



UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

Tesis

**ESTABLECIMIENTO DE LA ESTRATIGRAFÍA MAGNÉTICA DEL
EVENTO VOLCÁNICO HIPERALCALINO DEL MIOCENO MEDIO
EN LA SIERRA LIBRE, SONORA, MÉXICO**



Presentada para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

Por:

ANGEL ENRIQUE OLGUIN VILLA

Hermosillo, Sonora a viernes 11 de Enero del 2013

Tesis financiada por los proyectos:

- (1) EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA: Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México, CONACYT 180784, a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano.
- (2) THE TECTONIC EVOLUTION OF THE GULF OF CALIFORNIA, National Science Foundation, Grant No. EAR-0911761, a cargo de la Dra. Joann Miriam Stock.

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



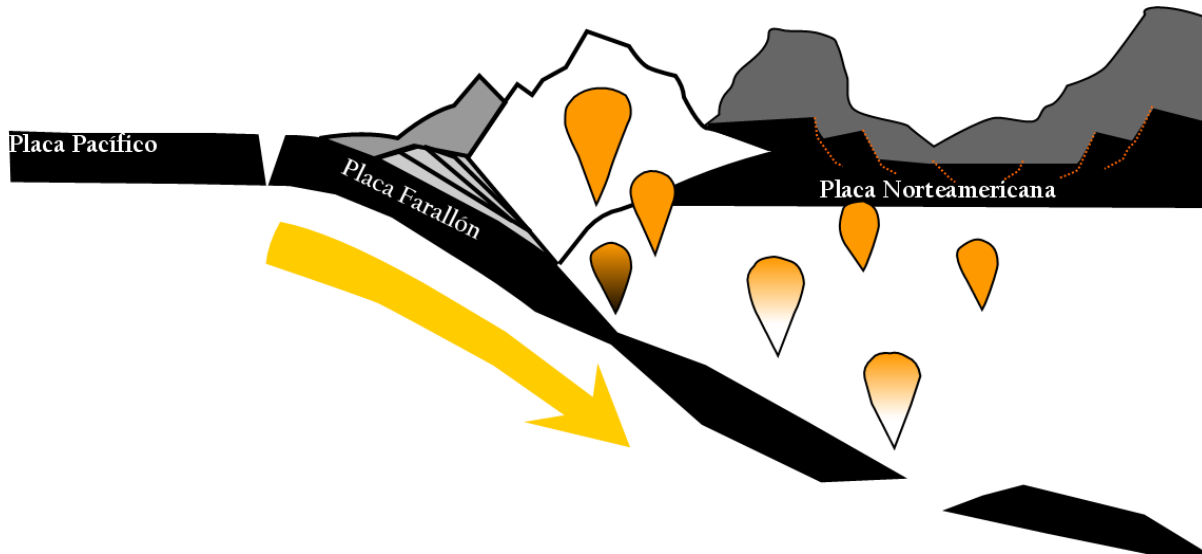
**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

*Esta tesis de Maestría en Ciencias Geología por
Ángel Enrique Olgún Villa,
forma parte del Proyecto CONACYT 180784*

***EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PROTO-GOLFO DE CALIFORNIA:
Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México.***
A cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano



***Director de Tesis: Dr. Jesús Roberto Vidal-Solano¹
Co-Director: Dra. Joann Miriam Stock²***

Sinodales:

***Dr. Francisco Abraham Paz Moreno¹ y
Dr. Ricardo Vega Granillo¹
Dra. Silvia Martínez Retama¹***

¹ Departamento de Geología, Universidad de Sonora (UNISON)

² California Institute of Technology, Division of Geological and Planetary Sciences (CALTECH)





UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

Tesis

**ESTABLECIMIENTO DE LA ESTRATIGRAFÍA MAGNÉTICA DEL
EVENTO VOLCÁNICO HIPERALCALINO DEL MIOCENO MEDIO
EN LA SIERRA LIBRE, SONORA, MÉXICO**

Presentada para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

Por:

ANGEL ENRIQUE OLGUIN VILLA

SINODALES

PRESIDENTE Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

SECRETARIO Dr. Ricardo Vega Granillo

VOCAL Dra. Silvia Martínez Retama



EL SABER DE MIS HIJOS
HARÁ MI GRANDEZA

UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

Hermsillo, Sonora a 13 de Diciembre de 2012

DR. ROGELIO MONREAL SAAVEDRA

Coordinador del Programa

Maestría en Ciencias-Geología

Universidad de Sonora

Presente.-

Por este medio me permito someter a su consideración, de la manera más atenta, el siguiente tema de tesis para su aprobación:

“Establecimiento de estratigrafía magnética del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en la Sierra Libre, Sonora, México”.

Lo anterior es con el fin de que el alumno **Angel Enrique OLGUIN VILLA** pueda presentar su tesis requerida para la obtención de su título de Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro particular, quedo de usted

ATENTAMENTE

“El saber de mis hijos hará mi grandeza”

Dr. Jesús Roberto VIDAL SOLANO

Director

C.c.p. Interesado

C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 17 de diciembre de 2012

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Director de Tesis
Dra. Joann Stock
Codirectora de Tesis

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

"ESTABLECIMIENTO DE ESTRATIGRAFÍA MAGNÉTICA DEL EVENTO VOLCÁNICO HIPERALCALINO DEL MIOCENO MEDIO EN LA SIERRA LIBRE, SONORA, MÉXICO"

Esto es con el fin de que el alumno: **ANGEL ENRIQUE OLGUÍN VILLA**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno	Presidente
Dr. Ricardo Vega Granillo	Secretario
Dra. Silvia Martínez Retama	Vocal
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano	Vocal

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo

NOMBRE DE LA TESIS:

