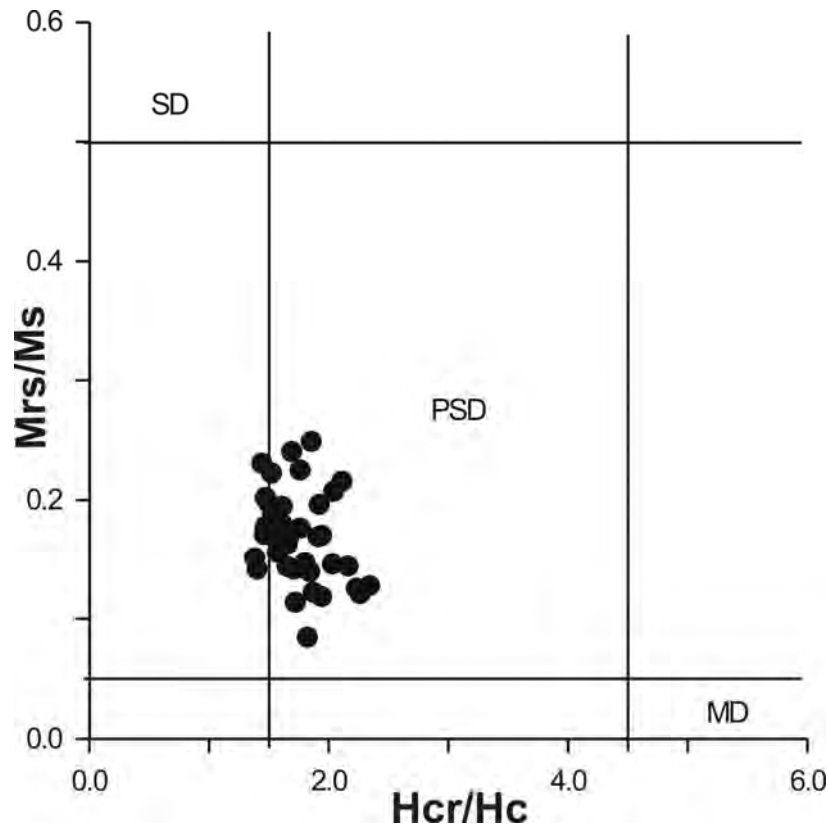


Figura 16.- Diagrama de Day donde están trazados los parámetros de histéresis (H_{cr}/H_c) vs M_{rs}/M_s , mostrando los campos para el estado de dominio sencillo (SD), pseudo-sencillo (PSD) y multidominio (MD).

VII.2.- Áreas de la Barranca del Funicular y Agua Negra

El muestreo paleomagnético se concentró en dos regiones cercanas a la ciudad de Guadalajara. El área de la Barranca del Funicular ó sección Arcediano, se ubica inmediatamente al NE de la ciudad, próxima a la bifurcación del Río Santiago y Río Verde, la recolección de muestras se realizó a lo largo de la barranca, hasta el nivel mas bajo de la misma. El marco geológico/geográfico y la estratigrafía volcánica de las unidades volcánicas se muestran en la Figura 12. El sitio se encuentra localizado entre las coordenadas geográficas $20^{\circ} 43'$ de latitud norte y $103^{\circ} 17'$ de longitud oeste. Se colectaron 140 muestras orientadas pertenecientes a 17 unidades volcánicas.

El área de Agua Negra o sección Matatlán este, se encuentra ubicada en la porción sur de las riberas del Río Santiago hacia el este de la ciudad de Guadalajara, aproximadamente a 6 Km del poblado de Coyula. El sitio se encuentra localizado entre las coordenadas geográficas 20° 40´ de latitud norte y 103° 10´ de longitud oeste. Se hizo un muestreo a lo largo de la ladera de uno de los flancos del río, tratando de abarcar estratigráficamente las unidades volcánicas hacia la base del río, Obteniéndose un total de 60 núcleos orientados pertenecientes a 7 unidades de flujo volcánico.

VII.2.1.- Remanencia

La mayoría de las muestras presentan una sola componente de magnetización (Figura 17 91p003, 91p386), ocasionalmente con una pequeña componente secundaria probablemente de origen viscoso, la cual se elimina fácilmente (Figura 17 91p322). Se detectaron componentes secundarias más fuertes en varios sitios (Figura 16 91p329, 91p350 y 91p366), donde el campo medio destructivo (MDF) se encuentra entre 40 y 50 mT y una temperatura de 350 y 400 °C. La magnetización remanente fue removida entre 500 y 575 °C, las cuales indican titanomagnetitas pobres en titanio como responsables de la magnetización.

Las direcciones obtenidas se promediaron para cada unidad y se calcularon los parámetros estadísticos asumiendo una distribución de Fisher. Las paleodirecciones por cada unidad se determinaron con bastante precisión (Tabla 2). Todas las α_{95} son menores a 7.0 excepto en un sitio que manifestó una dispersión muy alta, indicando con esto la alta calidad de los datos paleomagnéticos.

VII.2.2.- Susceptibilidad vs. Temperatura

Las mediciones continuas de susceptibilidad a alta temperatura se realizaron tomando una muestra por cada unidad volcánica, en la mayoría de los casos las curvas presentan una fase simple magnética/ferrimagnética con puntos de Curie

compatible con titanomagnetita con una baja proporción de titanio (Figura 18 91p320, 91p317), en algunos casos las curvas de calentamiento y enfriamiento no son perfectamente reversibles (muestra 91p306). Las observaciones al microscopio de superficies pulidas también muestran que el mineral magnético principal es titanomagnetita pobre en titanio, asociada con exsoluciones de ilmenita, probablemente formada como resultado de la oxidación de titanomagnetita durante el enfriamiento inicial.

En otros casos se presentaron dos diferentes fases termomagnéticas durante el calentamiento (Figura 18, muestras 91P362, 91P390 y 91p382). Un punto de Curie bajo con rangos de temperatura de entre 300-420 °C y otro más alto variando de 550 y 580 °C. La curva de enfriamiento presenta solo una fase, con una temperatura de Curie cercana a la magnetita. Tales curvas k-T irreversibles, pueden ser explicadas por la presencia de la titanomaghemita que probablemente se transformó en magnetita durante el calentamiento (Ozdemir, 1987).

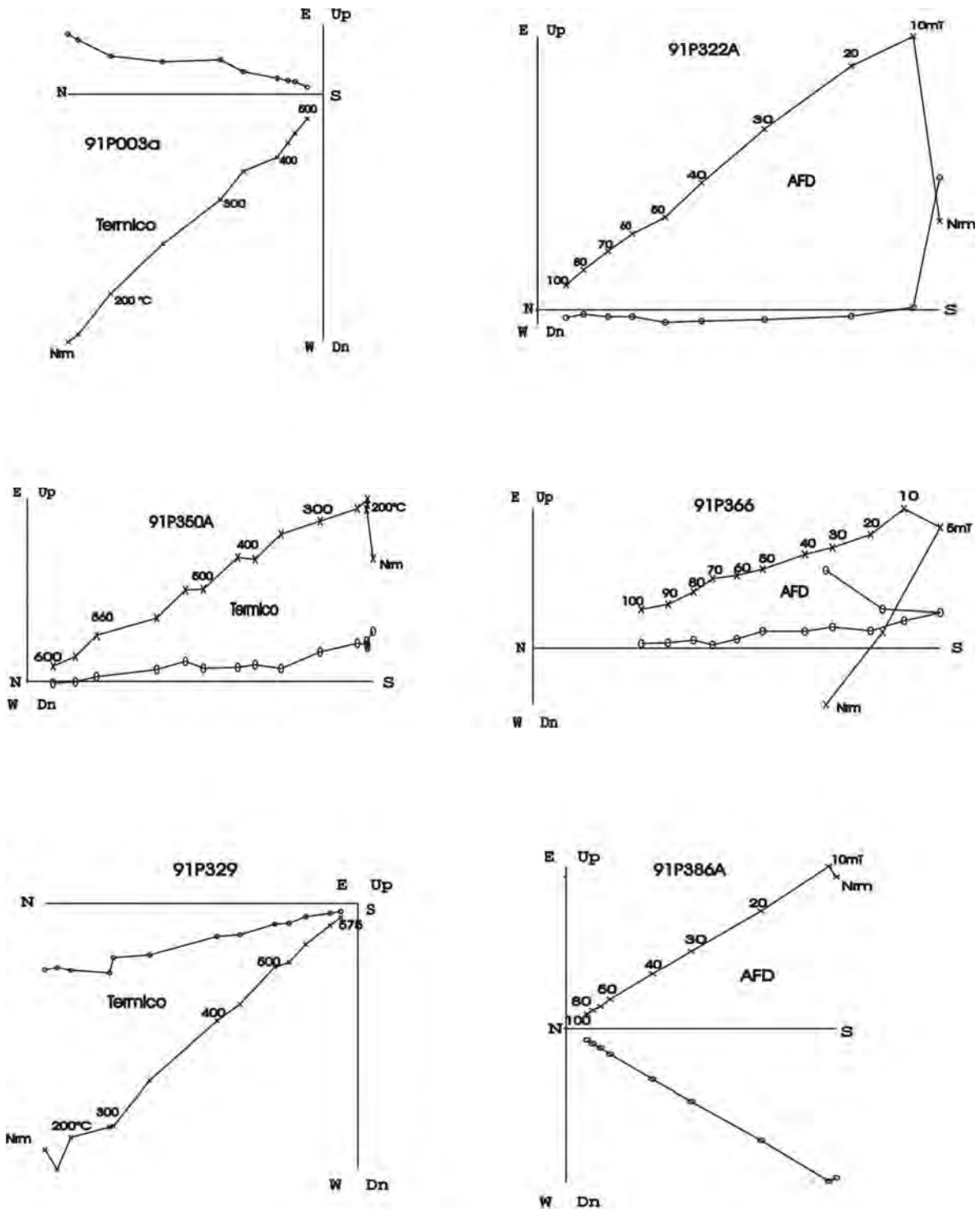


Figura 17.- Proyección ortogonal (diagrama de Zijderveld), de la desmagnetización de muestras representativas, por campos alternos o térmico. Los numeros indican la temperatura en (°C) o campos magnéticos alternos aplicados en (mT), los círculos (●), corresponden a proyecciones en el plano horizontal y las equis (×), a proyecciones en el plano vertical.

AREA BARRANCA DEL FUNICULAR (SECCION ARCEDIANO)

SITIO	n/N	DEC	INC	a95	k	Plat	Plong	Pol
FN1	8/8	344	40.75	2.4	543	74.9511	179.5680	N
FN2	5/5	349.24	19.75	6.2	152	75.2245	122.8180	N
FN3	7/7	184.86	-18.19	4.9	191	-77.6844	233.6444	R
FN4	7/8	176.92	-18.27	3.6	339	-78.2714	271.8370	R
FN4-A	7/7	176.62	-17.39	4.7	167	-77.7384	272.6385	R
FN5	9/9	176.61	-14.22	4	170	-76.1083	270.8628	R
FN6	7/8	175.49	-22.5	4	277	-79.9975	283.0354	R
FN7	6/6	176.09	-38.88	6.5	106	-86.1538	6.1900	R
FN8	5/5	175.72	-40.7	6.4	205	-85.2829	20.2412	R
FN9	5/6	0.11	24.58	1.8	1837	82.1617	75.9337	N
FN10	5/8	157.91	-47.5	20.5	21	-36.2424	280.8793	R
FN12	9/9	159.2	-23.7	3.1	271	-68.4163	327.2624	R
FN13	6/6	342.4	43	3.8	304	73.2425	184.8252	N
FN14	8/8	159.2	-13.2	6.6	71	-65.4528	314.8178	R
FN15	8/8	161.4	-16.3	2.1	725	-68.1754	314.8178	R
FN16	5/5	188.2	-44	3.0	635	-80.9320	131.3016	R
FN17	7/7	191.7	-37	3.1	383	-79.0562	165.0374	R

AREA DE AGUA NEGRA

SITIO	n/N	DEC	INC	a95	k	Plat	Plong	Pol
SG-1	6/10	3.64	20.07	11.1	49	79.0969	57.5495	N
AN1	10/10	144.6	-12.7	3.8	160	-52.8787	329.3505	R
AN2	8/8	4.8	17.1	5.2	118	77.1991	54.9115	N
AN3	17/17	2.9	21.6	2.1	300	80.1192	60.0182	N
AN4	9/10	181.92	-36.78	2.9	307	-88.1933	172.3200	R
AN5	10/10	342.57	24.48	4.5	116	71.5744	144.3554	N
AN6	8/8	348.47	26.01	3.7	230	76.9756	136.3309	N

Tabla 2.- Resultados de las paleodirecciones medias de cada uno de los sitios estudiados. N: número de especímenes tratados; n: número de especímenes utilizados para los cálculos; Inc: Inclinación; Dec: Declinación; α_{95} : radio del cono de confianza, de la estadística de Fisher; k: parámetro de precisión; δ_D : desviación estándar angular del PGV; Plat/Plong: latitud/longitud de la posición del PGV; Pol: polaridad magnética (N: normal; R: reversa).

VII.2.3.- Ciclo de Histéresis

Considerando las curvas del ciclo de histéresis, observamos que la mayoría son simétricas al origen lo cual probablemente refleja rangos restringidos de coercitividad para minerales opacos (Figura 19 91p305, 91p346). La excepción es la muestra 91p396 que probablemente refleja la presencia de tamaños de grano muy pequeños, en donde se exhiben comportamientos de histéresis con dominio de los granos superparamagnéticos (SP), (Tauxe et al., 1996). Excepto este sitio en todas las muestras los minerales portadores de la magnetización parecen estar contenidos en granos de dominio pseudosencillo (PSD).

La presencia de la fracción SP esta caracterizada por la fuerza de coercitividad y la magnetización de saturación en la que son algo bajas y altas respectivamente, entonces solamente en este caso se tendrá fracción ferrimagnética.

En lo que respecta a las curvas de adquisición de magnetización remanente isothermal (IRM) fueron muy similares en todas las muestras excepto la 91p396, la saturación se alcanza en campos moderados del orden de 100 a 200 mT lo que nos indica que en algunos puntos las espinelas (titanomagnetitas o titanomaghemitas) son los principales portadores de la remanencia (Figura 19).

Basado en las relaciones de los parámetros de histéresis de todas las muestras los minerales portadores de la magnetización parecen estar contenidos en pequeños granos de dominio pseudo-sencillo, probablemente indicando una mezcla de tamaños de granos multidominio (MD) y una cantidad significativa de dominio sencillo (SD), Figura 20.

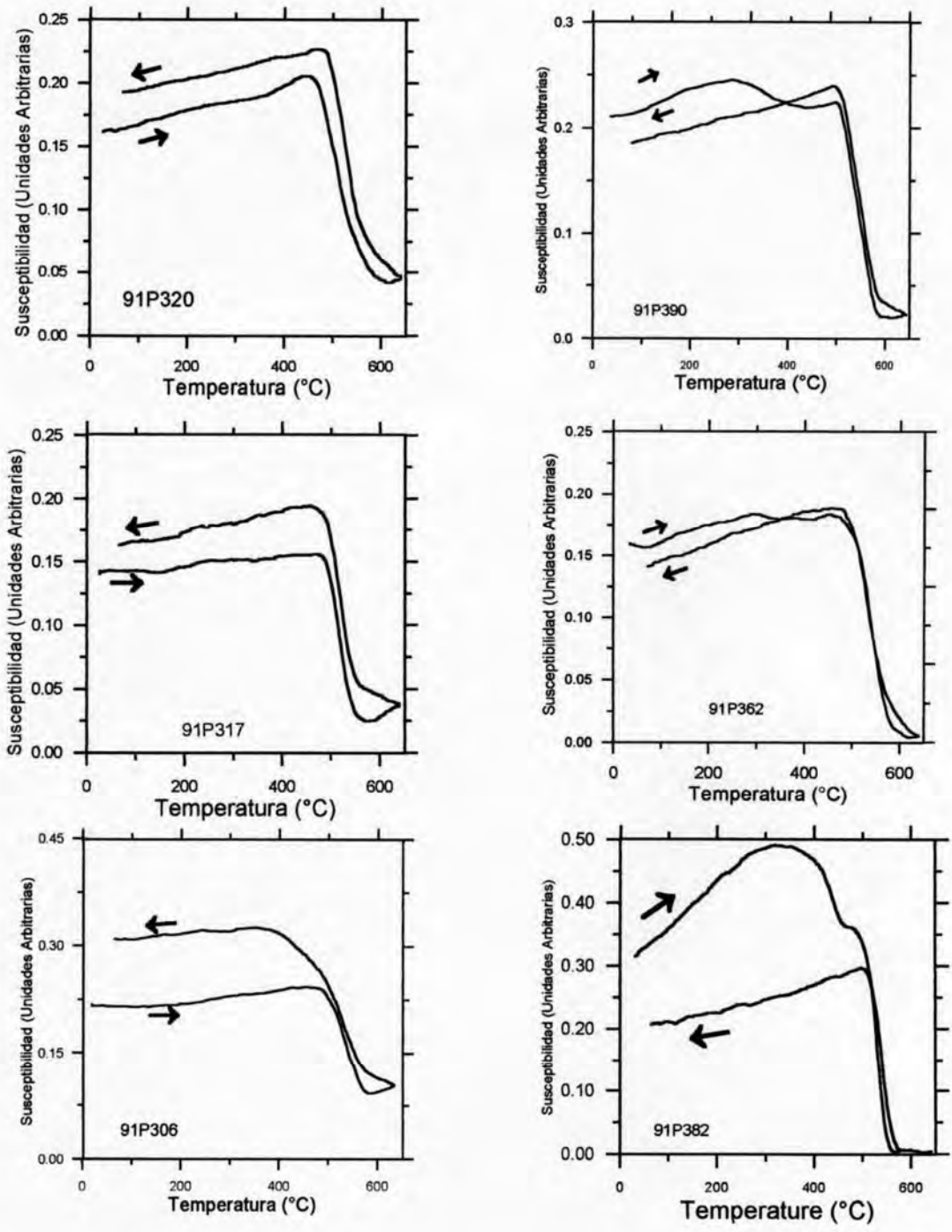


Figura 18.- Curvas de medición (en aire) de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T), registradas desde la temperatura ambiente hasta los 600°C. Las flechas indican las curvas de calentamiento y de enfriamiento.

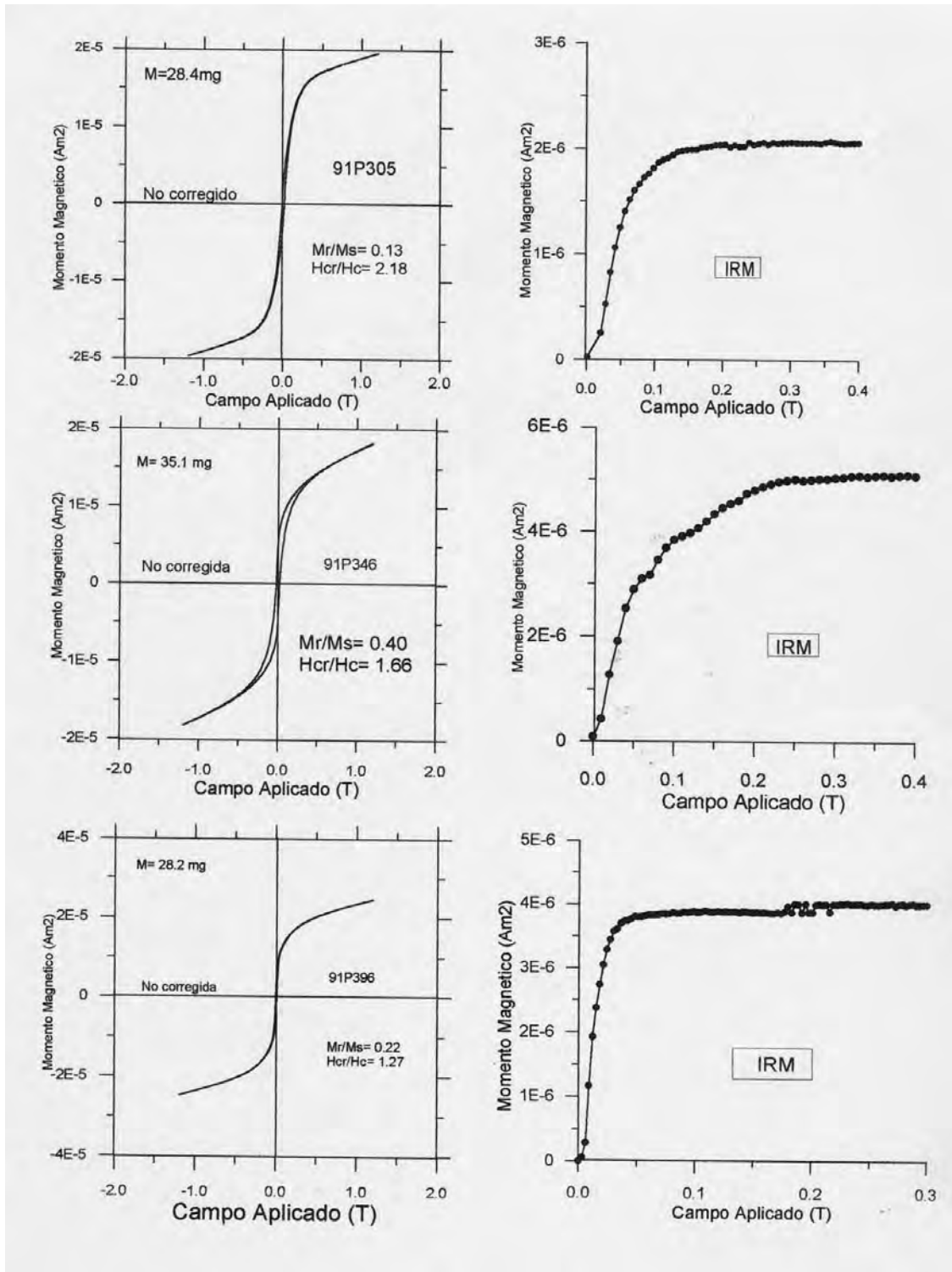


Figura 19.- Ejemplos de ciclos de histéresis (no corregidos) y curvas de adquisición de la magnetización remanente isotermal asociadas de muestras representativas.

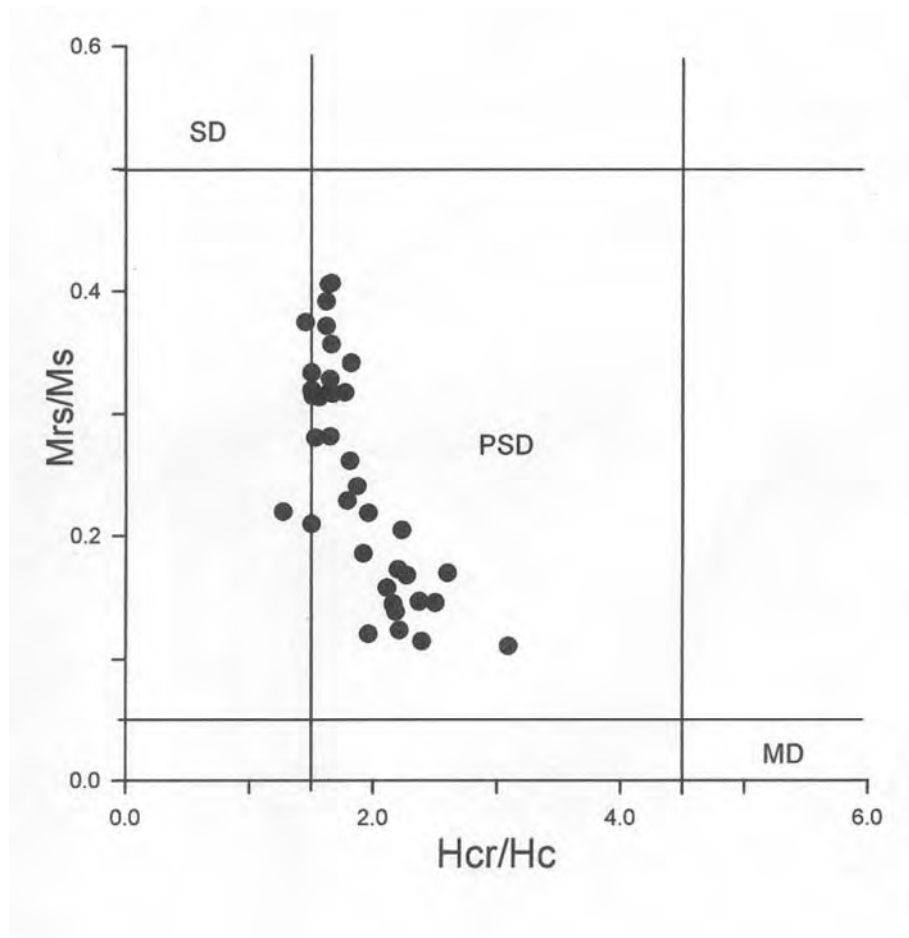


Figura 20.- Diagrama de Day donde se muestran los parámetros de histéresis (H_{cr}/H_c) vs M_{rs}/M_s), así como los campos para el estado de dominio sencillo (SD), pseudo-sencillo (PSD) y multidominio (MD).

VII.3.- Áreas de Jesús María y Atotonilco.

El área de Jesús María se localiza al extremo oriente del estado de Jalisco en la región Tepatitlán-Arandas al sureste de Los Altos a 157 km de la Ciudad de Guadalajara coordenadas geográficas $20^{\circ} 34'$ de latitud norte y $102^{\circ} 15'$ de longitud oeste. El muestreo se llevó a cabo a lo largo de la carretera iniciando en la cercanía del poblado de Jesús María (Figura 21), siguiendo el desnivel topográfico en dirección al municipio de Ayotlán, la finalidad de realizar el

muestreo de esta forma fue el tratar de cubrir el mayor espesor de los derrames. En total se colectaron 180 núcleos orientados pertenecientes a 25 flujos de lava.

La región de Atotonilco se encuentra ubicada entre las coordenadas geográficas 20° 33' de latitud norte y 102° 30' de longitud oeste, 30 km hacia el oeste del área de Jesús María. Igualmente se realizó el muestreo a orillas de la carretera, tratando de ir siguiendo el desnivel topográfico, en esta sección se colectaron un total de 96 núcleos orientados que conforman 288 especímenes, correspondientes a 13 sitios, distribuidos estratigráficamente en la localidad de Atotonilco (Figura 21).

Con respecto a la edad de estos derrames andesítico-basálticos se realizaron paralelamente a este trabajo 3 fechamientos radiométricos a lo largo de toda la sección de Jesús María, (Jm1, Jm16 y Jm21). Las edades que se obtuvieron fueron 10.0 ± 0.8 , 10.3 ± 0.6 y 11.1 ± 0.8 Ma. Así mismo se tienen reportados fechamientos en rocas cercanas al área de Atotonilco y que nos sugieren que esas unidades volcánicas fueron emplazados entre 12 ± 2.0 y 10.8 ± 0.9 Ma (Verma et al., 1987; y Castillo Hernández y Romero-Ríos, 1991), como podemos observar existe un error experimental ($2\sigma = 2.0$ Ma) de una de las edades disponibles, por lo que la edad real puede ser inferida de la polaridad que se obtenga, teniendo presente que estas unidades se correlacionan con los encontrados en el área de Lazo en el cañón del Río Grande Santiago pertenecientes a los Basaltos San Cristóbal fechados en el Mioceno Tardío.

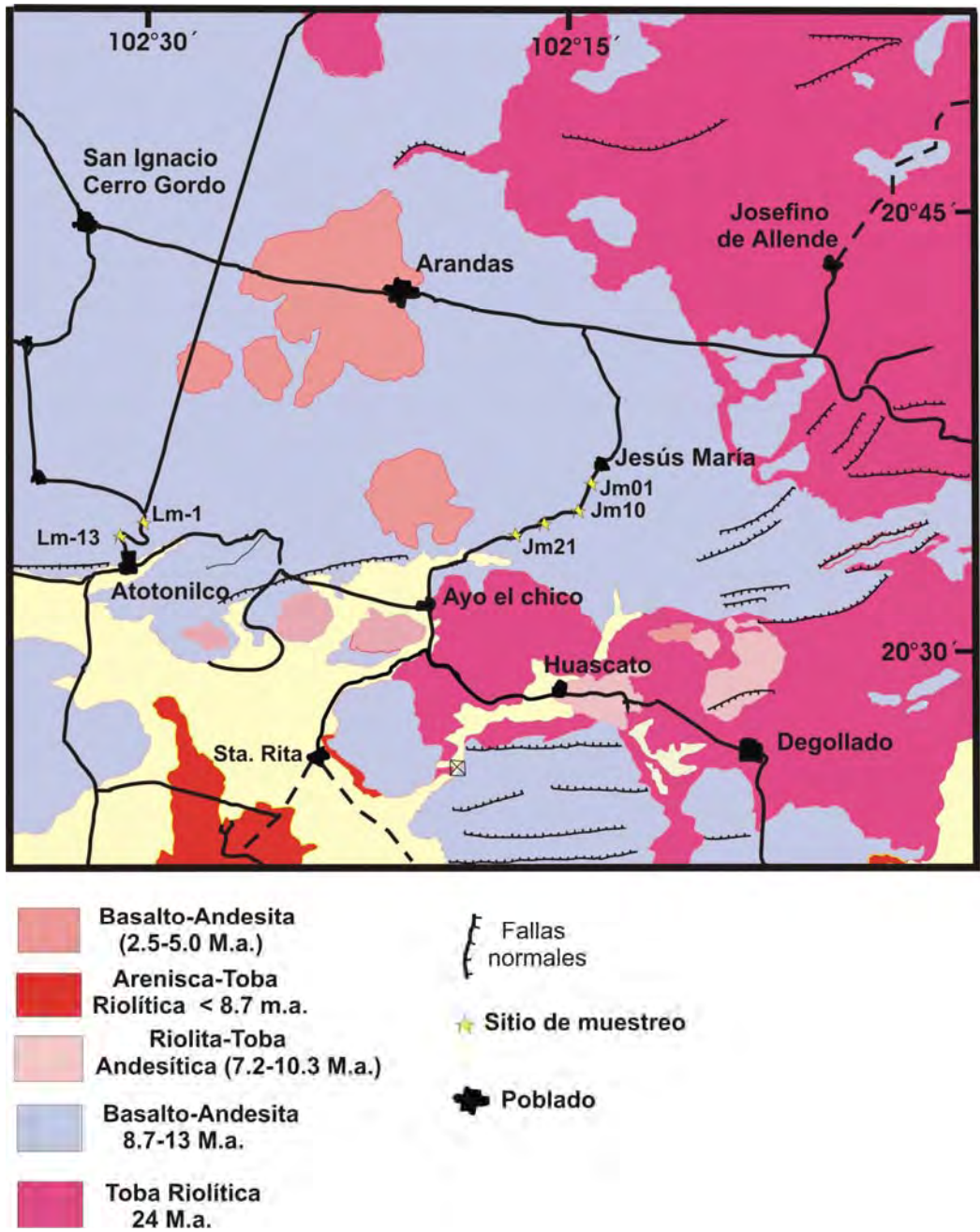


Figura 21.- Plano geológico y de localización, donde se muestran los sitios de muestreo de las áreas de Jesús María (Jm) y Atotonilco (Lm). Tomado de la carta geológica-minera de Guadalajara, C.R.M., 2000

VII.3.1.- Remanencia

La estabilidad magnética y la composición vectorial de la magnetización remanente natural fueron investigadas de 6 a 10 muestras por cada flujo de lava. Las direcciones están generalmente bien agrupadas y la componente característica estable se pudo aislar durante la desmagnetización térmica y por campos alternos. En la mayoría de los casos se reconoce una sola componente estable (Figura 22) y en algunos otros se observó una componente secundaria probablemente de origen viscosa que fueron removidas fácilmente aplicando 200 °C ó 15 mT,. Componentes secundarias más fuertes se detectaron en 10 sitios (Figura 22 91P414, 91P581 y 91P435), en donde el campo medio destructivo (MDF) se presenta entre 30 y 40 mT y una temperatura de 350 y 400 °C. La magnetización remanente fue removida entre temperaturas de 530 y 630 °C, las cuales indican titanomagnetitas pobres en titanio como responsables de la magnetización. Sin embargo en la mayor parte de los sitios se tiene una segunda fase magnética de alta coercitividad y alta temperatura de bloqueo (arriba de los 600 °C), probablemente portada por titanohematita pobre en titanio ó bien titanomagnetitas ligeramente maghemitizadas que podrían ser también portadoras de la magnetización (Ozdemir, 1990).

Es importante mencionar que en el cálculo de las direcciones medias de los derrames de basalto, encontramos que tres sitios (JM01 cercano al poblado Jesús María, JM14 y JM15) fueron descartados para el cálculo de las direcciones medias, ya que aunque presenta un α_{95} muy aceptable, su polaridad es normal pero el valor angular de las inclinaciones son negativas, por lo que se atribuye que esta diferencia en los valores sea probablemente producto de una alteración química in situ (Tabla 3).

Las direcciones obtenidas se promediaron para cada unidad y los parámetros estadísticos se calcularon asumiendo una distribución de Fisher. Las paleodirecciones por cada unidad se determinaron con bastante precisión (Tabla

3), con α_{95} muy aceptables, indicando con esto la alta calidad de los datos paleomagnéticos.

VII.3.2.- Susceptibilidad vs. Temperatura

Se tomó una muestra por cada sitio, con la finalidad de identificar los minerales magnéticos portadores de la remanencia y analizar su estabilidad térmica. Todos los especímenes fueron calentados hasta cerca de 600 °C (algunos hasta 650 °C), con una tasa de calentamiento de 10 °C/min y enfriados con esa misma proporción.

En general se observaron dos diferentes tipos de comportamiento, en la mayoría de las muestras se observa la presencia de una sola fase magnética/ferrimagnética con un punto de Curie compatible con la titanomagnetita relativamente baja en titanio (Figura 23 muestra 91P470). Sin embargo en algunos casos las curvas de calentamiento no son perfectamente reversibles con las de enfriamiento (Figura 23 muestras 91P504, 91P576 y 91P516). Las observaciones al microscopio de superficies pulidas también muestran que el mineral magnético principal es titanomagnetita baja en titanio, asociada con exsoluciones de ilmenita, probablemente formada como resultado de la oxidación de titanomagnetita durante el enfriamiento inicial. En otros casos se presentaron dos diferentes fases termomagnéticas durante el calentamiento (Figura 23, muestras 91P566, 91P518 y 91p554). Un punto de Curie bajo con rangos de temperatura de entre 300-420 °C y otro más alto variando de 550 y 580 °C. La curva de enfriamiento presenta solo una fase, con una temperatura de Curie cercana a la magnetita. Tales curvas k-T irreversibles, pueden ser explicadas por la presencia del mineral de la titanomaghemita que probablemente se transformó en magnetita durante el calentamiento (Ozdemir, 1987).

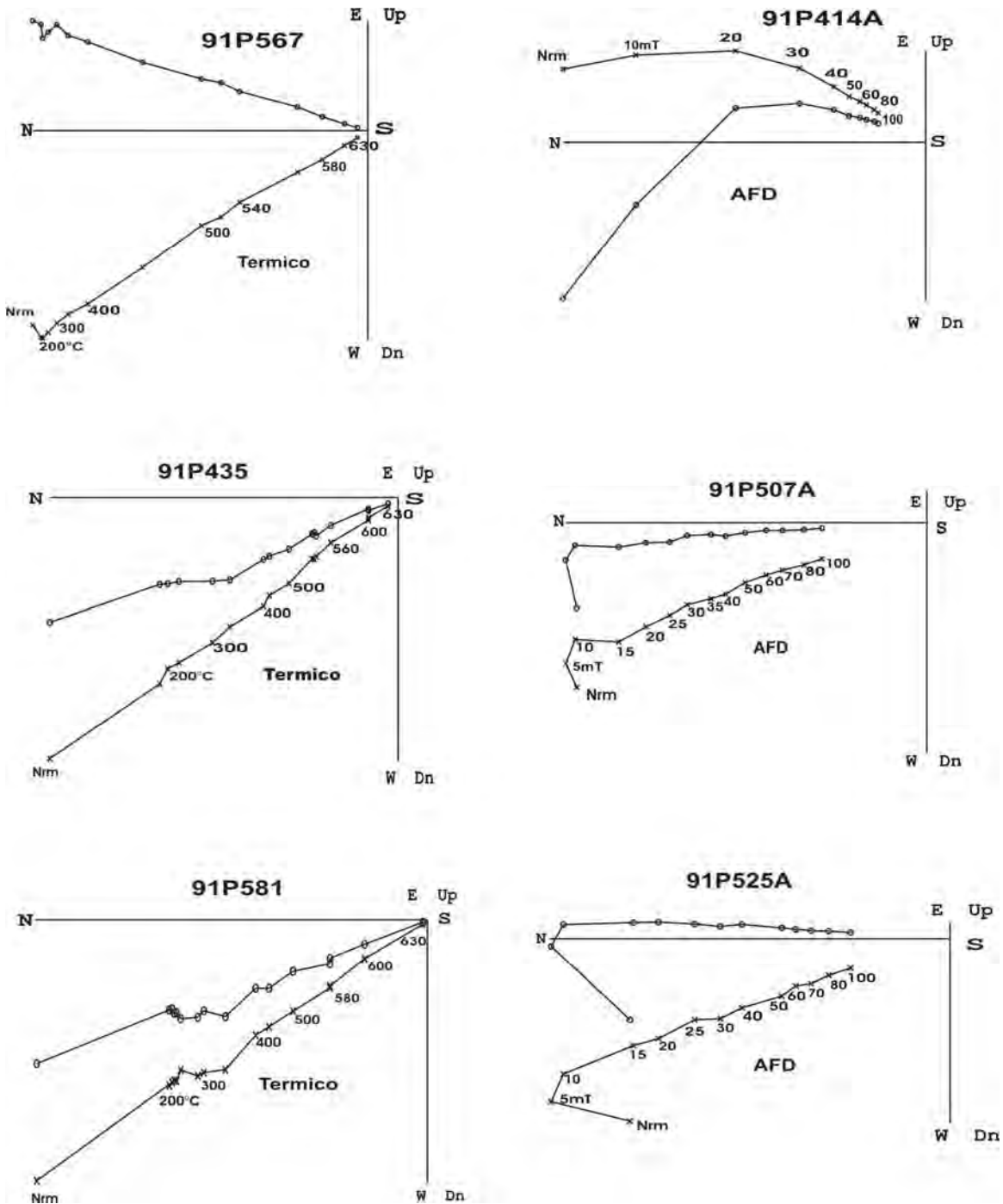


Figura 22.- Proyección ortogonal (diagrama de Zijderveld) de la desmagnetización de muestras representativas por campos alternos o temperatura. Los números indican la temperatura en (°C) o campos magnéticos alternos aplicados en (mT), los círculos (•), corresponden a proyecciones en el plano horizontal y las equis (x) a proyecciones en el plano vertical.