**“ESTABLECIMIENTO DE ESTRATIGRAFÍA MAGNÉTICA DEL EVENTO
VOLCÁNICO HIPERALCALINO DEL MIOCENO MEDIO EN LA SIERRA LIBRE,
SONORA, MÉXICO”**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

ANGEL ENRIQUE OLGUIN VILLA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Francisco A. Paz Moreno

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Ricardo Vega Granillo

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dra. Silvia Martínez Retama

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Jesús R. Vidal Solano

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dra. Joann M. Stock

A t e n t a m e n t e

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología

AGRADECIMIENTOS

Mi más sincera gratitud al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por permitirme ser becario durante 2 años (No. CVU 373764-Programa 001960) dentro del programa de Maestría en Ciencias-Geología de la Universidad de Sonora, al apoyo recibido de la Universidad de Sonora a través de la División de Ciencias Exactas y Naturales y al Departamento de Geología y por el financiamiento otorgado por parte del proyecto #180784-Ciencia Básica CONACYT: “*Evolución geodinámica del Proto-Golfo de California: Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México*” a cargo del Dr. Jesús Roberto Vidal Solano.

Por otorgarme apoyo financiero para realizar dos estancias de investigación en el California Institute of Technology, Division of Geological and Planetary Sciences (CALTECH) con el apoyo de la Dra. Joann M. Stock, agradezco al Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, al Proyecto *The Tecnonic Evolution of The Gulf of California*, a cargo de la Dra. Joann M. Stock y al CONACYT por haberme autorizado un apoyo complementario denominado Beca Mixta modalidad en el extranjero, a estas instituciones y proyecto, muchas gracias.

Al personal administrativo principalmente a la M. C. Norah O. Armenta I. por su apoyo y buena disposición para la gestión de los trámites correspondientes para mi participación en congresos, apoyos para la realización de este trabajo de tesis y para las estancias realizadas por mi persona y por mi Co-director de tesis Dra. Joann M. Stock. Así mismo extendiendo mi gratitud al Lic. Narciso Navarro Gómez por su apoyo en la difusión de nuestro trabajo a través de su programa de radio y por su interés en conocer y participar en la metodología de trabajo de campo para el muestreo de ejemplares para estudios paleomagnéticos.

Las ideas plasmadas en este documento de tesis, representan el fruto de un trabajo en equipo el cuál fue posible gracias a la oportunidad, confianza y apoyo incondicional de mis directores de tesis, es por eso que expreso un muy especial agradecimiento al Dr. Jesús Roberto Vidal Solano y a la Dra. Joann M. Stock, quiénes me brindaron la motivación para el desarrollo de este trabajo y el apoyo con abundantes discusiones que llevaron a lograr la culminación de este trabajo, por lo que esta tesis es para ustedes.

A mis sinodales Dr. Francisco Abraham Paz Moreno, Dr. Ricardo Vega Granillo y Dra. Silvia Martínez Retama, agradezco infinitamente su apoyo para la revisión y corrección de este trabajo, ya que sus aportaciones representan parte fundamental de este manuscrito.

Al Dr. Luis Alba Valdivia le agradezco el habernos apoyado con el préstamo de la Maquina Nucleadora para el muestreo de los núcleos que se utilizaron en este trabajo, sinceramente gracias.

Por la confianza y apoyo brindado para el acceso a la Sierra Libre, agradezco al Sr. Humberto Escalante del Rancho La Palma y a los hermanos Pedro y Jesús Moreno del Rancho el Pilar.

A los grandes maestros de CALTECH de los cuáles aprendí lo poco que sé sobre la temática de paleomagnetismo, Joseph Kirschvink y Tim Raub. Gracias por su disponibilidad para discutir los resultados de las muestras analizadas pero sobre todo gracias por impartirme el conocimiento que

me forma y permite llegar hasta este punto. A mis compañeros de clase durante el intercambio en CALTECH, Steve Skinner y Sarah Slotznick, gracias por su ayuda al utilizar el magnetómetro Shoemaker.

Dedico este trabajo a mis amigos que siempre me apoyaron desde el inicio de la maestría hasta su culminación. A Alejandra Marisela Gómez Valencia, sin tu apoyo tanto en trabajo de campo como en trabajo de gabinete la finalización del manuscrito no hubiera sido posible, pero sobre todo muchas gracias por tu amistad incondicional, eres una gran persona.

A Santa Barrera Guerrero agradezco sus atinados comentarios y material proporcionado respecto a la geología de la Sierra Libre, tu trabajo sirve como pilar para el mío propio y del cuál estoy muy agradecido de haber formado parte. A Elizard González Becuard por su valiosa colaboración en la recolección de los núcleos orientados y el carisma que sin duda hace que tiempos difíciles cobren sentido de nuevo. A René Fernández de la Torre, gracias por tu valiosa ayuda en campo y la preparación de las muestras en laboratorio. A Marcos Corro Ortiz, Luis Velderrain Rojas y Arnoldo Arvayo Molina agradezco su ayuda en el trabajo de campo y admiro su iniciativa por aprender cosas nuevas, nunca pierdan esa visión que los separa de los demás.

A Scott Bennett y a Mike Darin, gracias por su disposición y amabilidad para discutir los datos paleomagnéticos y espero verlos más seguido en los congresos que frecuentamos.

Sin duda alguna una pieza fundamental para el desarrollo de este trabajo son mi familia. A mis padres Roberto Olguín Domínguez y Rita Cecilia Villa Castro, mis hermanos Andrés Roberto y Mónica Cecilia Olguín Villa. A pesar de las adversidades enfrentadas con el paso del tiempo siempre permaneceremos unidos en corazón y espíritu, gracias por formar parte de mi vida.

Los nombres escritos aquí no representan en su totalidad a las personas que me ayudaron o apoyaron durante la realización de este trabajo, así que aprovecho para agradecer a todas esas personas que siempre estuvieron ahí cuando los necesité. Gracias a todos de corazón.