REGION DE JESUS MARIA

SITIO	n/N	DEC	INC	α_{95}	k	Plat	Plong	Pol.
JM01	10/13	16.74	-27.91	3.7	195	50.9690	51.4896	N
JM02	10/11	350.79	32.19	2.4	401	80.7624	149.7278	N
JM03	9/9	343.61	28.85	2.5	421	73.5894	152.0776	N
JM04	9/9	341.27	32.66	2.7	418	72.1001	161.9419	N
JM05	15/18	341.13	32.29	1.5	675	71.9194	161.2874	N
JM06	7/7	351.63	37.2	7.5	65	82.1667	170.8171	N
JM07	7/7	341.95	29.48	3.4	323	72.2099	155.1229	N
JM08	9/9	339.1	30.95	4.6	128	69.8359	160.1631	N
JM09	8/8	341.22	28.54	2.2	627	71.3597	154.1226	N
JM10	8/8	353.03	21.31	2.4	531	78.3556	113.8942	N
JM11	8/8	358.49	23.51	2.9	363	81.5834	87.8619	N
JM12	6/6	357.27	25.59	4.3	244	82.4393	98.3418	N
JM13	4/4	4.38	7.48	14.5	73	72.6609	62.9143	N
JM14	7/8	2.76	-21.25	2.7	623	58.3176	72.5663	N
JM15	5/6	2.8	-19.81	7.9	136	59.1044	72.3573	N
JM16	8/8	347.94	19.45	6.4	76	74.3120	127.2755	N
JM17	7/8	321.55	65.84	9.2	69	48.6859	218.7535	N
JM18	8/8	344.37	22.81	6.7	83	72.6779	140.0454	N
JM19	9/9	337.29	25.6	7.4	57	67.1847	153.2493	N
JM20	6/6	342.57	22.25	2.9	711	71.0080	142.1196	N
JM21	9/10	341.39	25.09	2.3	501	70.7406	148.1241	N

REGION DE ATOTONILCO

SITIO	n/N	DEC	INC	α_{95}	k	Plat	Plong	Pol.
LM-1	7/7	163.5	-42.4	7.3	73.0	-74.2594	5.2448559	R
LM-2	7/7	173.9	-40.5	7.3	70.0	-83.7809	13.05307	R
LM-3	8/8	170.5	-33.8	7.7	52.0	-80.8180	336.25365	R
LM-4	4/4	342.5	29.3	3.6	636.0	72.6794	154.01649	N
LM-5	7/7	353.7	18.1	8.1	57.0	77.1980	106.7482	N
LM-6	8/8	356.5	35.5	2.3	592.0	86.5864	152.43726	N
LM-7	7/7	2.6	38.4	9.6	40.0	87.3494	323.26155	N
LM-8	6/6	7.5	34.3	7.7	76.0	82.7338	359.86935	N
LM-9	8/8	347.4	35.9	3.5	252.0	78.1617	166.52805	N
LM-10	7/7	336.8	29.5	5.5	122.0	67.4730	159.14956	N
LM-11	6/6	56.1	55.6	1.9	1191.0	38.9603	317.03782	N
LM-12	8/8	60.6	55.3	3.0	351.0	35.3214	317.4492	N
LM-13	5/5	62.4	52.9	2.6	838.0	33.7429	320.24031	N

Tabla 3.- Resultados de las paleodirecciones medias de cada uno de los sitios estudiados. N: numero de especímenes tratados ; n: número de especímenes utilizados para los cálculos ; Inc: Inclinación; Dec: Declinación; α_{95} : radio del cono de confianza de la estadística de Fisher; k: parámetro de precisión; δ_D : desviación estándar angular del PGV; Plat/Plong: latitud/longitud de la posición del PGV; Pol: polaridad magnética (N: normal; R: reversa).

VII.3.3.- Ciclo de Histéresis

La mineralogía magnética y el estado de dominio magnético de los portadores magnéticos han sido investigados asociándolos con la medición del ciclo de histéresis y también con la magnetización remanente isoterma (IRM).

El estado de dominio magnético de las muestras ha sido derivado de la relación entre la tasa de magnetización (M_r/M_s) y la tasa de coercitividad (H_{cr}/H_c), donde cada uno de los componentes ya ha sido definido antes.

Las curvas son simétricas en la mayoría de los casos, cerca del origen, lo cual probablemente indica rangos más restringidos de coercitividades para minerales opacos (Figura 24. 91P446, 91P522 y 91P572). Las curvas de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM) fueron muy similares en todas las muestras la saturación es alcanzada en campos moderados del orden de los 100-200mT lo que nos indica que en algunos puntos las espínelas son los portadores de la remanencia.

Basado en las relaciones de los parámetros de histéresis de todas las muestras, los minerales portadores de la magnetización parecen estar contenidos en pequeños granos de PSD, probablemente indicando una mezcla de tamaños de granos multidominio (MD) y una cantidad significativa de dominio sencillo (SD) (Figura 20).

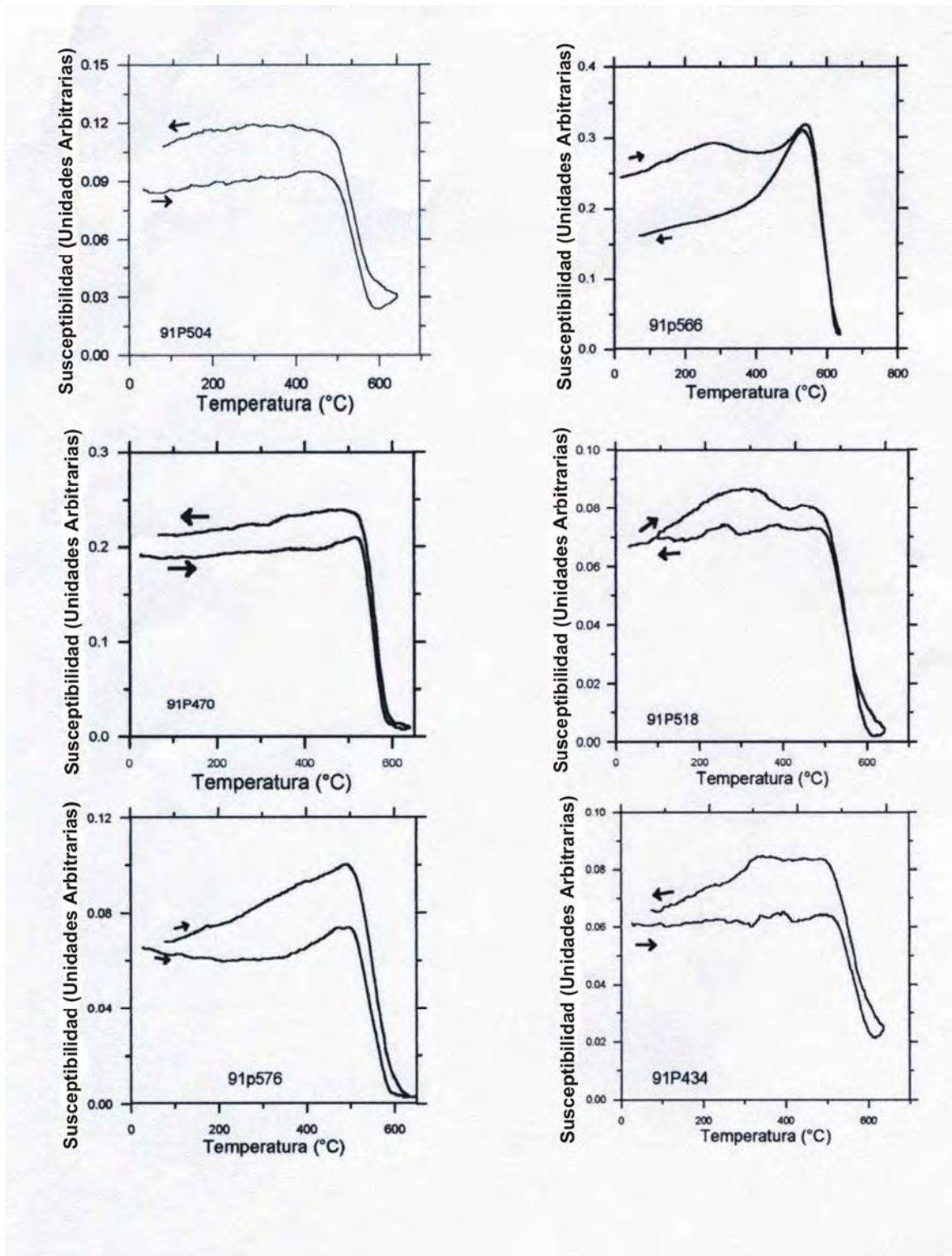


Figura 23.- Curvas de medición (en aire) de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T), registradas desde la temperatura ambiente hasta los 600°C. Las flechas indican las curvas de calentamiento y de enfriamiento.

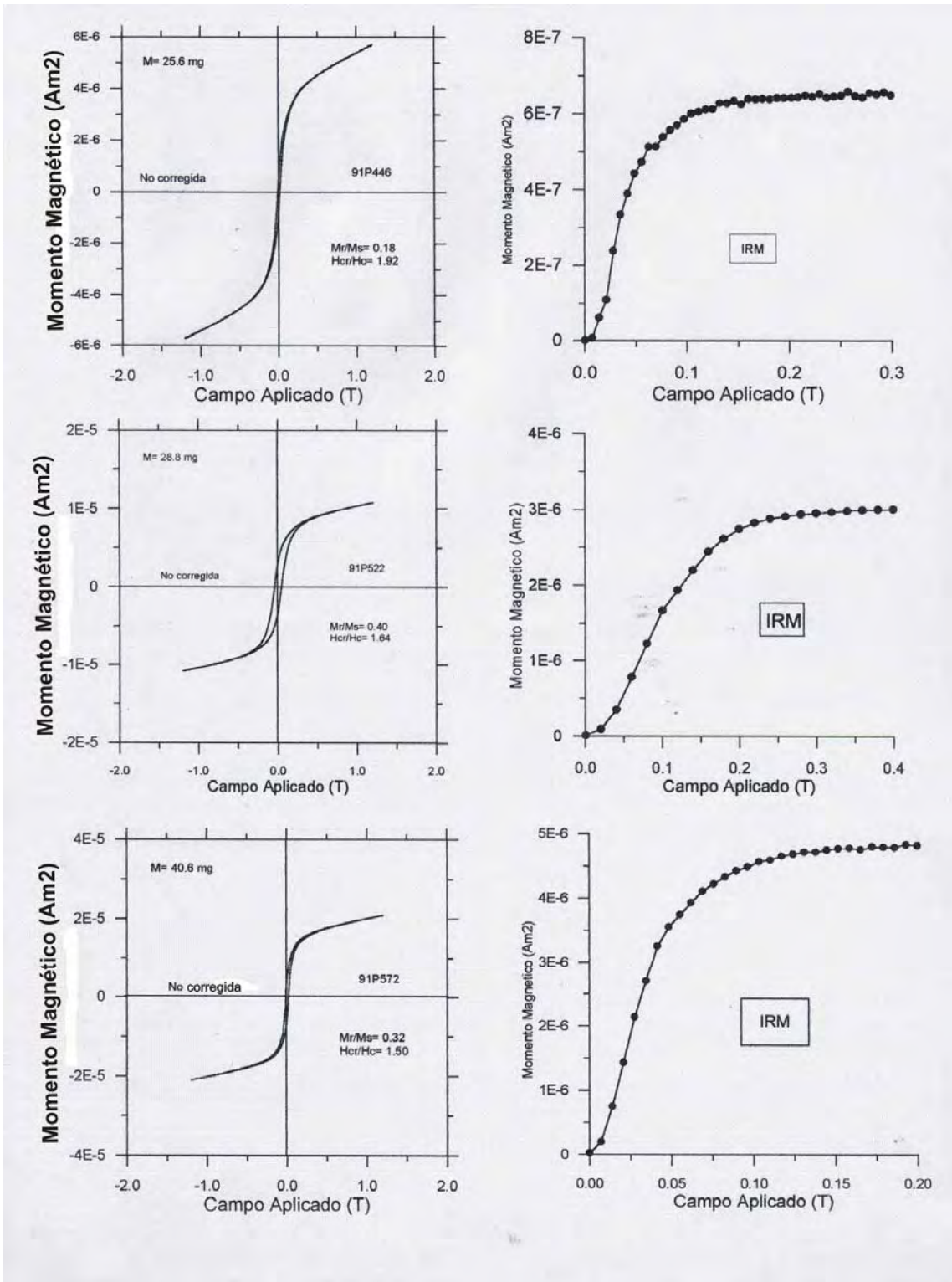


Figura 24.- Ejemplos de ciclos de histéresis (no corregidos) y curvas de adquisición de la magnetización remanente isotermal asociadas de muestras representativas.

VIII. GEOCRONOLOGÍA

Con respecto a la edad de las unidades volcánicas expuestas que incluyen flujos de cenizas, derrames de lava y depósitos volcanoclásticos, se tienen disponibles fechamientos en localidades cercanas que nos indican que estas fueron emplazadas entre el Mioceno Tardío y el Plioceno (10 a 3.7 Ma), pertenecientes a los basaltos San Cristóbal y al Grupo Guadalajara respectivamente. En el desarrollo de este trabajo se realizaron 5 análisis adicionales por K-Ar en dos áreas que son: la sección El Funicular ó Arcediano y el área de Jesús María en Los Altos de Jalisco.

VIII.1.- Metodología Analítica

De cada roca se recolectó un mínimo de 500gr. Una vez fragmentadas manualmente con martillo, se procedió a romperlas con una quebradora de quijadas de acero. Después se fragmentaron en un tamaño inferior a 2mm con una quebradora de discos de acero. Posteriormente se tamizaron en dos fracciones, 500-400 μm y 400-250 μm para escoger la más adecuada para la separación mineral. La separación mineral se realizó con un separador magnético Frantz.

Los análisis de potasio se realizaron usando un espectrómetro secuencial de Fluorescencia de Rayos X Siemens SRS 3000 equipado con tubo de rodio y ventana de berilio. En concreto, se fundieron 100 mg de muestra con 7 gr de una muestra de metaborato y tetraborato de litio. Se usaron varios estándares naturales de distinta composición para calibrar un rango de potasio comprendido entre 0.5 y 12.5% en peso. Los errores de la calibración son en general inferiores al 1% en valor relativo. Para el cálculo general del error en la edad se usó un valor del 2% de error en la medición del potasio.

El argón se midió en un espectrómetro de masas MM1200. Primero las muestras se desecaron a 110°C durante una noche para eliminar el agua adsorbida. Después se pesaron con una balanza con una precisión de 0.001 mg. Las muestras, divididas en grupos, se cargaron en la línea de extracción de argón y se esperó hasta conseguir un vacío adecuado. Previo a cada análisis se añade un alícuota del trazador de ³⁸Ar (spike) que se usa para aplicar el método de dilución isotópica con el que calculamos la concentración de argón. Las muestras se fundieron en un horno de tántalo de doble vacío, a unos 1600°C. El gas obtenido, mezcla de gases nobles, H₂O, CO₂, N₂, H₂, y otros gases, se purificó con una trampa de metal enfriada con nitrógeno líquido y también con un horno de titanio en algunos casos. Los gases restantes se concentraron en un volumen reducido de la línea de extracción mediante una trampa de carbón activado enfriada con nitrógeno líquido. Ya expandidos de nuevo en este volumen, se purificaron una vez más con una trampa de estado sólido de Zr-Al-Ti de SAESR. Los errores obtenidos en las determinaciones de argón se añaden en forma gaussiana a los de la pesada y la medición de K, obteniéndose finalmente un error para la edad. Todos los análisis se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM. En todos los cálculos se han usado las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Los estándares usados para la calibración son las biotitas HD-B1 de 24.0 Ma (Odin et al., 1982; Fuhrmann et al., 1987).

Resumen de las nuevas edades del área de estudio

Muestra	Sitio	Long. W	Lat. N	Tipo de roca	Método	Edad (Ma)	Mineral
Fn-1	El Funicular	103.21	20.71	Basalto	K-Ar	2.9±0.5	Plagioclasa
Fn-9	El Funicular	103.21	20.71	Basalto	K-Ar	5.3±0.7	Plagioclasa
Jm-1	Jesús Maria Los Altos	102.24	20.57	Andesita Basáltica	K-Ar	10.0±0.8	Plagioclasa
Jm-16	Jesús Maria Los Altos	102.27	20.56	Andesita Basáltica	K-Ar	10.3±1.0	Plagioclasa
Jm-21	Jesús Maria Los Altos	102.28	20.33	Andesita Basáltica	K-Ar	11.1±0.8	Plagioclasa

IX.- MICROSCOPIA DE ÓXIDOS MAGNÉTICOS

La identificación de los minerales opacos y la petrografía se llevaron a cabo, empleando muestras preparadas en forma de superficies pulidas (con la técnica de inmersión en aceite) y secciones delgadas. Se utilizó un microscopio óptico de polarización con luz reflejada, marca OLYMPUS modelo BX-60.

Los estudios realizados muestran que los minerales magnéticos son principalmente titanomagnetitas, con cantidades significantes de minerales de ilmenita-hematita, así como la presencia de titanomaghemita. En la mayor parte de las muestras observamos texturas de formas esqueléticas (evidenciando un enfriamiento rápido de la fase líquida de los basaltos o una cristalización tardía de las titanomagnetitas, debido a la baja fugacidad del oxígeno), y de tipo trellis que es compatible con procesos de exsolución deutérica de alta temperatura.

A continuación se describen los principales minerales magnéticos identificados en las superficies pulidas observadas.

Titanomagnetita

La titanomagnetita es el principal portador de la magnetización remanente natural, se encuentra en promedio en rango de 1 a 12%, este último en las muestras más sanas, presenta una forma octaédrica en algunos casos con bordes esqueléticos y tamaños que exceden las 40 μm . La titanomagnetita se presenta en formas anhedrales y subhedrales y en menor proporción tienen formas columnares con bordes corroídos y esqueléticos. Los cristales octaédricos con bordes esqueléticos (debido al grado de corrosión) adquieren formas de cruz y flechas esqueléticas, y se acomodan en los bordes de los cristales tabulares de las plagioclasas y granulares de los ferromagnesianos, incluidos también en la matriz de la roca (Figuras 25, 26 y 27).

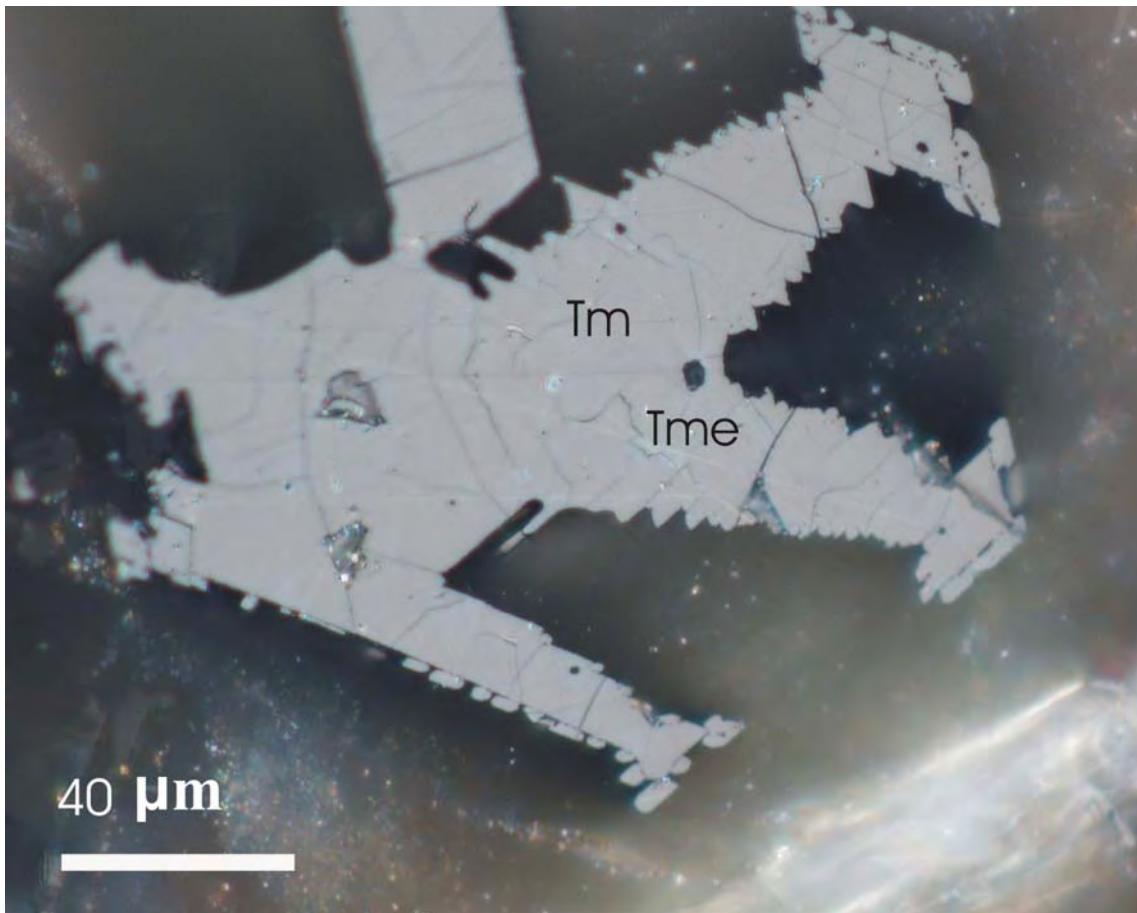


Figura 25.- Cristal esquelético de titanomagnetita (Tm), con bordes angulosos, alterándose a través de fracturas y por sus bordes a titanomaghemita (Tme).

La titanomagnetita en pocas muestras se presenta sana. En algunas muestras presenta una alteración incipiente a titanomaghemita (Figura 26), a través de fracturas de forma cóncava, seguida de titanohematita, la titanomagnetita esta alterada a titanomaghemita, que altera parcial o completamente a titanohematita.

La ilmenita y la titanohematita están muy asociadas a la titanomagnetita y se distinguen intercrecidas gráficamente o formando texturas trellis y sandwich. En casos aislados ocurre que la ilmenita se altera a pseudobrookita intercrecida en forma gráfica con titanomagnetita.

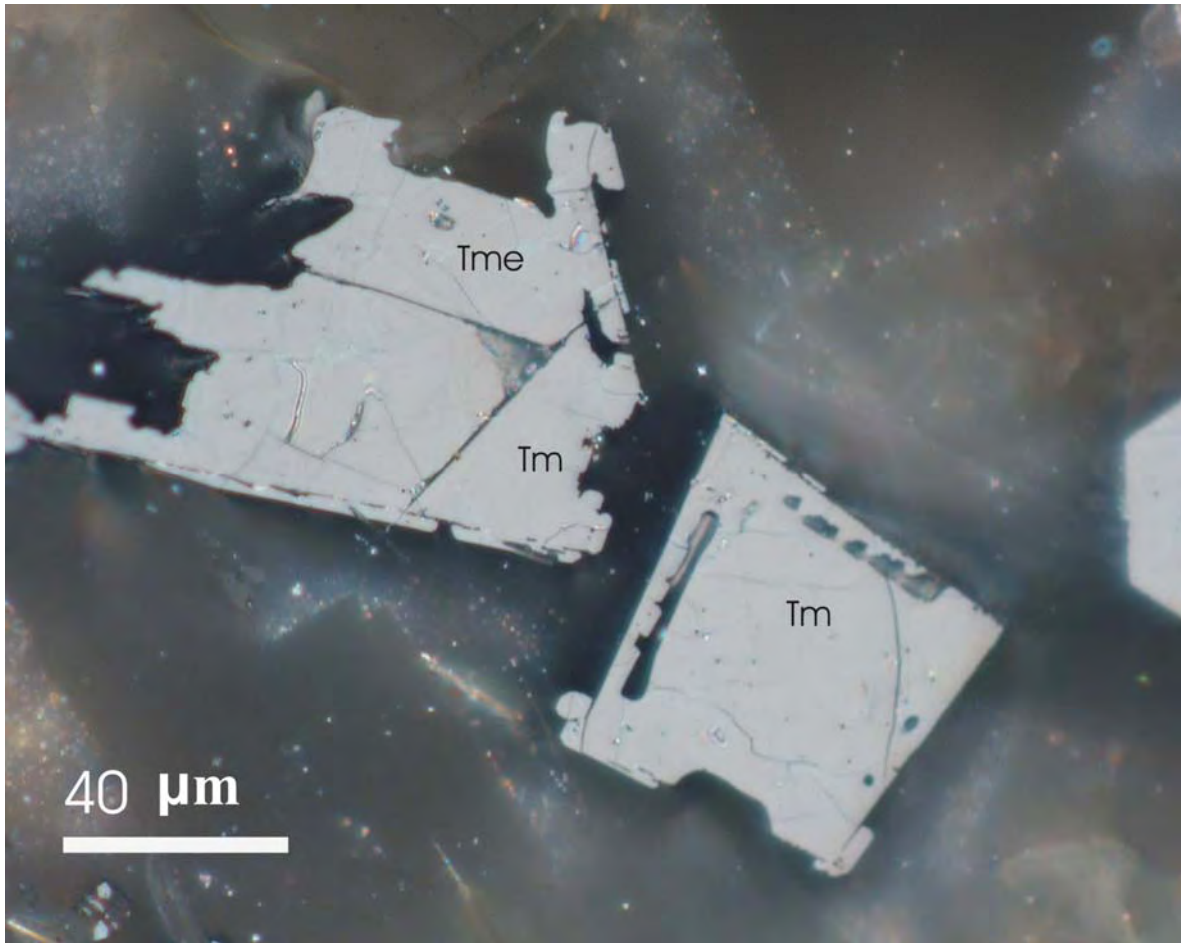


Figura 26.- Se tienen dos cristales de titanomagnetita (Tm) con bordes y estructura esquelética en forma de flecha, reemplazados parcialmente a titanohematita (Tme).

Titanohematita

En todos los casos la titanohematita se encuentra como pseudomorfo de la titanomagnetita su proporción es muy variable (aprox. hasta 7%), estos pseudomorfos se presentan en cristales octaédricos, tabulares, subedrales y anedrales, en casos aislados se presenta en forma de vetillas de hasta 2 mm de espesor en la titanomagnetita. La titanohematita es común observarla asociada a ilmenita, la cual esta parcial o completamente alterada a pseudobrookita seguida de rutilo, formando todos estos minerales texturas gráficas, lamelares tipo trellis y/o sandwich.

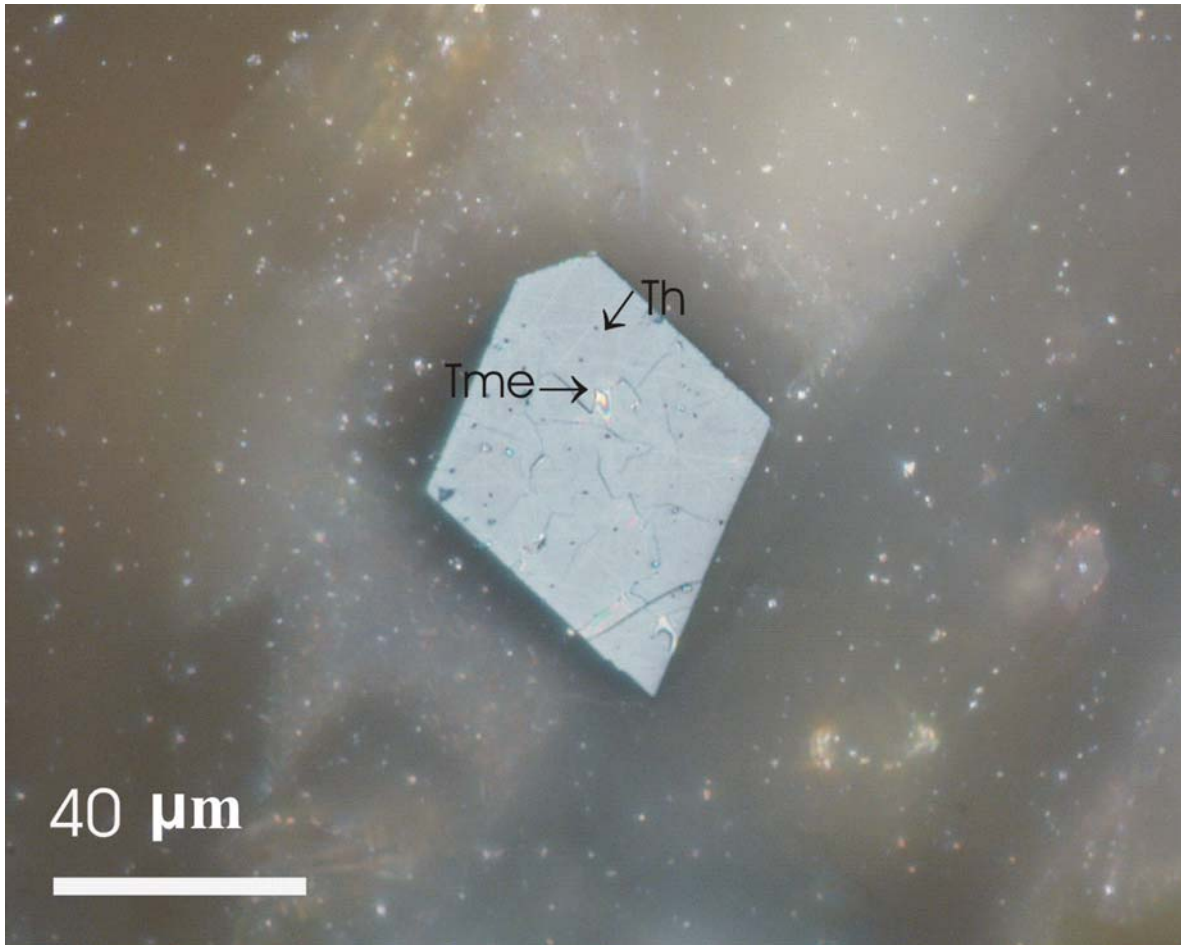


Figura 27.- Pseudomorfo de titanomaghemita (Tme), de forma octaédrica formada a expensas de la titanomagnetita (Tm). También se llegan a observar lamelas de titanohematita (Th), formadas por alteración de la titanomaghemita.

Ilmenita

La ilmenita se identificó en las muestras menos alteradas y es común que se encuentre intercrecida o formando texturas tipo trellis o sandwich con la titanomagnetita y la titanohematita. Cuando la ilmenita se altera, se transforma

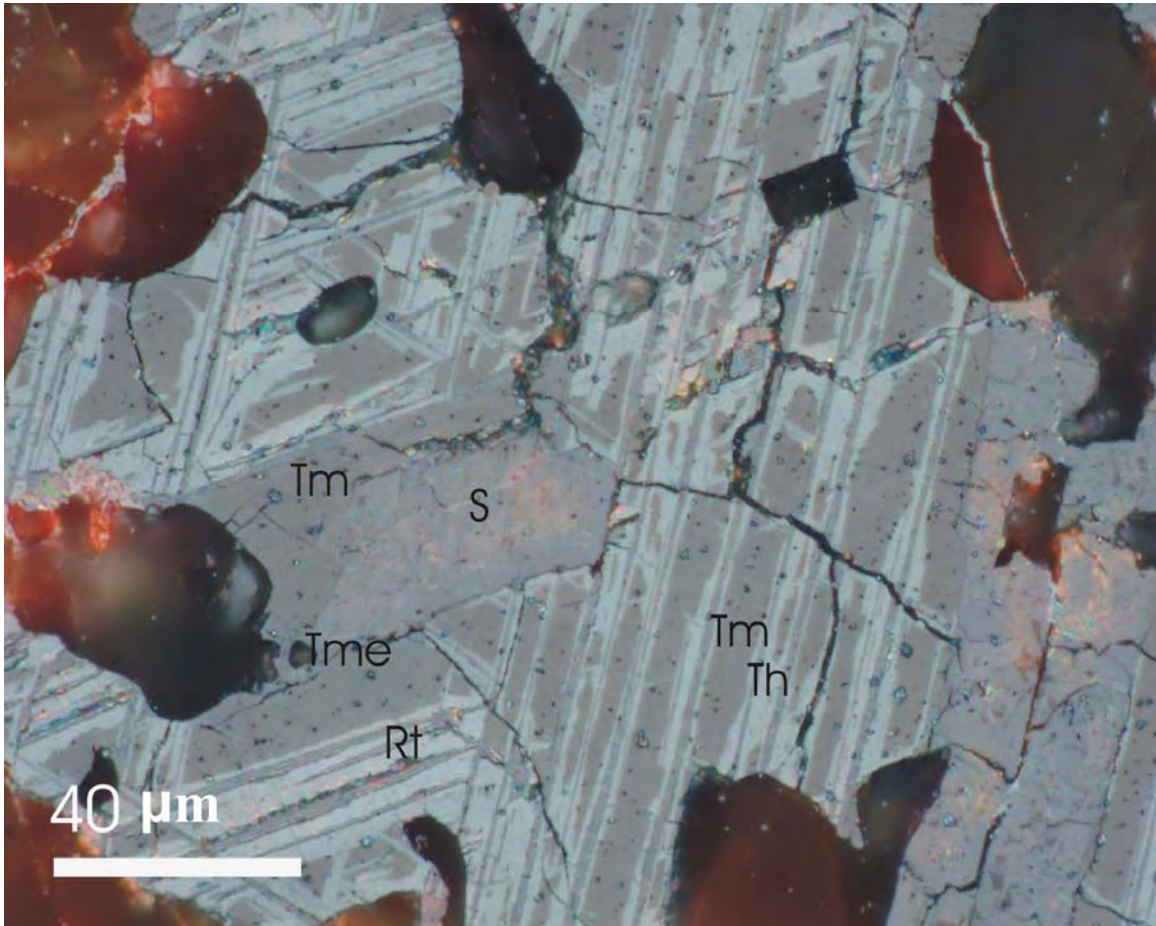


Figura 28.- En esta fotomicrografía observamos titanomagnetita (Tm) alterándose a través de fracturas y por sus bordes a titanomaghemita (Tme). Así mismo se tiene titanohematita (Th) formando una textura lamelar con titanomagnetita; se observa pseudobrookita (S) alterándose a rutilo (Rt).

parcial o totalmente a pseudobrookita, a mayor alteración esta última se altera a rutilo apareciendo también asociado a ilmenita, por esta razón es común observar en las muestras más alteradas cristales anedrales de ilmenita con bordes fuertemente corroídos por su alteración a pseudobrookita seguida de rutilo (Figura 28, 29).

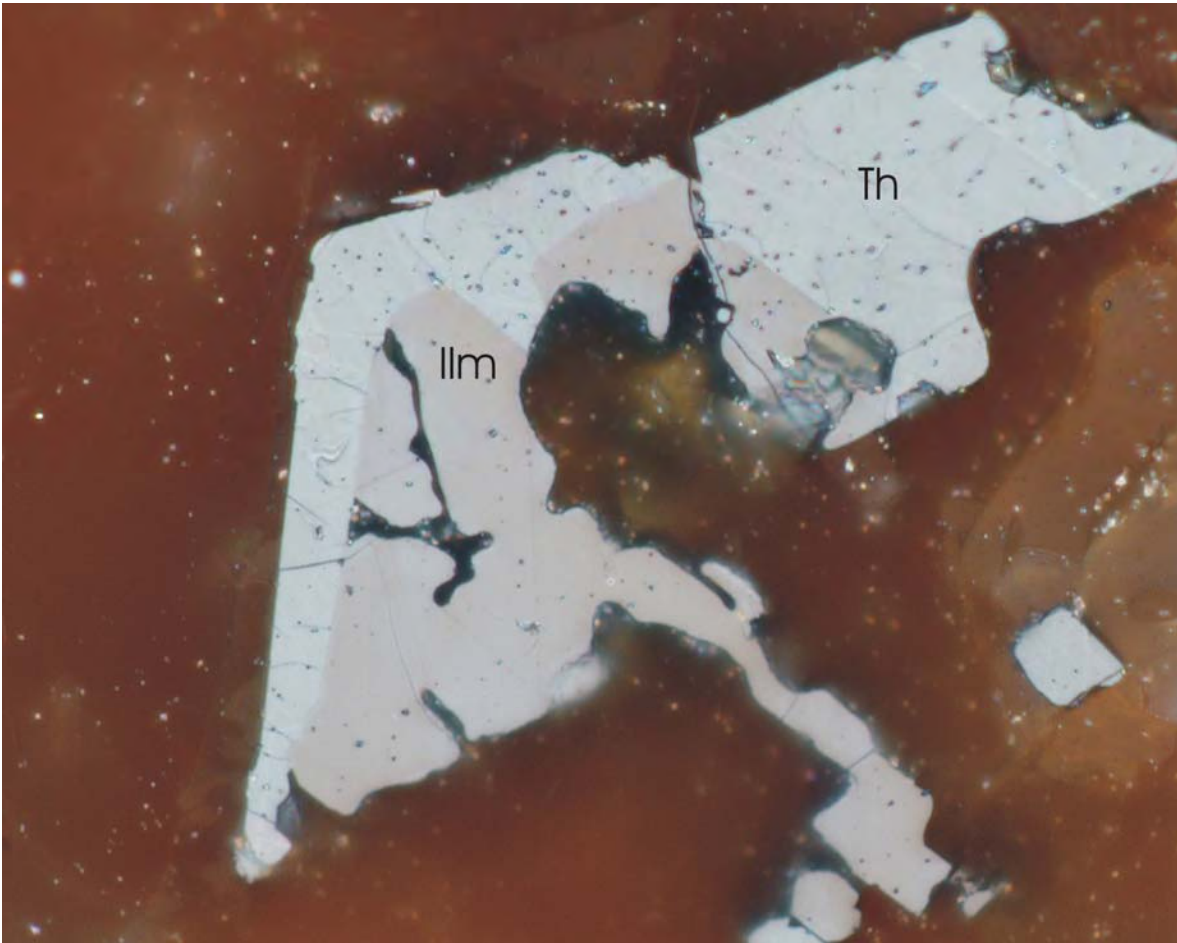


Figura 29.- Cristal octaédrico de titanohematita (Th) con lamelas de ilmenita (Ilm), se observa que el cristal se encuentra corroído en una de sus caras, presentando en esta zona bordes curvos.

Titanomaghemita

Es un mineral escaso que se encuentra en una proporción estimada del 2%. También es uno de los portadores de la magnetización, tiene una forma irregular y se presenta alterando a la titanomagnetita a través de fracturas de forma cóncava (Figura 25, 26). En otros casos forma una patina de alteración en la superficie de la titanomagnetita.