Resumen

Los avances petrológicos en la secuencia volcánica del Mioceno medio en el Nw de México han mostrado la presencia de magmas anorogénicos post-arco asociados con el proto-Golfo de California. En este estudio, la técnica paleomagnética es aplicada para la determinación de la estratigrafía magnética de los vestigios más completos de la secuencia anorogénica en la Sierra Libre ubicada aproximadamente a 45 kilómetros al sur de Hermosillo, Sonora, México. Este evento volcánico es principalmente silíceo y regularmente se conoce por la gran extensión de una de sus unidades conformada por un depósito ignimbrítico ampliamente reconocido en el NW de México, como la Toba de San Felipe en Baja California y como la Ignimbrita de Hermosillo en Sonora (TSF-IGH). Un muestreo sistemático de una pila de 180 metros de unidades lávicas y piroclásticas fue efectuado en los cañones El Galindro y El Cajete, donde se realizó una perforación in situ con más de 100 núcleos. Los resultados paleomagnéticos obtenidos muestran que las direcciones de remanencia magnética característica de las unidades estudiadas en la Sierra Libre son de polaridad inversa. Este fenómeno puede estar asociado a una transición de inversión del campo geomagnético o a una excursión del campo geomagnético durante la subcrona de polaridad invertida **C5r.3r** de Gradstein *et al.* (2012), que comprende un rango de edad de 11.657-12.049 Ma. Además, dichas magnetizaciones siguen un camino "secuencial" en sentido contrario a las manecillas del reloj. Los resultados de la remanencia paleomagnética de la TSF-IGH muestran ser iguales o muy similares a los reportados en la literatura para vectores de referencia magnética estable, sugiriendo que no existe una rotación importante en el bloque que contiene la secuencia estudiada. Finalmente, el conjunto de resultados paleomagnéticos obtenidos en este trabajo, aunado al conocimiento petrológico de la secuencia estudiada, permite proponer que la ocurrencia del evento post-arco tuvo lugar en el Tortonian, como respuesta a un cambio geológico mayor, registrando así el límite entre el Mioceno Medio y el Mioceno Tardío.

Contenido

Agradecimientos

Resumen

1	Introducción.....	1
1.1	Localización de la zona de estudio.....	6
1.2	Justificación del estudio.....	7
1.3	Objetivos.....	8
2	Geología General.....	10
2.1	Marco Tectónico.....	10
2.2	Geología regional y trabajos previos.....	12
2.3	Geología de la Sierra Libre.....	16
3	Método paleomagnético.....	26
3.1	Metodología.....	27
3.2	Desmagnetización por campos alternos.....	33
3.3	Magnetómetro SQUID.....	35
4	Estratigrafía magnética en la Sierra Libre	38
4.1	Remanencia magnética característica.....	38
5	Discusión y Conclusiones.....	48
5.1	Discusión.....	48
5.1.1	Comportamiento y fiabilidad de los resultados paleomagnéticos.....	48
5.1.2	Ubicación en el tiempo y en la escala de polaridad geomagnética.....	51
5.1.3	Implicaciones petrogenéticas.....	56
5.2	Conclusiones.....	57
5.3	Perspectivas.....	58
6	Bibliografía.....	59
	Anexos.....	69

Capítulo 1 Introducción

La presente Tesis fue desarrollada para resolver un problema específico utilizando al paleomagnetismo como una técnica física que ayudara a reconocer, caracterizar y ordenar con mayor detalle las unidades de una misma composición química, presentes en una secuencia volcánica de gran interés geológico para la evolución magmática del Mioceno en el Estado de Sonora.

Paleomagnetismo

El Paleomagnetismo, es decir, el estudio del magnetismo de las rocas antiguas aporta valiosa información en amplios campos del conocimiento geológico. Una de las principales contribuciones, es la reconstrucción del movimiento de los continentes a través del tiempo geológico, gracias a la información grabada en los minerales magnéticos al momento de su enfriamiento. A su vez, esta disciplina también comprende las características de la naturaleza dipolo o no-dipolo del campo magnético, su variación en intensidad y las inversiones de polaridad ([Butler, 1992](#)).

Muchas rocas son lo suficientemente magnéticas a tal grado que un simple aparato puede detectar su magnetización natural, por ejemplo; los minerales en las rocas ígneas generalmente adquieren su magnetización por el proceso de termo-remanencia, al enfriarse y grabar las características del campo geomagnético, se dice que han pasado por debajo de su punto de temperatura Curie. Por otro lado, las rocas sedimentarias (particularmente las areniscas rojas) pueden adquirir su magnetización natural de varias maneras y en ocasiones más complejas. Pueden adquirir su magnetismo por el crecimiento químico de material magnético y/o también

por la deposición de granos magnéticos (Para consultar sobre el origen del magnetismo remanente natural véase [Butler, 1992](#), Capítulo 3).

De cualquier manera, ambos tipos de rocas graban la dirección del campo magnético en el lugar y tiempo en que se lleva a cabo la magnetización, que usualmente, pero no siempre, es el lugar de formación de las rocas mismas. El análisis derivado de la medición de dicha magnetización ha ayudado a comprender con precisión el funcionamiento del campo magnético a través de la historia geológica. Hoy en día sabemos que el campo magnético terrestre está sujeto a variaciones y fluctuaciones considerables y aparentemente aleatorias, habiéndose producido además inversiones de la polaridad, las cuales han provocado que durante algunas épocas el polo norte magnético se situara en el polo sur geográfico y viceversa ([Merrill y McFadden, 1999](#)).