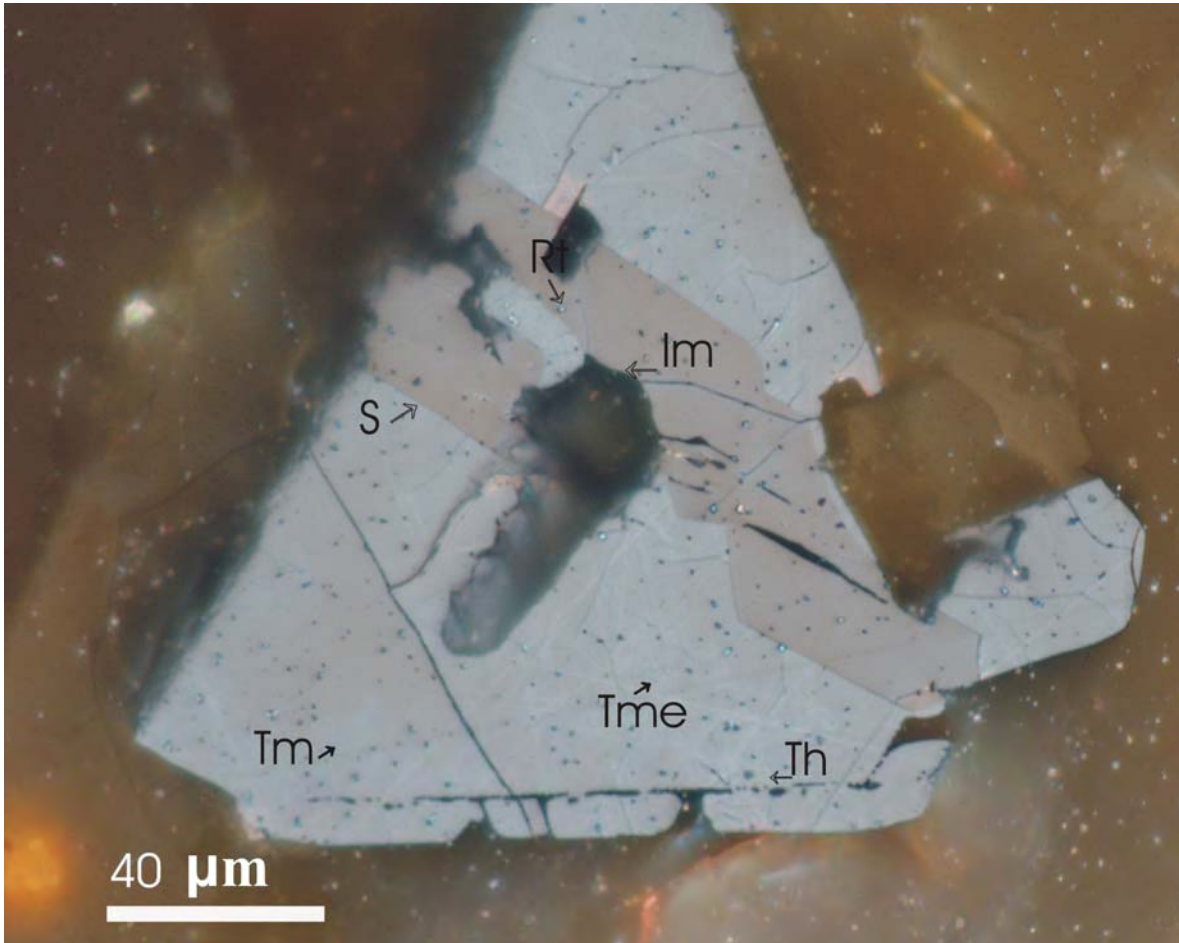


Figura 30.- Cristal pseudo-octaédrico de titanomagnetita (Tm) parcialmente alterado a titanomaghemita (Tme), también contiene una lamela de ilmenita (Im), alterada a pseudobroquita (S) y esta a su vez a rutilo (Rt). La titanohematita (Th) se encuentra en lamelas que cortan a la titanomaghemita, la cual altera a la titanomagnetita a través de fracturas cóncavas.

Pseudobroquita

La pseudobroquita se pudo observar en las superficies pulidas del orden aproximado de 3%, presenta una textura gráfica y lamelar con la titanohematita y rutilo, las lamelas son del tipo trellis y sándwich (Figura 30, 31). La pseudobroquita aparece como un producto de alteración de la ilmenita, la alteración puede ser parcial o total. En muestras muy alteradas se altera a rutilo y ambos aparecen formando una textura esquelética o lamelar tipo trellis.

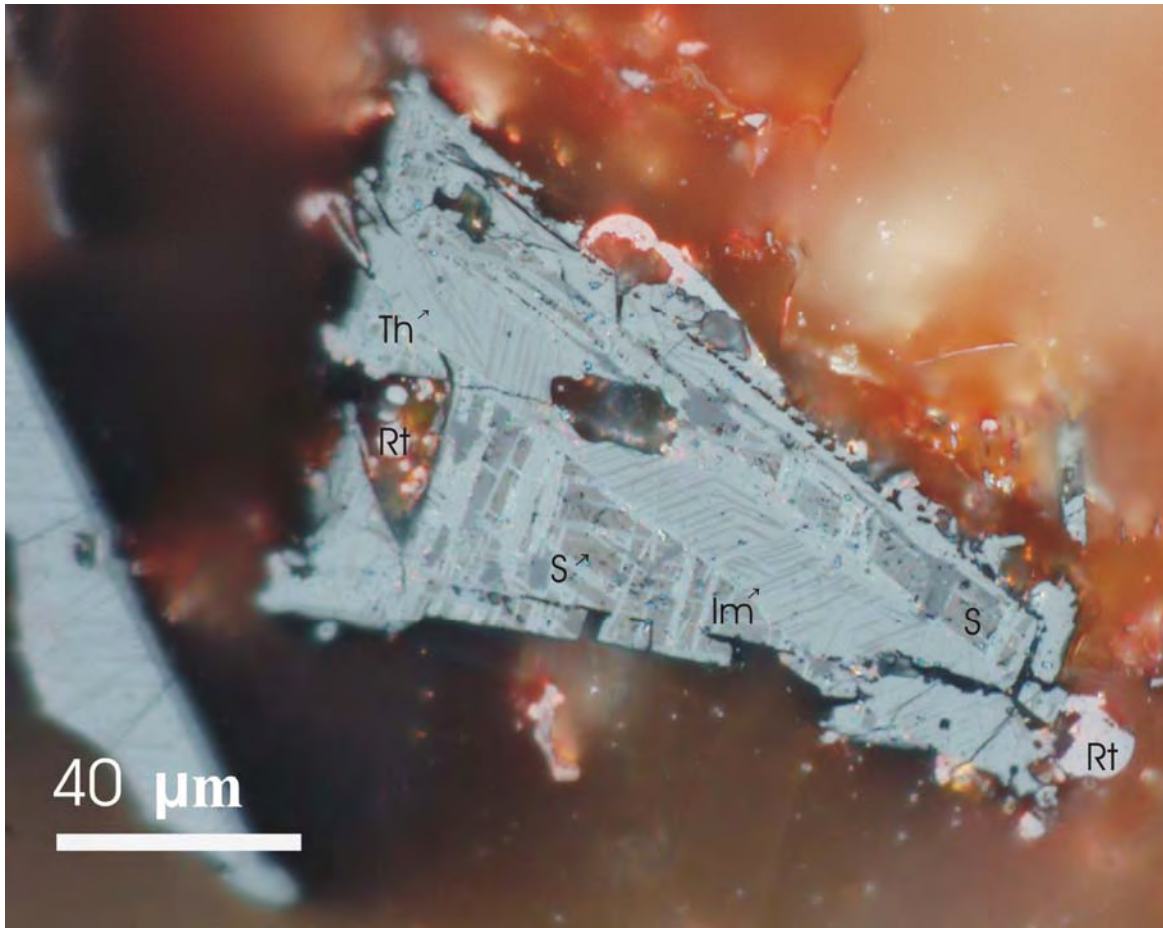


Figura 31.- Titanohematita (Th) con lamelas tipo trellis de ilmenita (Im), se observa un cambio textural en el cristal debido a fracturamiento, ocasionando que la ilmenita se altere a pseudobrookita (S) y esta a su vez a rutilo (Rt) en los bordes del cristal. La ilmenita se mantiene sana al centro del cristal.

X.- INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los experimentos de magnetismo de rocas realizados en las cinco secuencias volcánicas muestreadas en este estudio confirman una buena concentración de minerales magnéticos en la mayoría de las rocas idóneas para el registro del campo geomagnético. Consideramos que las direcciones paleomagnéticas características determinadas en este estudio son de origen primario. Esto se confirma con la determinación de las polaridades normales y reversas. La temperatura de desbloqueo de la NRM, además de la IRM inducida en experimentos de laboratorio. Se revela que los portadores de la magnetización remanente en la mayoría de los casos es titanomagnetita con bajo contenido de titanio, posiblemente como resultado de la exolución de la titanomagnetita original durante el enfriamiento inicial. En algunos casos están ligeramente maghemitizadas o comparten fases con titanohematitas, lo cual apunta a un origen termoremanente de la magnetización primaria. Algunas muestras presentan, en el análisis termomagnético (K-T), contenido de titanomaghemitas que indicaría que estas muestras fueron afectadas por oxidación de baja temperatura. Estudios experimentales y teóricos (Heider y Dunlop, 1987; Ozdemir y Dunlop, 1989; Nishitani y Kono, 1989) muestran que la maghemitización preserva la misma dirección que la TRM original. En consecuencia, entendemos que las paleodirecciones no afectadas por alteración pueden ser usadas para aplicaciones tectónicas y estratigráficas. Por otra parte, el espectro de distribución de las temperaturas de bloqueo y la coercitividad relativamente alta, apuntan a que los responsables de la magnetización remanente son granos pequeños con estructura magnética de pseudo-dominio sencillo.

En cada una de las secuencias volcánicas estudiadas se propuso una secuencia de polaridades y se correlacionó con la GPTS, apoyado en los fechamientos radiométricos ya reportados, además de los realizados durante el desarrollo del estudio y en algunos casos, correlacionados con unidades cercanas a las

secciones estudiadas. Para tener un mejor entendimiento de la interpretación de los resultados, se explicará separadamente cada una de las secciones.

X.1.- Sección Lazo

La paleodirección promedio obtenida en esta área es $D=354.6^\circ$, $I=31.1^\circ$, $K= 124$, $\alpha_{95}=2.1$, la que corresponde a la posición media del polo paleomagnético $Plat= 84^\circ$, $Plong= 129.8^\circ$ $k= 29$ y $\alpha_{95}= 4.4^\circ$. Estas direcciones coinciden con las paleodirecciones esperadas para el Mioceno tardío, calculadas a partir de los polos de referencia para Norte América dados por Besse y Courtillot (1991) (Figura 32). Esto sugiere que no ha ocurrido una deformación tectónica mayor en esta área desde hace aproximadamente 9 Ma.

Nuestros resultados difieren con respecto a estudios previos realizados por Urrutia-Fucugauchi y Bohnel, (1988) y Alva-Valdivia, et al (2000), en los cuales se indican rotaciones tectónicas de $15-20^\circ$ en sentido contrario a las manecillas del reloj para el Cañón del Río Grande de Santiago y áreas circunvecinas. Estamos de acuerdo con la propuesta de un régimen tectónico transtensional izquierdo ya indicado para este periodo. Esta controversia en la disparidad de los resultados paleomagnéticos, puede ser explicada tomando en cuenta que los estudios previos están basados en un número menor de sitios.

Con nuestros resultados y apoyados en fechamientos determinados en base a estudios radiométricos de K-Ar, se propone una escala de polaridades construida por correlación con la GPTS (Figura 33). Se identificaron cuatro magnetozonas en la sección de Lazo. Los primeros cinco flujos de lava (LZ1 a LZ5) presentan polaridad normal, siendo la mayoría probablemente emplazados durante el *chron* C4Ar2n. Un contacto definido separa los flujos LZ5 y LZ6, y la magnetización de este último produce una polaridad inversa, esta puede ser asignada tentativamente al *chron* C4Ar2r. El siguiente flujo (LZ7) es nuevamente normal y el

resto de las lavas de la secuencia (en total 30 flujos de lava consecutivos) tiene polaridad inversa, lo que puede corresponder al magnetochron C4Ar1r (Cande y Kent, 1995).

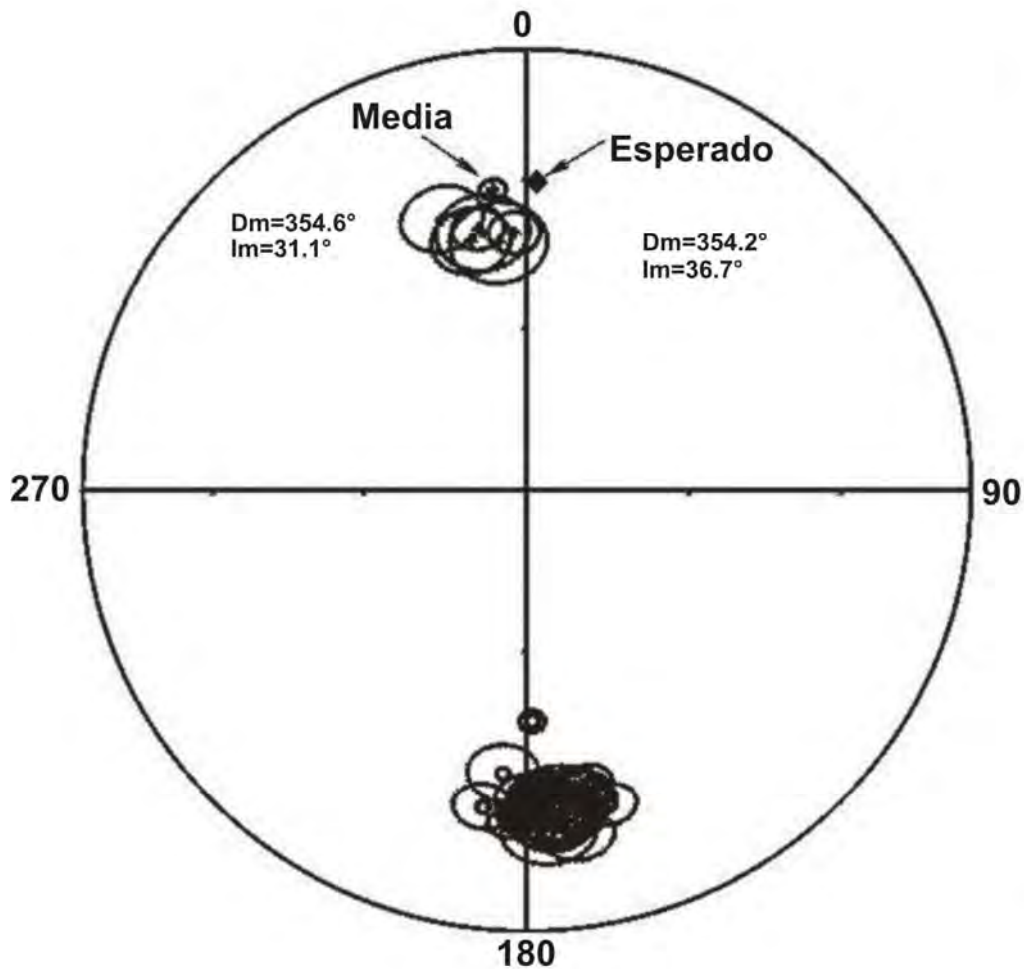


Figura 32.- Proyección estereográfica de las direcciones medias donde se muestra el valor calculado obtenido, comparado con los valores esperados. Tomado de Goguitchaichvili et. al., 2002.

Basado en nuestros datos paleomagnéticos y radiométricos, se puede especular que las unidades volcánicas del área del Río Grande de Santiago han sido

emplazadas en un espacio de tiempo relativamente corto, en promedio de 1Ma ó menos en la localidad de Lazo.

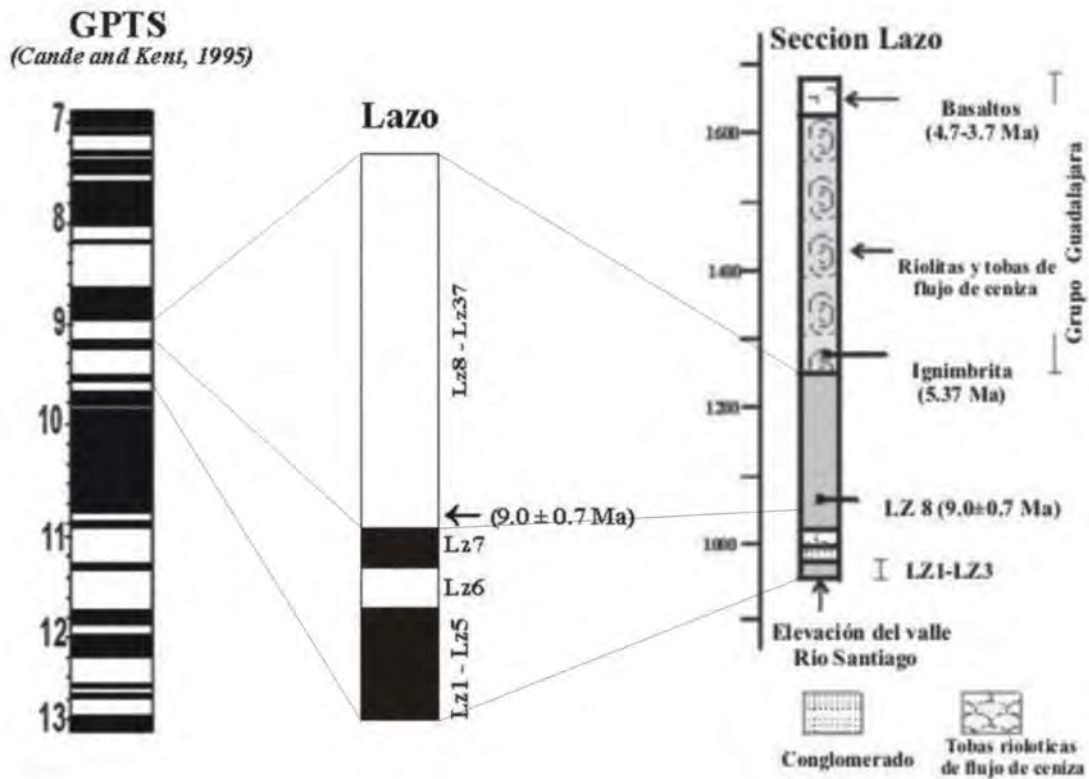


Figura 33.- Correlación magnetoestratigráfica tentativa para la sección Lazo, Tomado de Gogitchaichvili et. al., 2002.

Fuctuaciones del paleocampo

Se obtuvo un registro paleomagnético detallado para la sucesión volcánica del Mioceno Tardío de la región del Río Grande de Santiago. Los datos paleomagnéticos de estas unidades volcánicas proporcionan lecturas puntuales de la evolución del campo geomagnético en el tiempo. Los estudios de dispersión estadística en las direcciones paleomagnéticas son la única manera de describir las variaciones de períodos largos. Estudios de la variación paleosecular son

numerosos para los últimos 5 Ma (McFadden y McHelhinny, 1996). Sin embargo muy pocos datos están disponibles para el Mioceno.

En este estudio se utilizó la fórmula clásica para estimar la variación paleosecular:

$$S_F^2 = (S_T^2 - S_w^2) / n$$

Aquí, S_T es la dispersión angular total (Cox, 1969),

$$S_T = \left[(1/N - 1) \sum_{i=1}^N \delta_i^2 \right]^{1/2}$$

N es el número de sitios usado en el cálculo, i es la distancia angular del i -ésimo VGP (el polo geomagnético virtual) al dipolo axial. S_w representa la dispersión dentro del sitio, y n el número promedio de muestras por unidad.