En este estudio, la técnica paleomagnética es aplicada para la determinación de la estratigrafía magnética de un importante evento magmático anorogénico ocurrido en el Mioceno medio ([Vidal-Solano, 2005](#)), evento volcánico silícico que se conoce principalmente por la gran extensión de un depósito ignimbrítico ampliamente reconocido en el NW de México, como la Toba de San Felipe en Baja California (TSF, [Stock et al., 1999](#); [Oskin et al., 2001](#); [Olguín-Villa et al., 2010](#); [Olguín-Villa 2010](#)), y como la Ignimbrita de Hermosillo en Sonora ([Paz-Moreno et al., 2000](#); [Vidal-Solano, 2005](#); [Vidal-Solano et al., 2007](#); [Bennett, 2009](#); [Vidal-Solano y Stock, 2010a](#); [Vidal-Solano y Stock, 2010b](#), [Darin, 2011](#); [Gómez-Valencia, 2011](#), [Barrera-Guerrero, 2012](#)).

Volcanismo hiperalcalino

El Mioceno medio (~12 Ma) en el Noroeste de México, es representado por episodios magmáticos asociados con la apertura del proto-Golfo de California ([Figura 1](#), [Vidal-Solano, 2005](#)). Este magmatismo, de características anorogénicas, marca el paso al cambio tectónico del cese de una actividad de subducción al desarrollo de un adelgazamiento y ruptura cortical ([Stock y Hodges, 1989](#)). Evidencia de dicho evento es manifestado por la aparición de rocas máficas con firmas de serie magmática transicional ([Vidal-Solano, 2005](#)), acompañado de un gran volumen de rocas félsicas altamente diferenciadas y de afinidades hiperalcalinas ([Paz-Moreno et al., 2000](#); [Vidal-Solano, 2005](#); [Gómez-Valencia, 2011](#), [Barrera-Guerrero, 2012](#)). Los afloramientos de estas rocas hiperalcalinas que se encuentran en Sonora central, ocurren en domos y coladas riolíticas intercaladas con episodios de corrientes piroclásticas densas ([Vidal-Solano et al., 2007](#)), mientras que el mismo volcanismo silícico en Baja California es representado solo por la Toba de San Felipe, una unidad derivada de un gran evento explosivo de tipo ignimbrítico ([Stock et al., 1999](#); [Oskin et al., 2001](#); [Bennett, 2009](#); [Olguín-Villa et al., 2008](#); [Olguín-Villa, 2010](#); [Olguín-Villa, et al., 2010](#)).

La Toba de San Felipe es una riolita ignimbrítica hiperalcalina, de tipo comendita, que fue primeramente reconocida en Baja California en un área entre San Felipe, Puertecitos y la Sierra San Pedro Mártir ([Stock et al., 1999](#)). En esta zona ocurre densamente soldada con un vitrófiro negro a la base, con espesores potentes y facies de reomorfismo ([Stock et al., 1999](#)). Esta unidad es ampliamente reconocida tanto en Baja California como en Sonora Central, por tener una dirección

paleomagnética inusual, la cual revela una dirección de remanencia magnética inversa hacia el suroeste y casi horizontal (Stock et al., 1999; Oskin et al., 2001; Hernández et al., 2008; Bennett, 2009; Olguín-Villa, 2010; Darin, 2011, Olguín-Villa et al., 2012) efecto que se atribuye a su enfriamiento ocurrido probablemente durante un cambio de polaridad y/o una excursión del campo geomagnético (Olguín-Villa, et al., 2011).

Debido a la amplia distribución de este pulso ignimbrítico (Figura 1), se considera un excelente marcador estratigráfico para el Mioceno medio y para las reconstrucciones tectónicas del NW de México (Stock y Hodges, 1989; Oskin, 2002; Vidal-Solano et al., 2007; Bennett, 2009, Olguín-Villa, 2010; Darin, 2011).