McFadden et al., (1991) reportan una dispersión del VGP igual a 18.1 para las bandas de latitud 20° entre 5 y 22.5 Ma. En este estudio obtuvimos un valor menor $S_F = 15.1$ (17.9 - 13.1, límite superior e inferior) (Figura 34). Al intentar comparar la dispersión del VGP obtenida en este estudio con la dispersión obtenida para el Mioceno en otros sitios volcánicos de América, encontramos que hay pocos estudios disponibles. En la mayoría de los casos, se reporta evidencia de rotaciones tectónicas locales y así no pueden ser utilizados para el estudio de variación paleosecular. La dispersión del VGP encontrada en la sucesión volcánica de Steens Mountain (Mankinen et al., 1985) ignorando las unidades de polaridad intermedia; concuerda bastante bien con el modelo de McFadden et al. (1991) resultando una dispersión del VGP igual a 18.9. El cálculo sobre los grupos direccionales de Steens Mountain (Prévot et. al., 1985) proporciona esencialmente el mismo valor.

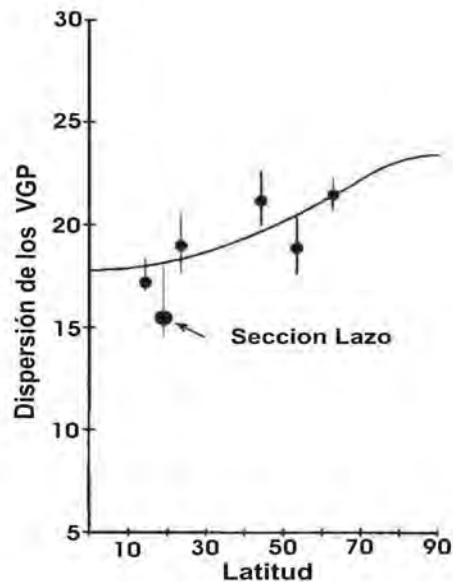


Figura 34.- Gráfica de latitud contra dispersión de los polos geomagnéticos virtuales, según el modelo de variación paleosecular para el rango 5-22.5 Ma de McFadden et al., 1991. Tomado de Goguitchaichvili et al., 2002.

X.2.- Secciones Arcediano (barranca del Funicular) y Agua Negra

Estas dos secciones se trataron conjuntamente debido a la cercanía que existe entre estas, aunque las columnas estratigráficas difieren en cuanto a las unidades volcánicas presentes.

En la sección Arcediano (barranca del Funicular) están expuestas rocas volcánicas (derrames de basalto, ignimbritas y flujos de ceniza) y se tienen disponibles fechamientos radiométricos que nos indican que fueron emplazadas entre el Mioceno tardío y el Plioceno.

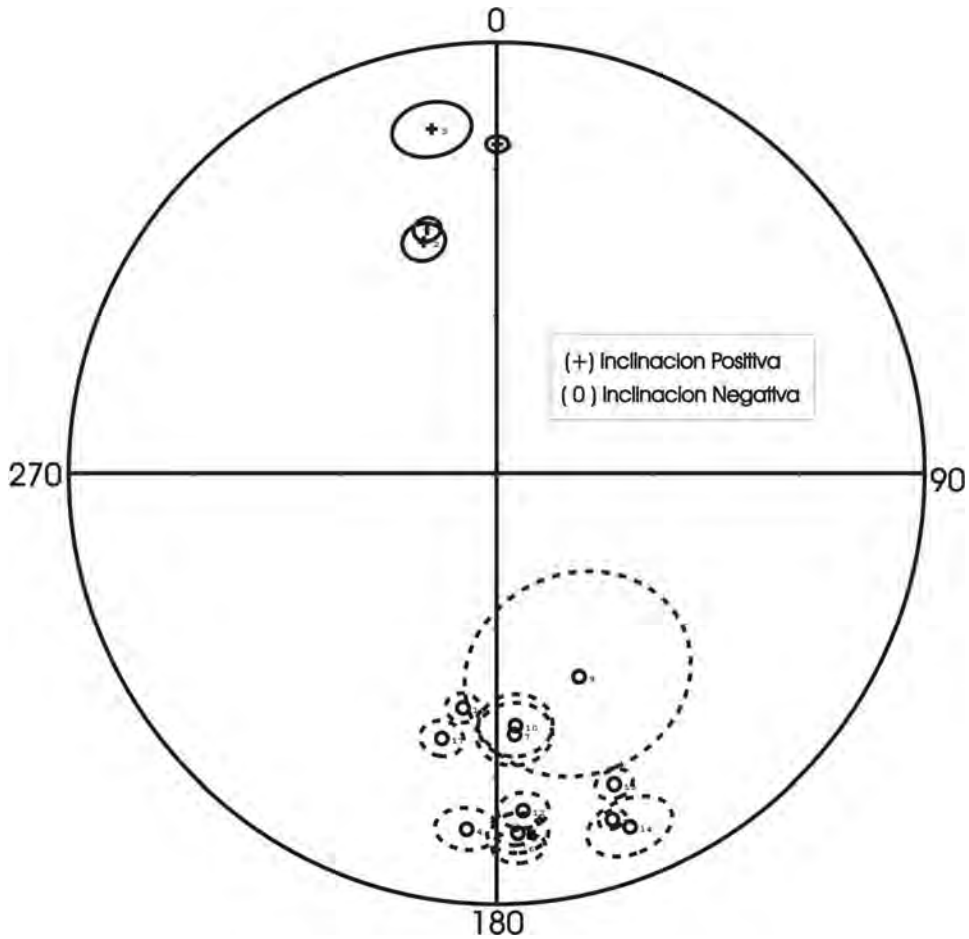


Figura 35.- Proyección estereográfica de igual área de las paleodirecciones medias de cada una de las unidades volcánicas, los círculos (o)/cruces (+), representan inclinación negativa/positiva.

En esta sección fueron reconocidas 4 polaridades normales y 3 inversas con un espesor total de 500m (Figura 35 y 36), estos resultados nos permiten realizar tentativamente una correlación directa con la GPTS. Las rocas más antiguas localizadas en la parte baja de la barranca se correlacionan con los basaltos San Cristóbal y presentan 2 polaridades (una normal y otra inversa), que se pueden ubicar en el subcron C5n.1n y C5n.1r, obteniendo un rango de edad de 9.75-9.95 Ma. Sobreyaciendo a la unidad anterior se encuentra una secuencia de ignimbritas y tobas intercaladas con un derrame de basalto, del cual se tiene un fechamiento por K-Ar, abarcando los subcronos C3r y C3n.4n con un intervalo de edad de 4.98-5.98 Ma. En la parte media de la sección se tiene una serie de derrames de

basalto que podrían corresponder al subcron C3n.3r con un intervalo en edad de 4.8-4.98 Ma. En la parte superior de esta unidad se tiene a la ignimbrita Guadalajara, coincidiendo con el subcron C2An.2n cubriendo un intervalo de edad de 3.11-3.25 Ma. Ya en la cima se tiene un derrame de basalto del cual se realizó un fechamiento radiométrico y que puede colocarse en el subcron C2An1 cubriendo un rango en edad de 2.60-3.02 Ma (Figura 36).

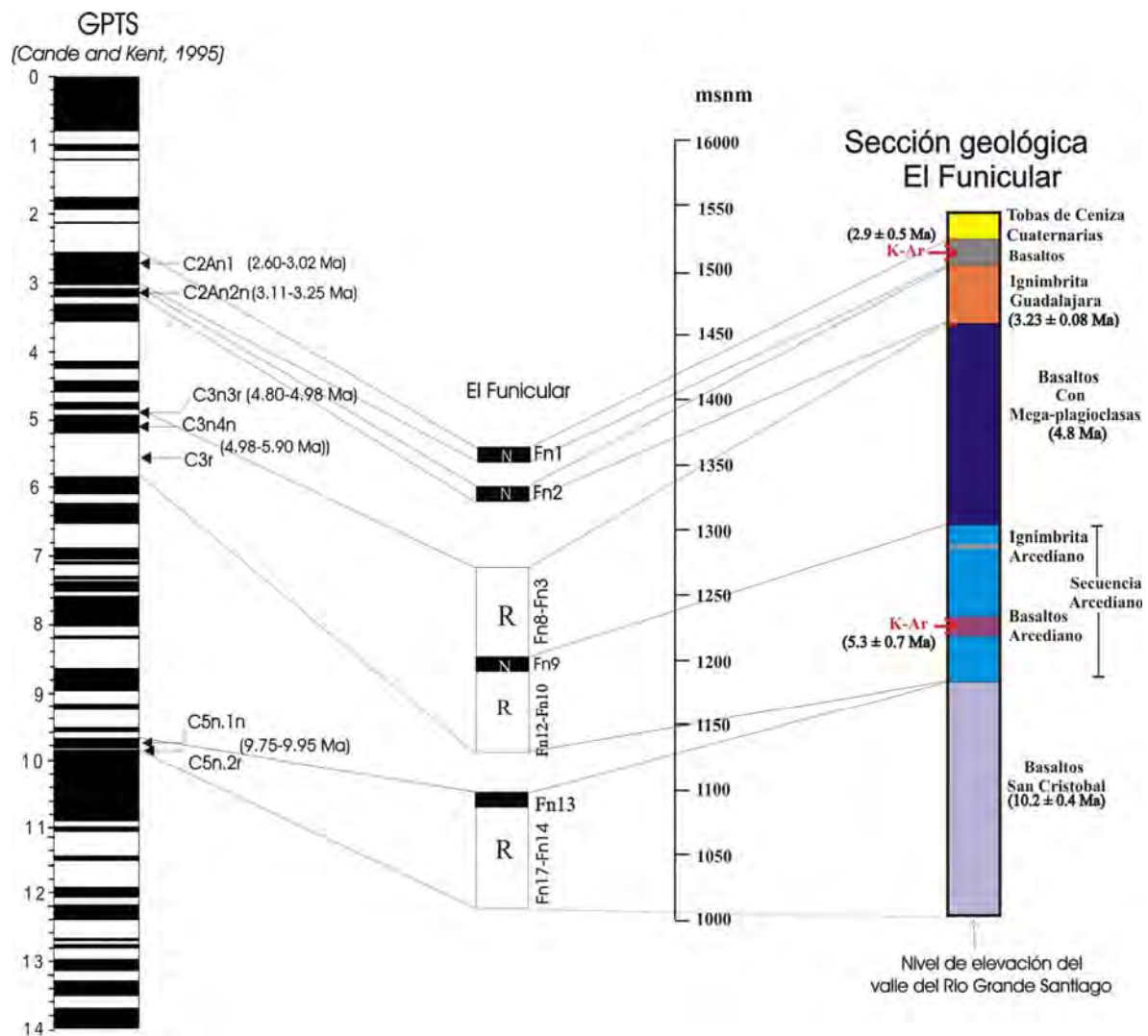


Figura 36.- Correlación magnetoestratigráfica tentativa de la sección Barranca del Funicular con la GPTS de Cande y Kent (1995).

En la sección Agua Negra tenemos expuestas rocas volcánicas en donde la unidad más antigua corresponde a los Basaltos San Cristóbal y en la cima a la Ignimbrita San Gaspar. Esta sección tiene aproximadamente un espesor de 100m. Se reconocieron 3 polaridades normales y 2 reversas.

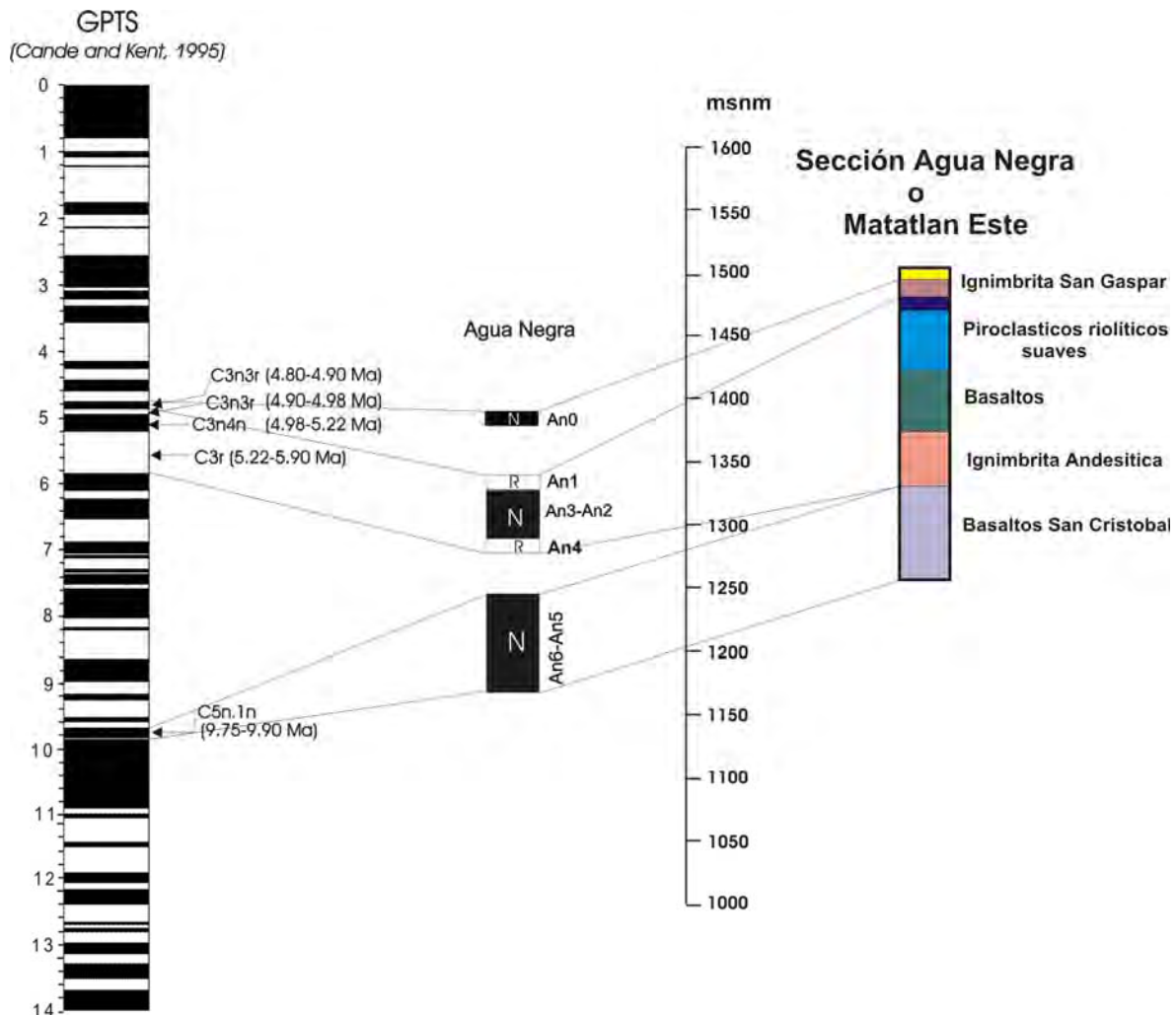


Figura 37.- Correlación magnetoestratigráfica tentativa de la sección Agua negra con la GPTS de Cande y Kent (1995).

En los basaltos San Cristóbal se identificó una polaridad normal la cual tentativamente la podemos ubicar en el subcron C5n.1n con un intervalo de edad de 9.75-9.90 Ma; sobreyaciendo a los basaltos se encuentra un paquete de

ignimbritas de composición andesítica con polaridad reversa, ubicándola en el subcron C3r con un intervalo de edad de 5.22-5.90 Ma. En la parte media de la sección aflora un derrame de basalto con polaridad normal y que podría ubicarse en el subcron C3n.4n en un intervalo de edad de 4.98-5.22 Ma. Sobreyaciendo a esta unidad se tiene una secuencia de piroclastos de composición riolítica los cuales podemos ubicarlos en el subcron C3n.3r que cubre un intervalo de edad de 4.90-4.98 Ma. En la cima aflora un paquete de ignimbritas que son conocidas como la ignimbrita San Gaspar que representa un horizonte marcador en la región de Guadalajara, esta unidad la podemos ubicar en el subcron C3n.3r considerando un intervalo de edad de 4.80-4.90 Ma (Figura 37).

X.3.- Secciones de Jesús María y Atotonilco

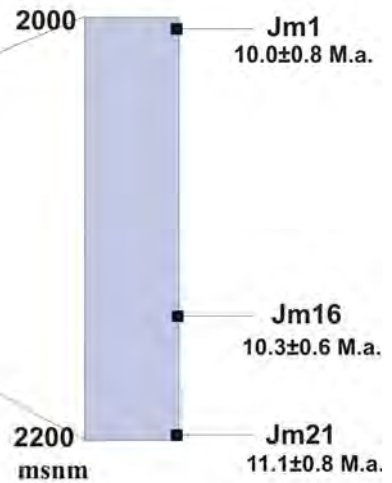
Estas dos secciones se ubican en la región de los Altos de Jalisco. Las rocas que afloran en estas áreas se correlacionan con los basaltos San Cristóbal y están expuestos en el Río Grande Santiago, pertenecen al Mioceno tardío.

La sección de Jesús María esta compuesta principalmente por derrames de basalto, de los cuales se realizaron 3 fechamientos radiométricos por K-Ar (Jm1, Jm16 y Jm21). Las edades que se obtuvieron fueron 10.0 ± 0.8 , 10.3 ± 0.6 y 11.1 ± 0.8 Ma. Estos fechamientos nos permiten establecer tentativamente una correlación con la GPTS. En esta secuencia todas las polaridades fueron normales, ubicando a esta secuencia en el subcron C5n.2n con un intervalo de edad de 9.95-10.95 Ma.

GPTS
(Cande and Kent, 1995)



Jesús María



N
JM1~JM21

C5n.2n

Figura 38.- Correlación magnetoestratigráfica tentativa del área de Jesús María con la GPTS de Cande y Kent (1995).

Las paleodirecciones medias calculadas de todos los sitios de esta secuencia después de descartar polaridades intermedias es, $D=346^\circ$, $I=27.6^\circ$, $K=132$, $\alpha=3.5^\circ$. Estas paleodirecciones difieren en 8.2° para el valor de la declinación y 8.4° correspondiente a la inclinación, con las paleodirecciones esperadas para el Mioceno tardío, calculadas a partir de los polos de referencia para Norte América dados por Besse y Courtillot (2002) (Figura 39).

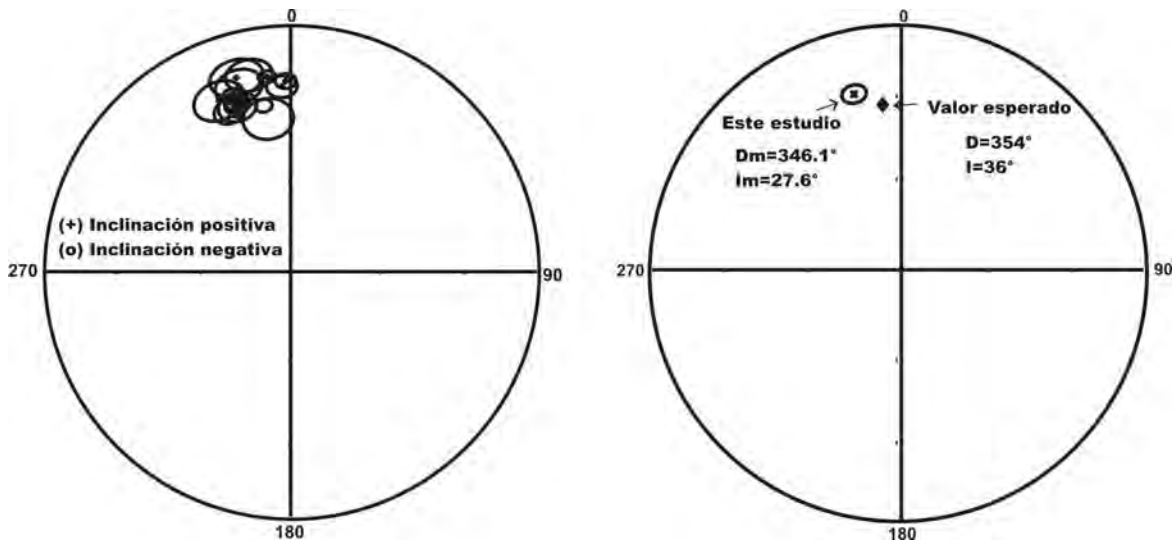


Figura 39.- Proyección estereográfica de igual área de las direcciones medias de todos los flujos (Jesús María), donde se muestra el valor obtenido y el esperado.