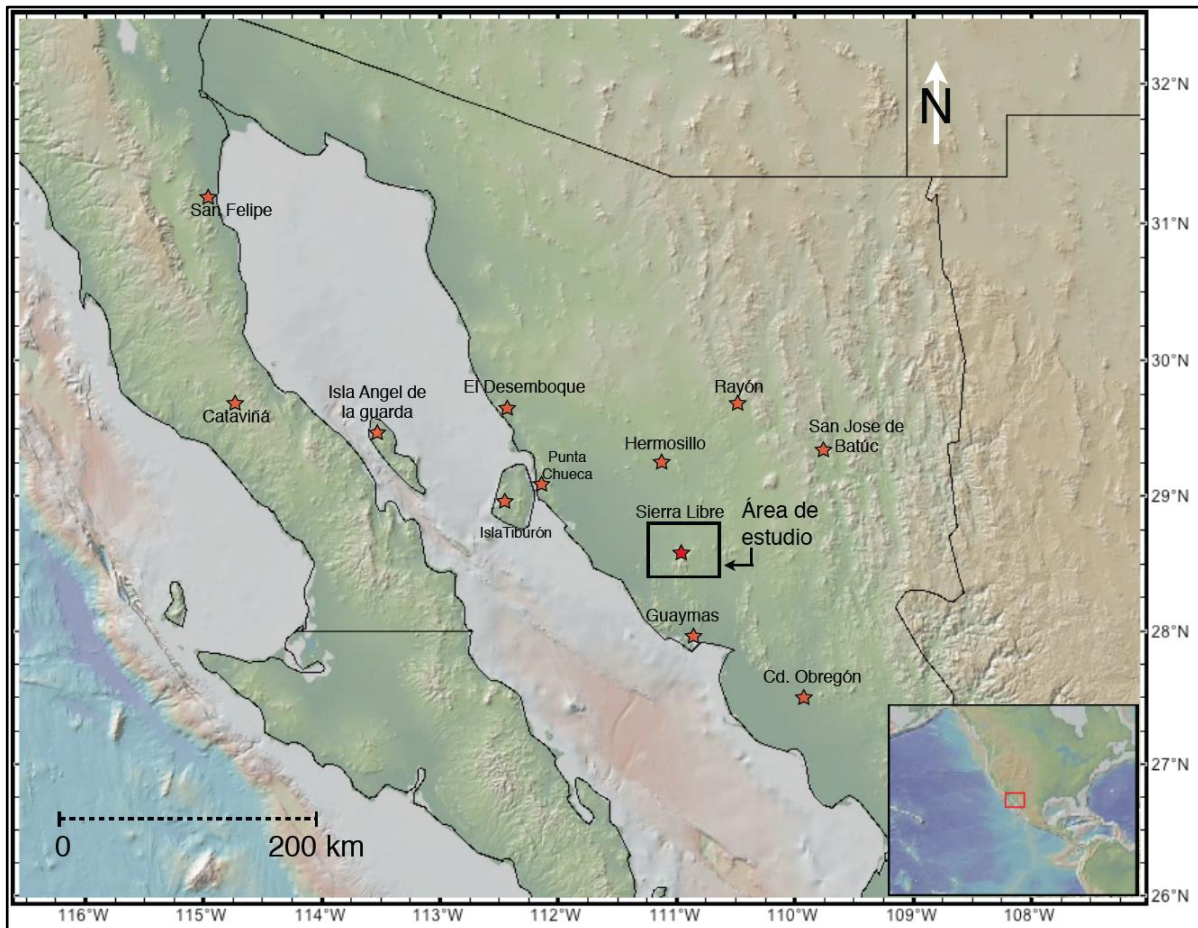


Figura 1; Mapa esquemático del NW de México mostrando la distribución del volcanismo hiperalcalino marcado en estrellas modificado de Vidal-Solano, 2005.

Los datos derivados de muchos estudios realizados sobre este magmatismo riolítico anorogénico en el NW de México contemplan; su cartografía y distribución apoyados en imágenes satelitales para su delimitación espacial, muestreo sistemático para diversas técnicas como elaboración de secciones pulidas, geoquímica, dataciones isotópicas ([Gómez-Valencia et al., 2009](#); [Olguín-Villa et al., 2008](#); [Palomino-Medina y Vidal-Solano, 2009](#)), estudios de petro-fábrica y estudios paleomagnéticos ([Pacheco-Hoyos y Vidal-Solano, 2009](#); [Olguín-Villa, 2010](#); [Vidal-Solano et al., 2010a](#)).

En particular, [Barrera-Guerrero \(2012\)](#), sienta las bases geológicas del área de Sierra Libre (ubicada geográficamente a 50 km al sur de Hermosillo, Sonora), donde manifiesta la importancia de este lugar al realizar la cartografía geológica y establecer el control estratigráfico del área.

En su estudio, [Barrera-Guerrero \(2012\)](#), agrupa unidades en paquetes que comprenden ambientes tectónicos diferentes, en las cuales se reconoce un volcanismo orogénico compuesto principalmente por dacitas calco-alcalinas, seguido por un volcanismo anorogénico de afinidad genética transicional y finalmente por un volcanismo anorogénico de afinidad toleítica.

El segundo paquete descrito por [Barrera-Guerrero \(2012\)](#), alberga el registro más completo del volcanismo hiperalcalino, donde se reconoció una gruesa pila de unidades tanto piroclásticas como lavas, con un espesor de ~180 metros. Dicha secuencia ocurre en los Cañones El Galindro y El Cajete, donde fue muestreada sistemáticamente para la obtención de la estratigrafía magnética desarrollada en el

presente estudio y contribuye al conocimiento de este importante evento volcánico del Mioceno Medio (Olguín-Villa et al., 2011, Olguín-Villa et al., 2012).

1.1 Localización del área de estudio

El macizo rocoso de la Sierra Libre está localizado a 50 kilómetros al Sur de la ciudad de Hermosillo (Figura 2), capital del Estado de Sonora, está orientado con dirección NW-SE y cuenta con una extensión de 600 km² y elevación máxima de 1,160 m.s.n.m, derivado de la construcción de intenso volcanismo félsico comprendido por potentes coladas riolíticas interdigitadas con depósitos derivados de actividades explosivas principalmente de tipo ignimbrítico. Fisiográficamente, la Sierra Libre colinda al Sur con la Sierra Santa Úrsula, al Sureste con el Graben de Empalme, al este con la Sierra San Antonio y Sierra Bacatete, y finalmente al oeste con la Sierra El Aguaje.

La carretera internacional No.15 que conecta a Hermosillo con el puerto de Guaymas permite el tránsito por el costado occidental de la Sierra Libre. Un importante acceso localizado en el kilómetro 207, ubicado en el Rancho La Palma conduce mediante una brecha de terracería al área de estudio, localizada en las cercanías del Rancho el Pilar (Figura 2).

Stock y Hodges (1989) sitúan a la Sierra Libre dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California, la cual comprende un área de 100 km de ancho que abarca la costa actual del Golfo de California. Dicha provincia, es generada en el Mioceno Tardío por una sistema de estructuras extensionales con orientaciones NNW-SSE (Dokka y Merriam, 1982; Henry, 1989; Stock y Hodges, 1989).