La sección de Atotonilco se encuentra 30 km hacia el oeste del área de Jesús María, el espesor promedio de la secuencia muestreada es de aproximadamente 100 m, la edad de estos derrames por correlación estratigráfica se ubica entre los 10-11 Ma. En la sección se pudieron reconocer 2 polaridades (Figura 40) y con los fechamientos reconocidos en la región, se realizó una correlación directa con la GPTS. Ubicando a la porción inferior al subcron C5n.2n en un intervalo de edad de 9.96-10.95 Ma: Hacia la cima de la sección se ubica el subcron C5n.1r con un intervalo de edad de 9.90-9.95 Ma (Figura 40).

En general, las polaridades obtenidas para las secuencias de lava y las unidades piroclásticas estudiadas de todas las secciones son consistentes con su posición estratigráfica y con su determinación absoluta para cada sitio. Combinando el dato geocronológico disponible y la polaridad del muestreo paleomagnético obtenido en este estudio, se restringe con mayor precisión la edad de emplazamiento de las unidades volcánicas. Asimismo, nos han permitido construir correlaciones magnetoestratigráficas del Mioceno-Plioceno para las secuencias volcánicas de la región de Guadalajara.

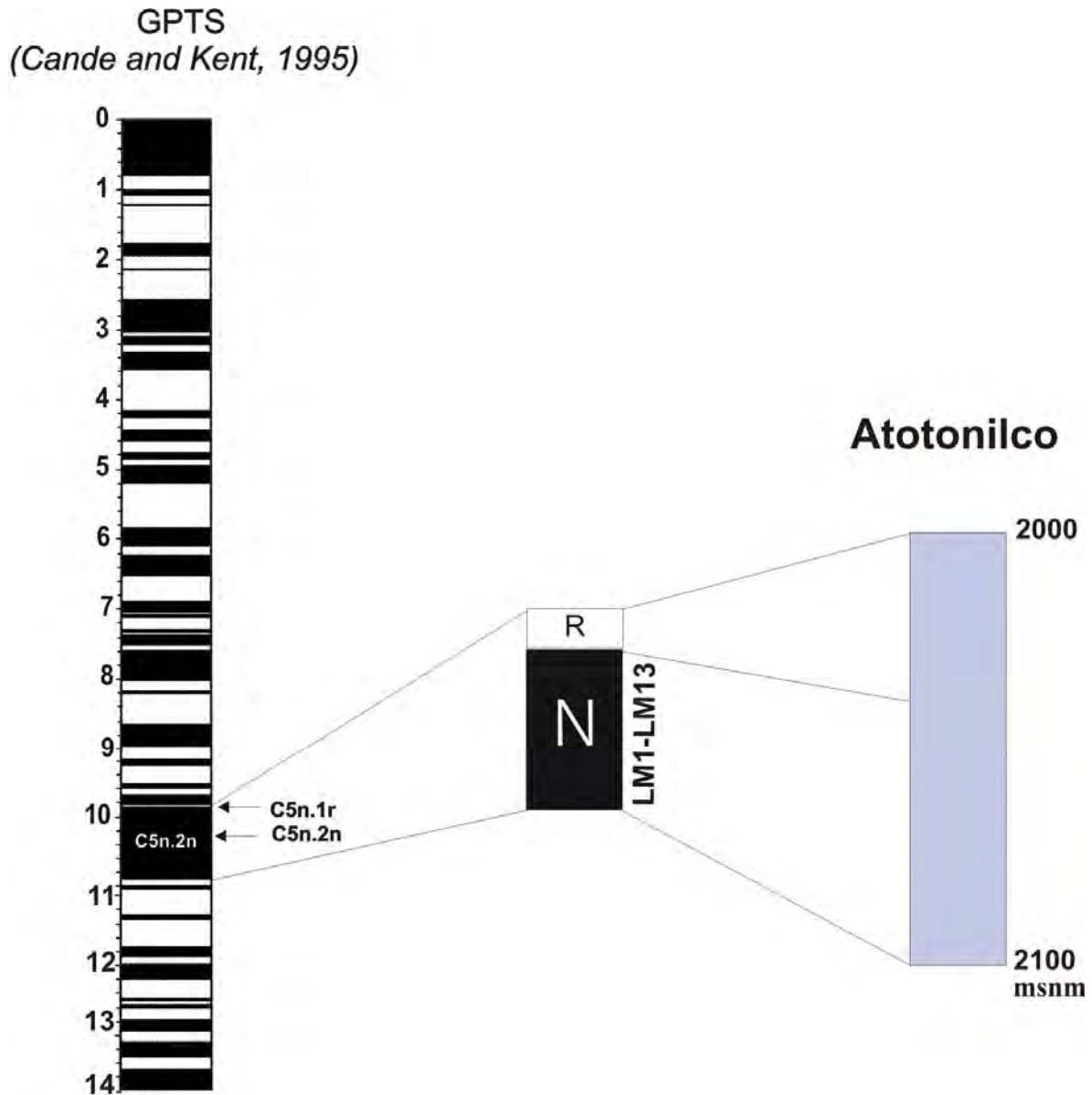


Figura 40.- Correlación magnetoestratigráfica tentativa del área de Atotonilco con la GPTS de Cande y Kent (1995).

Los basaltos San Cristóbal representan la actividad más antigua de la Faja Volcánica Transmexicana en la región con edades que van de 11 a 9 Ma. Este intervalo corresponde a un cron de polaridad normal en la GPTS que contrasta con la polaridad reversa dominante observada en la sección de Lazo y de Arcediano, no así en las secciones de Jesús María y Atotonilco.

Es importante mencionar que las direcciones medias observadas en la sección de Lazo corresponden bastante bien con las paleodirecciones esperadas para el Mioceno tardío, calculadas a partir de los polos de referencia para Norte América dados por Besse y Courtillot (1991), Esto sugiere probablemente que no ha ocurrido una deformación tectónica mayor en esta área desde hace aproximadamente 9 Ma.

Existen sistemas de fallas normales con una pequeña componente lateral izquierda afectando a basaltos del Mioceno Tardío en la región de los Altos de Jalisco (Ferrari et al., 2000b). Estas fallas tienen dirección WSW-ENE y son paralelas al alineamiento de algunos conos de lava de la parte central de la meseta de Los Altos. Por este motivo Ferrari et al. (2000b) consideran que estas fallas deben haber iniciado su actividad durante la fase final del volcanismo máfico hace ~8Ma.

Para el área de Jesús María donde las direcciones medias calculadas y comparadas con las esperadas para el Mioceno tardío, difieren 8.2° en la declinación y 8.4° con respecto a la inclinación, es importante considerar que en la parte central de México fueron reconocidas rotaciones tectónicas antihorarias previamente por Urrutia-Fucugauchi (1976), apoyados por estudios posteriores (Urrutia-Fucugauchi, 1981; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1988). Mas recientemente Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera (1994), reportaron cerca de 15° de rotación antihoraria, en lavas con edades del Mioceno tardío al Cuaternario cercanas al Lago de Chapala, al sur de los altos de Jalisco.

Estos datos paleomagnéticos en conjunto con nuestros resultados pueden ser explicados por rotaciones de corteza poco profunda, provocados por desplazamientos laterales izquierdos, cercanos a las secciones de Jesús María y Atotonilco. Estas estructuras se encuentran ubicadas en la región de los Altos de Jalisco y están caracterizadas por dos sistemas de fallas regionales transtensionales laterales izquierdas con un rumbo WSW - ENE (Ferrari et al.,

2000a). El primer sistema corre de Ixtlahuacan hacia San Miguel el Alto y esta caracterizado por varias ramificaciones en echelon con orientación NNE indicativo de una componente con movimiento lateral izquierdo. El segundo sistema de fallas transtensionales corre de Ocotlán a Cuernavaca a través de Atotonilco (Ferrari et al., 2000a). La continuación hacia el oeste de este sistema, podría ser el responsable de la rotación antihoraria observada también en el área de Chapala (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994). La rotación de bloques asociada a este sistema de fallas transtensionales es probablemente el responsable de las diferencias en declinación e inclinación. La dispersión relativa de rotaciones observadas en varias regiones puede ser explicada considerando que el sistema de fallas afecta a una región bastante amplia, con una rotación interna variable que es fracturada en pequeños bloques (Alva Valdivia et al., 2000).

XI Conclusiones

El estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas de las secciones de Lazo, Arcediano (barranca El Funicular), Agua Negra, Atotonilco y Jesús María; pertenecientes a la FVTM nos ha aportado información sobre mineralogía magnética y tectónica de la región. Además, ha sido posible realizar una interpretación magnetoestratigráfica y correlacionar con los eventos reportados en la GPTS.

Las mediciones de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, los experimentos de histéresis y la magnetización remanente isoterma, confirman (en la mayoría de las secuencias volcánicas estudiadas) la presencia de una sola fase ferrimagnética, y que los portadores de la remanencia son titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, con temperaturas de Curie cercana a 580 °C. En algunos casos, se observó maghemitización o intercrecimientos con fases de las titanohematitas, temperatura Curie de 630°C que preservan la misma componente primaria termorremanente. La remanencia es portada principalmente por granos

con dominio pseudosencillo, indicando la probable mezcla de granos multidominio con una cantidad significativa de granos de dominio simple.

Se calcularon las paleodirecciones medias de todos los sitios, y en las secciones donde se muestrearon los basaltos San Cristóbal (secciones Lazo y Jesús María), se determinaron las edades (K-Ar) de algunas de las rocas estudiadas. La paleodirección promedio obtenida para la sección Lazo fue de $D=354.6^\circ$, $I=31.1^\circ$, $K=124$, $\alpha_{95}=2.1$, las cuales corresponden a la posición media del polo paleomagnético $Plat=84^\circ$, $Plong=129.8^\circ$ $k=29$ y $\alpha_{95}=4.4^\circ$. Estas direcciones corresponden con las paleodirecciones esperadas para el Mioceno tardío, calculadas a partir de los polos de referencia para Norte América dados por Besse y Courtillot (1991, 2002). Esto sugiere que no ha ocurrido una deformación tectónica mayor en esta área desde hace aproximadamente 9 Ma.

En lo que respecta a la sección de Jesús María, las paleodirecciones medias calculadas de todos los sitios después de descartar polaridades intermedias es, $D=346^\circ$ $I=27.6^\circ$ $K=132$, $\alpha=3.5^\circ$, estas paleodirecciones difieren en 8.2° para la declinación, y 8.4° con la inclinación, con respecto a las direcciones esperadas para el Mioceno tardío. Existen sistemas de fallas normales con una pequeña componente lateral izquierda afectando a basaltos del Mioceno Tardío en la región de los Altos de Jalisco, y es probablemente el responsable en las diferencias de la declinación e inclinación.

Las polaridades magnéticas derivadas de los estudios paleomagnéticos se usaron para proponer una correlación magnetoestratigráfica de las secuencias volcánicas en cada una de las secciones, apoyada con los fechamientos radiométricos K-Ar, realizados durante y para el desarrollo de este trabajo y en algunos casos, correlacionados con edades de unidades cercanas a las secciones estudiadas.

En la sección Lazo se identificaron cuatro magnetozonas que combinados con fechamientos de K-Ar, resultó que los primeros cinco flujos de lava (LZ1 a LZ5)

están todos magnetizados con polaridad normal emplazados durante el cron C4Ar2n. Un contacto definido separa los flujos LZ5 y LZ6, y la magnetización de este último produce una polaridad inversa, esta puede ser asignada tentativamente al cron C4Ar2r. El siguiente flujo (LZ7) es nuevamente normal así como todas las lavas subsecuentes (en total 30 flujos de lava consecutivos) tiene polaridad inversa, lo que puede corresponder al magnetochron C4Ar1r.

En la sección Arcediano (barranca El Funicular), donde están expuestas rocas volcánicas (derrames de basalto, ignimbritas y flujos de ceniza), se reconocieron 4 polaridades normales y 3 inversas, con un espesor total de 500m. Las rocas más antiguas están localizadas en la parte baja de la barranca y se correlacionan con los basaltos San Cristóbal. Estas presentan 2 polaridades (una normal y otra inversa), que se pueden ubicar en el subcron C5n.1n y C5n.1r, obteniendo un rango de edad de 9.75-9.95 Ma. Sobreyaciendo a la unidad anterior se encuentra una secuencia de ignimbritas y tobas intercaladas con un derrame de basalto, del cual se tiene un fechamiento por K-Ar, abarcando los subcronos C3r y C3n.4n con un intervalo de edad de 4.98-5.98 Ma. En la parte media de la sección se tiene una serie de derrames de basalto que podrían corresponder al subcron C3n.3r con un intervalo en edad de 4.8-4.98Ma. Sobre esta unidad se tiene a la ignimbrita Guadalajara, coincidiendo con el subcron C2An.2n cubriendo un intervalo de edad de 3.11-3.25Ma. Y hacia la cima se tiene un derrame de basalto del cual se realizó un fechamiento radiométrico, que puede colocarse en el subcron C2An1 cubriendo un rango en edad de 2.60-3.02 Ma.

En la sección Agua Negra tenemos expuestas rocas volcánicas en donde la unidad más antigua corresponde a los Basaltos San Cristóbal, y en la cima a la Ignimbrita San Gaspar. Esta sección tiene aproximadamente un espesor de 200m. Se reconocieron 3 polaridades normales y 2 reversas. En los basaltos San Cristóbal se identificó una polaridad normal, que tentativamente podemos ubicar en el subcron C5n.1n con un intervalo de edad de 9.75-9.90 Ma; sobreyaciendo a los basaltos se encuentra un paquete de ignimbritas de composición andesítica

con polaridad reversa, ubicándola en el subcron C3r con un intervalo de edad de 5.22-5.90 Ma. En la parte media de la sección aflora un derrame de basalto con polaridad normal y que podría ubicarse en el subcron C3n.4n en un intervalo de edad de 4.98-5.22 Ma; sobreyaciendo a esta unidad se tiene una secuencia de piroclastos de composición riolítica los cuales podemos ubicarlos en el subcron C3n.3r en el intervalo de edad de 4.90-4.98 Ma. En la cima aflora un paquete de ignimbritas que son conocidas como la ignimbrita San Gaspar que representa un horizonte marcador en la región de Guadalajara, esta unidad la podemos ubicar en el subcron C3n.3r considerando un intervalo de edad de 4.80-4.90 Ma.

La sección de Jesús María esta compuesta principalmente por derrames de basalto, de los cuales se realizaron 3 fechamientos radiométricos por K-Ar (Jm1, Jm16 y Jm21). Las edades que se obtuvieron fueron 10.0 ± 0.8 , 10.3 ± 0.6 y 11.1 ± 0.8 Ma. Estos fechamientos nos permiten establecer tentativamente una correlación con la GPTS. En esta secuencia todas las polaridades fueron normales, ubicando a esta secuencia en el subcron C5n.2n con un intervalo de edad de 9.95-10.95 Ma.

En la sección de Atotonilco el espesor promedio de la secuencia muestreada es de aproximadamente de 100m, la edad de estos derrames por correlación estratigráfica con otras unidades se ubica entre los 10-11 Ma. En la sección se pudieron reconocer 2 polaridades y apoyado en los fechamientos efectuados, se realizó una correlación directa con la GPTS, ubicando a la porción inferior en el subcron C5n.2n en un intervalo de edad de 9.96-10.95 Ma; hacia la cima de la sección se ubica el subcron C5n.1r con un intervalo de edad de 9.90-9.95 Ma.

BIBLIOGRAFÍA

Ade-Hall, J. M., Khan, M. A., Wilson, R. L., 1968. A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single tertiary lava from Skye, Scotland: Part 1. Iron titanium oxide petrology, *Geophys. J.*, 16, 374.

Ade-Hall, J. M., Johnson, H. P., Rhall, J. L., 1976. Rock magnetism of basalts, Leg 34 Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 34, Washington, 459.

Allan, J. F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., Wopat, M., Wallace, P., 1991. Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: An exotic terrane in the margin, in the Gulf and Peninsular Provinces of the California. Edited by J.P. Dauphin and R.R.T. Simoneit, AAPG Mem., 47, 425-445.

Alva-Valdivia L. M., Goguitchaichvili, A., Ferri, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Zamorano-Orozco, J., 2000. Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy, *Earth Planets Space*, 52. 467-478.

Alva-Valdivia L. M., Rosas-Elguera, J., Bravo, T., Urrutia-Fucugauchi, J., Henry, B., Caballero, C., Rivas, M., Goguitchaichvili, A., Lopez H., 2005. Paleomagnetic and magnetic fabric studies of the San Gaspar ignimbrite, western Mexico-constrain on emplacement mode and source vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147, 68-80.

Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. F., 2000. Evolución tectónica post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. V. LIII, 59-71.

Bandy, W. L., Mortera-Gutierrez, C. A., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C., 1995. The subducted Rivera-Cocos Plate boundary: where is it, what is it and what is its relationship to the Colima rift. *Geophysical Research Letters*, v. 22, 3075-3078.

Barrera-Hernández, D., Rosas-Elguera, J., Valladolid-Cacho, R., Perez-Rodríguez, G., Sánchez-González, A., Sánchez-Maldonado, G., 2000. Carta geológica-minera de Guadalajara F13-12. C. R. M.

- Besse J., Courtillot, V., 1991.** Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma. *J. Geophysical Research.*, v. 96, 4029-4050.
- Besse J., Courtillot, V., 2002.** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophysical Research.*, v. 107, n°B11,doi 1029/2000JB000050.
- Böhnel, H., 1985.** Paläomagnetische Untersuchungen an Jurassischen bis Quartären Gesteinen aus Zentral und Sü Mexiko. Doktor Dissertation, Thesis Westfälischen Wihelms Universität Münster.
- Böhnel, H., Negendank, J.F.W., 1988.** Paleomagnetism of the Puerto Vallarta intrusive complex and the accretion of the Guerrero terrane, Mexico. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 52: 330-338.
- Burbach, G., Frolich, C., Pennington, W., Matsumoto, T., 1984.** Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophysic. Res.*, 89, 7719-7735.
- Butler, R. F., 1992.** Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terrenes. *Blackwell, Oxford, 319 pp.*
- Campa, M. F., Coney, P., 1983.** Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campos-Enriquez, J. O., Venegas Salgado, S., Sánchez Reyes, S., Ramírez-Negrete, A., Moran-Zenteno, D.J., Delgado Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1987.** Paleomagnetic study of the Sierra Primavera: preliminary results. *Geoth. Res. Council Trans.* 11: 323-326.
- Camps, P., Prévot, M., 1996.** A statistical model of the fluctuations in the geomagnetic field from paleosecular variation to reversal. American Association for the Advancement of Science, Washington, DC, United States, *Science* 273, no. 5276, 776-779.
- Cande, S. C., Kent, D. V., 1995.** Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, v. 100, 6093-6095.

Carmichael, I. S. E., Lange, R. A., Luhr, J. F., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contrib. Mineral Petrol.* 124, pp 302-333.

Castillo-Hernandez, D., Romero-Rios, F., 1991, Estudio geológico-regional de Los Altos, Jalisco y El Bajío: Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos, Depto. Exploración, Open File Report, 02-91, 35 p.