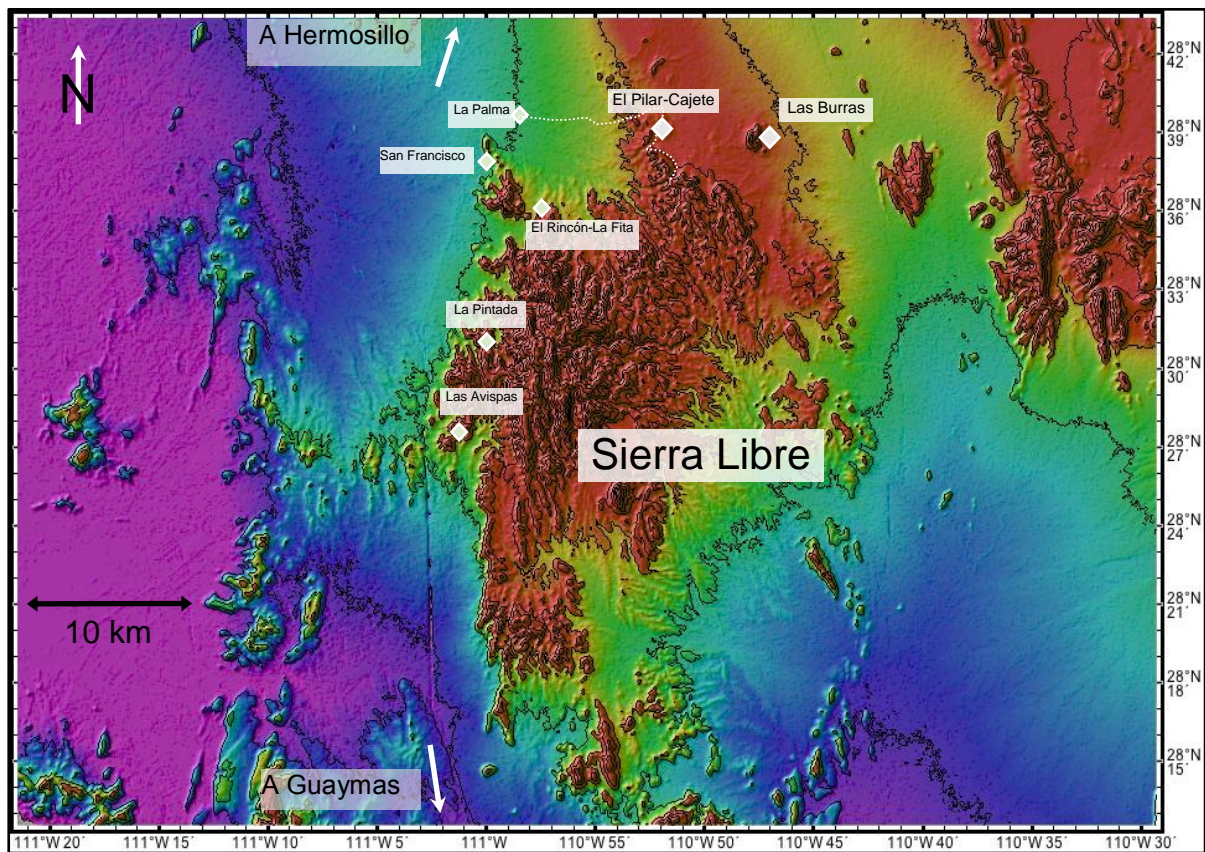


Figura 2; Esquema del relieve en la Sierra Libre, la elevación se muestra con curvas de nivel cada 200 metros. Se identifican en el mapa puntos de interés reconocidos por [Barrera-Guerrero \(2012\)](#).

1.2 Justificación del estudio

En el trabajo de licenciatura titulado “*Estudio físico y químico del volcanismo hiperalcalino en la región de Cataviña, Baja California*” de [Olguín-Villa \(2010\)](#), desarrollado bajo el proyecto de ciencia básica CONACYT #12203-8888000 (Clave 61198); se reconoce la presencia de manifestaciones piroclásticas soldadas de tipo ignimbrítico. Esta unidad representa al margen Oeste del volcanismo hiperalcalino en la región de Baja California, en el área de Cataviñá y el Valle de San Agustín ([Olguín-Villa, 2010](#)). En estos lugares, la ocurrencia de dicha unidad es de espesores reducidos, no llegando a superar los 30 metros y las características de sus facies nos indican que proviene de un punto distal a su depósito. Muchos estudios

paleomagnéticos muestran que estos depósitos son correlacionables con varios puntos en Baja California y Sonora central, demostrando que se trata de una sola unidad de enfriamiento ([Stock et al., 1999](#); [Oskin et al., 2001](#); [Hernandez et al., 2008](#); [Bennett, 2009](#); [Olguín-Villa, 2010](#); [Darin, 2011](#), [Olguín-Villa et al., 2012](#)). Además, estudios de vulcanología física, petro-fábrica y anisotropía de susceptibilidad magnética sugieren que la localidad de emisión de este majestuoso pulso anorogénico pudiera estar ubicada en Sonora ([Olguín-Villa, 2010](#); [Skinner et al., 2012](#)).

[Barrera-Guerrero \(2012\)](#) reconoce que la distribución de los vestigios volcánicos hiperalcalinos y sus asociaciones litológicas aumentan considerablemente en volumen hacia la Sierra Libre, proponiendo que la Sierra Libre representa el punto de emisión de la Toba de San Felipe/Ignimbrita de Hermosillo; así como del apilamiento anómalo de unidades félsicas hiperalcalinas que aflora en sus cañones.

Teniéndose bien sentadas las bases de su caracterización geológica y agrupación en unidades petrológicas ([Barrera-Guerrero, 2012](#)), nace la oportunidad de estudiar la secuencia de este volcanismo hiperalcalino ubicada en El Cajete-El Galindro, desde otro punto de vista. Este nuevo enfoque contempla el uso de técnicas paleomagnéticas con la intención de establecer la estratigrafía magnética de todas las unidades pertenecientes al volcanismo hiperalcalino el cuál será desarrollado ampliamente en este trabajo.

1.3 Objetivos

En este estudio se pretenden establecer con la aplicación de la técnica paleomagnética, los siguientes objetivos:

- a) Un control de la estratigrafía magnética para el Mioceno Medio en Sierra Libre.
Esto implica la obtención de las características de remanencia magnética de cada una de las unidades presentes en el evento de volcanismo hiperalcalino.
- b) Acotar un rango temporal, preciso, de la ocurrencia de dicho evento volcánico.
- c) Comprobar, con el uso de técnicas paleomagnéticas, la presencia de la Toba de San Felipe-Ignimbrita de Hermosillo y su correlación con las localidades reportadas en Sonora y Baja California.
- d) Caracterizar la mineralogía magnética mediante el uso de las técnicas de temperatura de Curie.