Cerca-Martínez, L. M., 1998, Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra de Guanajuato. M. Sc. Thesis, Dept. of Geology, Centro de Investigación y Enseñanza Superior de Ensenada, Baja California, Mexico, 119 p.

Chevallier, R., Pierre, J., 1932. Propriétés Thermomagnétiques des roches volcaniques, *Ann. de Phys.*, série 10, 17, 390.

Contreras-Morales, J. J., 1995. Determinación de paleointensidades del campo geomagnético para el Cuaternario en la Sierra Chichinautzin. Tesis de maestría. Inedita.

Damon P. E., Nieto-Obregon, J., Delgado A. L., 1979. Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Río Grande de Santiago. *Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México. Memoria Técnica XIII*, 156-191.

Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1985. The structure of the Chapala graben, Mexico. *EOS (Trans. Am. Geophysics Union)*, 66: 1090 (abstract).

Delgado, H., 1992, Geology of the Chapala Rift, Dissertation: Doctor of Science, Tohoku University, Fac. of Science, 283 pp.

Delgado, H., Hasenaka, T., 1993 Characteristics and implications of the monogenetic volcanism south of Guadalajara (Jalisco) since the Miocene, 50 Años del Volcán Parícutín, Uruapan, Michoacán: Instituto de Geografía, UNAM.

Delgado, H., Cervantes., Molinero, P. R., 1993. Origen de la faja volcánica trans-mexicana hace 8.3 Ma y sus migraciones hacia el W, SW y SSW desde 5.3 Ma (abstract). *Geos, Unión Geofísica Mexicana*, 13, p. 31-32.

Demant, A., Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico, *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 75, 70-82.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Inst. Geología*, vol. 2, num. 2, 172-187.

DeMets, C., Stein S., 1990. Present-day Kinematics of the Rivera plate and Implication for Tectonic in Southwestern Mexico. *Journal of geophysical Research*, vol. 95, num b13,. 21931-21948.

Dunlop, D. J., Ozdemir, O., 1996. Effect of grain size and domain state on paleointensity determination *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 7, no. 46 (19961112): 162.

Dunlop, D., Özdemir, Ö., 1997. Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers, Cambridge University Press, 573 pp.

Ferrari, L., Pasquare, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F. 1994c, Regional tectonics of western México and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, Núm. 1, 139-151.

Ferrari, L., Garduño V.H., Innocenti F., Manetti P., Pasquaré G., Vaggelli G., 1994a. A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, Num. 1, 107-124.

Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G. and Tibaldi, A., 1994b. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to Recent, *Geofísica Internacional*, 33, 91-105.

Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, V.23, N.8, 751-754.

Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G., and Carrasco-Nuñez, G., 1999a. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303-306.

- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G., Carrasco-Nuñez, G., 1999b.** Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303-306.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli C., Petrone, C., Manetti, P., 2000a.** Late Miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari, L., 2000b.** Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LIII, 84-92.
- Ferrari, L., Pasquare, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 2000,** Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. en Delgado-Granados, Aguirre-Diaz, G., H., Stock, J. (eds), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, *Geological Society of America, Special Paper*, 334, 65-84.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000.** Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, en Aguirre-Diaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, *Geological Society of America, Special Paper*, 334, 42-64.
- Figuroa-Abarca, J., 1964.** La falla Zicamboxo. *Ann. Inst. Geofís. Univ. Nac. Aut. Mexico*, 10: 9-16.
- Fisher, R. A. 1953.** Dispersion on a Sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, A217, 295-305.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H. J., Hess, J. C., 1987.** Examination of some proposed K-Ar standards $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K-Ar data: Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 66, 41-51.
- Garduño, V.H., Spinnler, J., Ceragioli, E., 1993.** Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32, 487-499.
- Garduño-Monroy, V. H., Jimenez, Z., Cortez-Cortez, A., Uribe-Cifuentes, R. M., 1998.** La falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones

con el Complejo Volcánico de Colima, México., *Rev. Mex. Cienc. Geol.* Vol. 15 N. 2, 132-144.

Gastil, R.G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979, The record of Cenozoic Volcanism Around the Gulf of California, *Geological Society of America Bulletin*, 90, Part I, 839-357.

Gilbert C. M., Mahood, G., Carmichael, I. S. E., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 24-1, 169-191.

Gogichaishvili, A., Prévot, M., Dautria, J.M., M. Bacia. 1999. "Thermo-detrital and crystalline magnetizations in an Icelandic hyaloclastite". *J. Geophys. Res. B12*, vol, 104, 29219-29239.

Goguitchaisvili A., 1999. A simple, alternative presentation of paleomagnetic desmagnetization data. *Geofísica Internacional*, vol. 38, num. 4, 285-290.

Goguitchaichvili, A., Chauvin, A., Roperch, P., Prévot, M., Vergara, M., Moreno, H., 2000. Paleomagnetism of the Miocene Farellones Formation in Chile, *Geophys. J. Int.*, 140, 357-374.

Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia L. M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Gonzalez J. Antonio., Morales J., Solé J., 2002. An integrated Paleomagnetic Study of Rio Grande de Santiago Volcanic Succession (Trans-Mexican Volcanic Belt): Revisited. *Phys. Earth. Planet. Int.* 4080, 1-20.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario. Tomo LVII, N° 3, 227-283.

Grajales-Nishimura, J. M., López-Infazón, M., 1984. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1160.

Haggerty, S. E., 1976. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: Oxide Minerals, *Mineral. Soc. Amer.*, 3, 300 pp.

Haggerty, S.E. 1976. Oxidation of opaque mineral oxides in basalt, and Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In *Oxide Minerals*, 1st edn., ed. *D. Rumble*, pp. Hg-1-177.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., Smith, D. G., 1990. A geological Time Scale 1989. Cambridge University Press, Cambridge

Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1985. a compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *Geofisica International*, v. 24-4, 577-607.

Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1987. The cinder cones of the Michoacan-Guanajuato, central Mexico: Petrology and Chemistry. *Journal of Petrology*, v. 28, part 2, pp. 241-269.

Hasenaka, T., Uto, K., Uchiumi, S., Yoshida, T., Ishikawa, K., Ramos-Salinas, A., 1994. Science Report, Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Faculty of Sciences, Tohoku University, 27, 43-53 (*in Japanese with English abstract*).

Heider F., Dumlop D. J., Suigiuram, N., 1987. "Magnetic properties of hydrothermally recrystallized magnetic crystals". *Science* , 236, 1287 – 1290.

Heider, F., D. J Dunlop, 1987. Two types of chemical remanent magnetization during oxidation of magnetite, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 46, 24-45.

Jacobo-Albarrán, J., 1986. Estudio petrogenetico de las rocas igneas de la porción central del Eje Neovolcánico. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Open File Report, Proyecto C-2006, 47 p.

Jacobs J. A., 1999. "Geomagnetism" editorial Academic Press. Publishers in London, San Diego, Berkeley, Boston Sydney Tokyo Toronto. The University College of Wales.

Johnson, C. A., 1987. Regional tectonics in central Mexico: active rifting and transtension within the Mexican volcanic belt. *EOS (Trans Am. Geophys. Union)*, 68: 423 (abstract).

Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., 1995. Provenance of Mexican Terranes Isotopic Constrains: *International Geology Review*, 37, 813-824.

Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., 1998. Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1Ga orogen, en Ramos, V., Keppie, J. D. (eds), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper*, 336, 199-210.

Kirschvink, J.L., (1980). The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron.Soc.* 62, 699-718.

Lewis, M., 1968. Some experiments on synthetic titanomagnetites, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16, 295.

Luhr, J., S. Nelson, Allan, J., Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient east-ward spreading-ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.

Martín, R.G., Case, J.E., 1975. Geophysical studies in the Gulf of Mexico. In: A.E.M. Nair and F.G. Stheli (Editors), *The Oceans Basins and Margins. Vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, New York*, 65-106.

McElhinny, M.W., 1973. Paleomagnetism and Plate Tectonics. *Cambridge University Press, Cambridge*, 358 pp.

McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1997. Paleosecular variation ver the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophys. J. Int.*, 131, 240-252.

Michaud, F., Gasse, F., Bourgois, J., Quintero, O., 2000. Tectonic controls on lake ditribution in the Jalisco block area (western México) from Pliocene to present. *Geological Society of America, Special Paper* 334.

Molnar, P., Sykes, L. R., 1969. Tectonic of the Caribbean and Middle. American region from local mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.

Moore, M., Marone, C., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Am. Soc. Bull.*, v.106, 383-394.

Mooser, F., 1968. The Mexican Volcanic Belt - Structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. *Pan. American Symp. Upper Mantle, Mexico*, 15-22.

- Mooser, F., 1972.** The Mexican Volcanic Belt. Structure and tectonic. *Geofísica Internacional, Vol. 12, 55-70.*
- Mooser, F., 1975.** The Mexican volcanic belt: interpretation derived from fractures and form. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union), 36: 1066 (abstract).*
- Murillo-Muñeton, G., Torres-Vargas, R., 1987.** Mapa petrogenético y radiométrico de la Republica Mexicana. Proyecto C-2010. Instituto Mexicano del Petroleo, Subdirección de tecnología de exploración, Internal Report, 256 p.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawezky, R., Mooser, F., Tobschall, H. Werle, D., 1985.** Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional, 24: 477-575.*
- Nieto Obregon, J., Delgado Argote L., Damon, P.E., 1985.** Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional, v. 24, p. 623-663.*
- Nieto Obregon, J., Delgado Argote L., Damon, P.E., 1981.** Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. *Asoc. Ing. Min. Met. Geol. Mex. Memoria XIV° Conv. Nac., 327-361.*
- Nieto-Samaniego, A., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S., Labarthe-Hernandez, G., Rosas-Elguera, J., 1999.** Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bulletin, 111, 347-363.*
- Nishitani, T., Kono, M., 1989.** Effect of low-temperature oxidation on the remanence properties of titanomagnetites. *J. Geomag. Geoelec., 41, 19-38.*
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., Harakal, J. E., 1987.** K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional, 26, 109-158.*
- Nixon, G.T., 1982.** The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull., 93, 514-523.*

- Odin, G. S., y 35 coautores. 1982.** Interlaboratori standards for dating purposes, en Odin. G. S. (ed) Numerical Dating in Stratigraphy: Chichester. Wiley. 123-150.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 1992.** Carta Geológica de la Republica Mexicana, quinta edición escala 1:2000,000: méxico, D.F., UNAM, Instituto de Geología, Secretaría de Energía Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994.** Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed R. C., (ed), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-Garcia, E., 1995.** Oaxaquia , a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic : *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- O'Reilly, W., Banerjee, S. K., 1967.** The mechanism of oxidation in titanomagnetites: a magnetic study, *Min. Mag.* 36, 29.
- O'Reilly, W., 1984.** Rock and Mineral magnetism, Chapman y Hall, Londres, p 220.
- Osete, M. L., Ruíz-Martinez, V. C., Caballero-Miranda, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D. H., 2000.** Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces Mexico: Paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 319, 201-215.
- Özdemir, Ö., 1987.** Inversion of titanomagemites, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 65, 125-136.
- Özdemir, Ö., Dunlop, D. J., 1989.** Chemico-viscous remanent magnetization. in the Fe_3O_4 - γFe_2O_3 system. *Science*, 243, 1043-1047.
- Pacheco, J.F., Valdéz-González, C., Delgado, H., Shri, K., Singh, F. Zúñiga, R. Mortera-Gutiérrez, A., Santoyo, M.A. Domínguez, J., Barrón, R., 1999.** Tectonic implication of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacán Triangle, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 567-577.

- Pardo, M., Suárez, G., 1995.** Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implication. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, No. B7, 12357-12373.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987.** Morphological and Structural Model of Mexican belt. *Geofísica Internacional*, 26, 2, 159-176
- Pasquaré, G., Zanchi, A., 1985.** Cenozoic Volcanism and Tectonics in West Central Mexico, *Rend Acad. Naz. Linci*, 95, 293-301.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991.** Geology of the central sector of Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. *Geol. Soc. Am., Map and Chart series*, MCH 072, 22 p.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Perazzoli, V., Tiberi, M. and Turchetti, F., 1987.** Morphological and structure analysis of the central sector of the Transmexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 26 (2): 177-193.
- Pasquaré, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1986.** Structural behaviour of a continental volcanic arc: the Mexican volcanic belt. *In: F.-C. Wezel (Editor), The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, 509-527.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, L., 1988.** Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, 352-364.
- Petersen, N., 1962.** Untersuchungen magnetischer Eigenschaften von Titanomagnetiten in Basalten des Rauhen Kulm (Operpfalz) in Verbindung mit elektronenmikroskopischer Beobachtung, *z. Geophys.*, 28, 79.
- Petersen, N., 1966.** Beobachtungen einiger mineralogischer und magnetischer Eigenschaften dreier Basaltproben nach unterschiedlicher thermischer Behandlung, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 18, 463.
- Prévot, M., E.A., Maininen, S. Grommé., Lecaille, A., 1983.** High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge. *J. Geoph. Res.*, 88, 2316-2326.
- Quintero Legorreta, O., Suter, M., 1992,** Tectónica extensional activa en la porción centro-occidental de la Faja Volcánica Mexicana, VIII Congreso Latinoamericano de Geología Salamanca, España: 151-156.

- Readman, P.W., O'Reilly, W., 1972.** Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites, (Fe, Ti) O₄. *J. Geomag. Geoelec.*, 24, 69-90
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T., 1995.** Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 107, 612-626.
- Rivera-Cabrera J. H., Tristan-Serrano L. A., 1997.** Geología de la región de Cotija, Michoacán. *Tesis, México D.F., UNAM, 1-104.*
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Maciel-Flores, R., 1989.** Geología del extremo oriental del Graben de Chapala; breve discusión sobre su edad: zonas geotérmicas Ixtlan de los Hervores-Los negritos, México. *Geotermia, Rev. Mexicana Geoenergía*, 5, 3-18.
- Rosas-Elguera, J., Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993.** Ambiente estructural en la frontera norte del bloque Jalisco. Contribuciones de la Tectónica del Occidente de México. Monografía No. 1 UGM, p. 175-192.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy V., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996.** Continental boundaries of the Jalisco Block in the Pliocene-Quaternary Kinematics of western Mexico: *Geology*, 24, 921-924.
- Rosas-Elguera, J., 1997.** Stratigraphy and Tectonic of the Guadalajara Region and Triple-Junction Area, Western Mexico. *International Geology Review*, vol. 39, pp. 125-140.
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998.** Tectonic control on the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *International Geology Review*, 40, 350-362.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia L. M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera M, A., Archibald, D., 2003.** Counter clockwise rotation of the Michoacan Block: implications for the tectonics of western Mexico: *International Geology Review*, 45, 814-826.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez M., Rosas-Elguera, J., 2002.** Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 19, 1-15.

- Ruiz, J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., 1988.** Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.
- Ruiz, J., Tosdal, R., Restrepo, P., Murillo-Muñetón, G., 1999.** Pb Isotope evidence for Columbia- Southern Mexico connections in the Proterozoic , en Ramos, V., Keppie, J. D. (eds), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Boulder, CO, *Geological Society of America Special Paper*, 336, 183-197.
- Ruiz-Martinez, V. C., Osete, M. L., Vegas, R., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D. H., 2000.** Paleomagnetism of Late Miocene to Pliocene volcanics from the TMVB. *Tectonophysics*, 318, 217-233.
- Sato, M., Wright, T. L., 1966.** Oxygen fugacities directly measured in magnetic gases, *Science*, 153, 1103.
- Sedlock, R. L., Ortega –Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993.** Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 278, 153.
- Singh, S.K., Wyss, M., 1976.** Source parameters of the Orizaba earthquake of August 28, 1973. *Geofísica Internacional*, 16, 165-184.
- Singh, S.K., Pardo, M., 1993,** Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico: *Geophysical Research Letters*, v. 20, 1483-1486.
- Solé, J., Enrique, P., 2001.** X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating: *Analytica Chimica Acta* , 440, 199-205.
- Solé,J., Salinas-Carlos, J., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J. E., 2007.** Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México. *Rev. Mex. de Cienc. Geol.* V. 24, N° 1 104-119
- Soler-Arechalde, A. M., Urrutia-Fucugauchi, J., 2000.** Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 235-248

- Steiger, R. H., Jäger, E., 1977**, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, 359-362.
- Stock, J. M., 1993**. Tectónica de placas y evolución del bloque Jalisco, México. GEOS, Bol. UGM. Méx., V. 13, N.3, 3-9.
- Suarez, G., Singh, S.K., 1985**. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic belt, Discussion. *Tectonophysics*, 127, 155-160.
- Suter M., 1991**. State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, *in: Slemmons D.B et al eds., Neotectonics of North America, the geology of North America, Decade Map vol. 1, Geological Society of America*, 401-421.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C. A., 1992**. Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1: *The Venta de Bravo Fault, Journal of geophysical Research* , v. 97, 11983-11993.
- Suter M., 1995** "Active intra-arc extension in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico". Ed., Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States. Geological Society of America, vol. 27, no. 6, 188-189.
- Suter, M., Carrillo, M., Lopez, M., Farrar, E., 1995**. The Aljibes half-graben, active extension at the boundary between the trans-Mexican Volcanic Belt and the southern Basin and Range. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 107, 627-641.
- Tarling, D. H., 1983**. Paleomagnetism, Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology, Chapman and Hall. Londres, p.379.
- Tauxe, L., Catherine, J., Hartl, P., 1996**. Oligocene paleointensity data from DSDP Hole 522. *Eos, Transactions, American Geophysical Unión* 77, no. 46 (19961112): 169-170.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T., Pick, T., 1996**, Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 95, 12337-12350.
- Tibaldi, A., 1989a**, Latest Miocene-Quaternary Tectonics of the Western-Central Mexican Volcanic Belt; From a Left-Lateral Shear to a Triple Junction-Transension Zone, *EOS, Transaction American Geophysical Union*, 70, 43, p. 1309.

- Tibaldi, A., 1989b**, The Pleistocene Fault Pattern in Northern Michoacan Mexico an Example of Tree Dimensional Strain, *Annales Tectonicae*, 3, 1, p. 34-43.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1976**. Estudio paleomagnetico de rocas igneas del noreste del estado de Jalisco, Mexico. Ms Sc Thesis, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, 292pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1980**. Paleointensity determination and K-Ar dating of Tertiary north-east Jalisco volcanics (Mexico) *Geophysics Journal of Royal Astronomic Society*, v. 63, p. 601-618.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1981**. Paleomagnetism of the Miocene Jaltetelco granodiorites and Tepexco volcanic group and inferences of crustal block rotation in central México. *Tectonophysics*, 76, p. 87-110.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1983**. Anisotropy of magnetic susceptibility of a vertical sequence of Middle Jurassic red beds from southern Mexico. Proc. 5th latin American Congr., Buenos Aires. 4, 71-85.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1984**. On the tectonic evolution of Mexico: paleomagnetic constrains. *Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, 12: 29-47.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnel, H., 1988**, Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data, *Phys. Earth Planet. Int.*, 52, 320-329.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Rosas-Elguera, J., 1994**. Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implication for the tectonic of west-central México. *Tectonophysics*, v. 239, 61-71.
- Van Der Voo, R., 1993**. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. *Cambridge Univ. Press, Cambridge U.K.*, 411 pp.
- Verma, S. P., Lopez-Martinez, M., Terrell, D. J., 1987**. Geochemistry of Tertiary igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northeast Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24, 31-45.
- Wallace, P., Carmichael I. S. E., Richter K., Becker T., 1992**. Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance: *Geology*, 20, 625-628.

Watkins, N. D., Gunn, B. M., Baksi, A. K., York, D., Ade-Hall J., 1971. Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1955-1968.

Yañez, P., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern México: implications for Paleozoic North American tectonics : *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.