Capítulo 2 Geología general

2.1 Marco tectónico

La evolución tectónica del Noroeste de México, fue dominada desde el Cretácico tardío hasta el Mioceno medio por un régimen orogénico. La subducción de la Placa Farallón durante el Neógeno consistió en la separación de la Placa Farallón en diversas placas - las mas cercanas a Baja California eran las tres microplacas oceánicas llamadas Soledad, Guadalupe y Magdalena, que se subdujeron con vergencia al Este bajo la placa de Norte América ([Atwater, 1970](#); [Atwater, 1989](#)).

Una de las principales consecuencias de este proceso tectónico se manifiesta en el margen continental con la aparición de un intenso magmatismo, produciendo grandes cinturones batolíticos con orientaciones NW-SE distribuidos entre el Sur de Estados Unidos y el Noroeste de México ([Damon et al., 1983](#)). De la misma forma, un metamorfismo regional fue desarrollado entre 90 y 45 millones de años durante la Orogenia denominada Larámide ([Damon, 1983](#)). Este fenómeno es representado principalmente por tres dominios: 1) un primer sector Noroccidental que es caracterizado por una deformación con estructuras de tipo dúctil derivadas de un dominio estructural profundo, que aflora gracias a la importante exhumación que ocurrió en el Terciario, 2) un dominio central que es caracterizado por una deformación de tipo “thick-skin” con bloques levantados a lo largo de fallas inversas con fuerte inclinación y, 3) el tercer dominio desarrollado en la porción oriental que se considera una transición entre el dominio central y la Sierra Madre Oriental, donde se depositaron gruesas secuencias sedimentarias marinas o continentales que

facilitaron la deformación tangencial superficial de tipo “thin-skin” (Calmus et al., 2010).

Durante el Mioceno, al fragmentarse la placa Farallón en microplacas, se crea un punto triple entre las placas de Farallón, Pacífico y Norte América que migró hacia el sur (Atwater, 1970). Sin embargo, al Sur del mismo, la subducción de la microplaca de Guadalupe dio origen al magmatismo en Baja California, dando lugar a la formación del arco Comondú de ~ 22 a 11 Ma (Lopez-Martínez et al., 2010).

En la latitud de Sonora, entre 15 y 11 Ma, se evidencia un cambio de régimen tectónico y la aparición de un volcanismo denominado post-subducción, que fue derivado de un equilibrio térmico entre la micro-placa subducida y la astenósfera (Till et al., 2006). En este periodo se presenta una extensión cortical generalizada en la porción Oeste y Suroeste de la placa de Norteamérica con la subsiguiente formación de la Provincia Extensional del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989; Figura 3). Una primera etapa entre 12 y 11 Ma, comprende una región denominada Proto-Golfo (Karig y Jensky, 1972.; Stock y Hodges, 1989; Martín-Barajas et al., 1995), que es caracterizada por la formación de un rift intracontinental y por la aparición de un volcanismo hiperalcalino (Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano et al., 2007; Vidal-Solano et al., 2008). A esta etapa se asocian las estructuras extensionales como el Graben de Empalme, localizado entre las Sierras de Santa Úrsula y el Bacatete, al SE de la Sierra Libre (Roldan-Quintana et al., 2004; Figura 4 y 5). La segunda etapa ocurre posterior a los 6 Ma y comprende la incorporación de la Península de Baja California a la Placa del Pacífico desarrollando un desplazamiento en dirección NW con respecto a la Placa Norteamericana (Martín-Barajas et al., 2001). Este movimiento es

responsable de la abertura del Golfo de California que permanece activa en la actualidad y se piensa que su desplazamiento general es de 300 kilómetros.

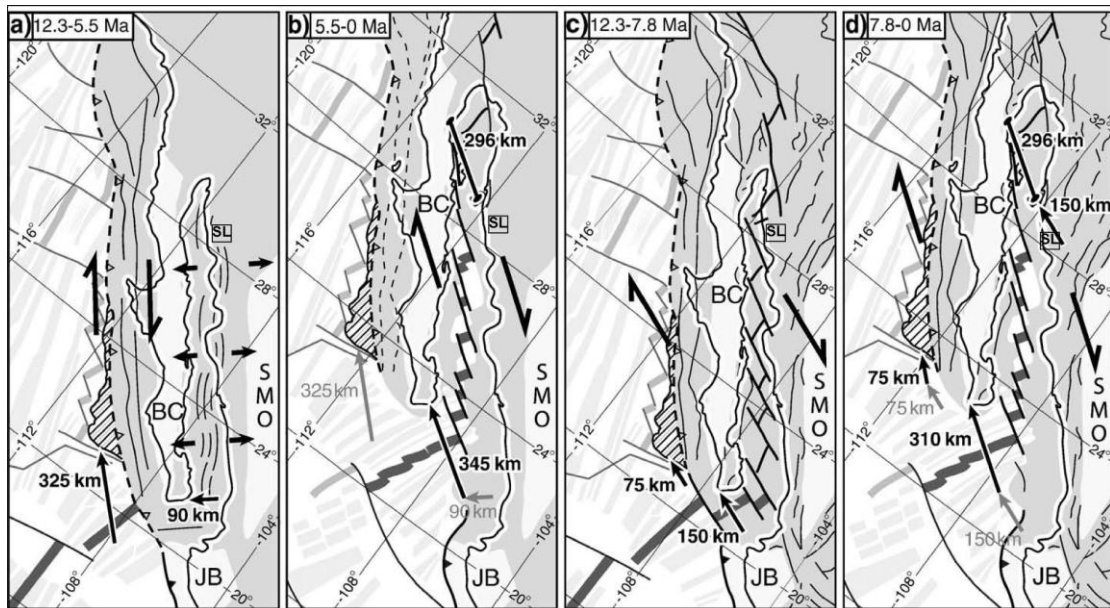


Figura 3.- Modelos cinemáticos existentes para la evolución tectónica de El Golfo de California (modificado de Seiler et al., 2010).- Modelo en dos etapas: (a) cinemática dividida en una zona de extensión lateral al Oeste de Baja California y otra de tipo extensión ortogonal al Este, formando la Provincia Extensional del Golfo entre 12.3 y 5.5 Ma. (b) Deformación en fallas transformantes al Oeste de Baja California a partir de ~5.5 Ma. Modelo en una sola etapa trastensiva: (c) cizalla trastensional afectando dos zonas en lados opuestos de Baja California entre 12.3 y 7.8 Ma. (d) Deformación rotacional en sentido de las manecillas del reloj desde los 7.8 Ma continuando la cizalla transtensional en la Provincia Extensional del Golfo de California. La corteza continental afectada es mostrada en tono intermedio de gris, los bloques no fallados en blanco, las anomalías magnéticas en gris claro, los centros activos de expansión oceánica en líneas negras, los centros abandonados de expansión oceánica en líneas gris oscuro, las líneas negras que conectan Baja California con Sonora en las figuras b y d, correlacionan los depósitos volcánicos propuestos por Oskin y Stock (2003). SL, Sierra Libre; BC, Baja California; JB, Bloque Jalisco; SMO, Sierra Madre Occidental.

2.2 Geología regional y trabajos previos.

De acuerdo con los trabajos previos sobre la geología de la región, [Barrera-Guerrero](#) menciona en su tesis de Maestría (2012): que las rocas más antiguas se ubican al noreste del área de estudio en las inmediaciones de la zona minera La Colorada ([Peña-Leal et al., 2000](#)) y corresponden a secuencias sedimentarias del Paleozoico que van del Cámbrico Medio al Pérmico, compuestas de lutitas con

intercalaciones de calizas, así como de calizas y areniscas con lentes de pedernal. Unidades del Triásico Tardío que forman potentes secuencias de areniscas-calizas y areniscas-lutitas, con algunos conglomerados, pertenecen al Grupo Barranca. En discordancia sobre las rocas anteriores ocurren unidades del Cretácico Superior consistentes en derrames volcánicos y tobas andesíticas pseudo-estratificadas con algunos sedimentos, los cuales son correlacionables con la Formación Tarahumara que se interpreta como parte de un arco volcánico continental.

Cuerpos intrusivos de afinidad calcoalcalina pertenecen al Cretácico Tardío-Terciario como producto de la subducción de la Placa Farallón. Estas rocas que han sido fechadas entre 90 y 40 Ma ([Damon et al., 1983](#); [Mead et al., 1988](#); [Richard et al., 1989](#); [Gans, 1997](#); [Calmus et al., 2010](#)) se encuentran dispuestas en cinturones orientados NW-SE. En los alrededores de la ciudad de Hermosillo presentan una edad de cristalización de 68 a 60 Ma y una edad de enfriamiento de 50 a 48 Ma ([Calmus et al., 2010](#)). Estos plutones se describen como granitoides de cuarzo-diorita y granito, con fases más tardías caracterizadas por plutones porfídicos de composición similar. Estas rocas son cortadas por diques aplíticos, pegmatíticos y lamprofídicos ([Orozco-Garza, 2003](#)). En la región de estudio [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) a identificado a estas rocas aflorando en la zona norte de la Sierra Libre.

Durante principios del Mioceno se desarrolla el evento distensivo *Basin and Range* produciendo una fisiografía marcada por grandes fosas tectónicas y exhumación de bloques corticales ([Figura 4](#)). Estos pilares tectónicos al fracturarse y erosionarse dieron paso al depósito de sedimentos clásticos en las cuencas intermontanas, dando origen a la Formación Báucarit reconocida originalmente por [King](#)

(1939). Esta secuencia molásica está conformada por conglomerados polimícticos, areniscas y ocasionales lentes de tobas félsicas y basaltos. Vestigios de esta formación ocurren al oriente de la Sierra Libre, en la base de la Sierra Lista Blanca, sobre-yaciendo a la Formación Barranca (Morales-Montaña et al., 1990; Bartolini et al., 1991); así como en la parte norte de las sierras San Antonio y El Bacatete (Peña-Leal et al., 2000; Figura 4 y 5).

Las rocas volcánicas emplazadas de manera continua durante el Mioceno ocurren principalmente en la porción sur, dentro de la región de Guaymas – Sierra Santa Úrsula (Figura 4 y 5). En esta última, Mora-Álvarez y McDowell (2000) describieron la geología y fecharon las rocas volcánicas definiendo la edad de la secuencia entre 23 y 8 Ma. En esta secuencia destacan grandes volúmenes de dacitas, riolitas, derrames piroclásticos y lahares, que forman la llamada “Ventana felsic unit” datada por el método isotópico K/Ar entre 12.3 y 11.4 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000).

En la porción oriental de la Sierra Santa Úrsula y como parte de la secuencia terciaria, Cochemé (1981), reporta la presencia de granófiros, con una edad calculada por K/Ar en plagioclasas de 12.08 ± 0.36 Ma, y 11.74 ± 0.35 Ma en roca total (Paz-Moreno, 1992). Finalmente, en la zona entre la Sierra Santa Úrsula y Empalme, Mora-Álvarez y McDowell (2000) reportaron edades isotópicas entre 10.3-8.5 Ma para las rocas volcánicas más jóvenes de composición basáltica que componen los flancos del Graben de Empalme (Roldan-Quintana et al., 2004; Figura 5).

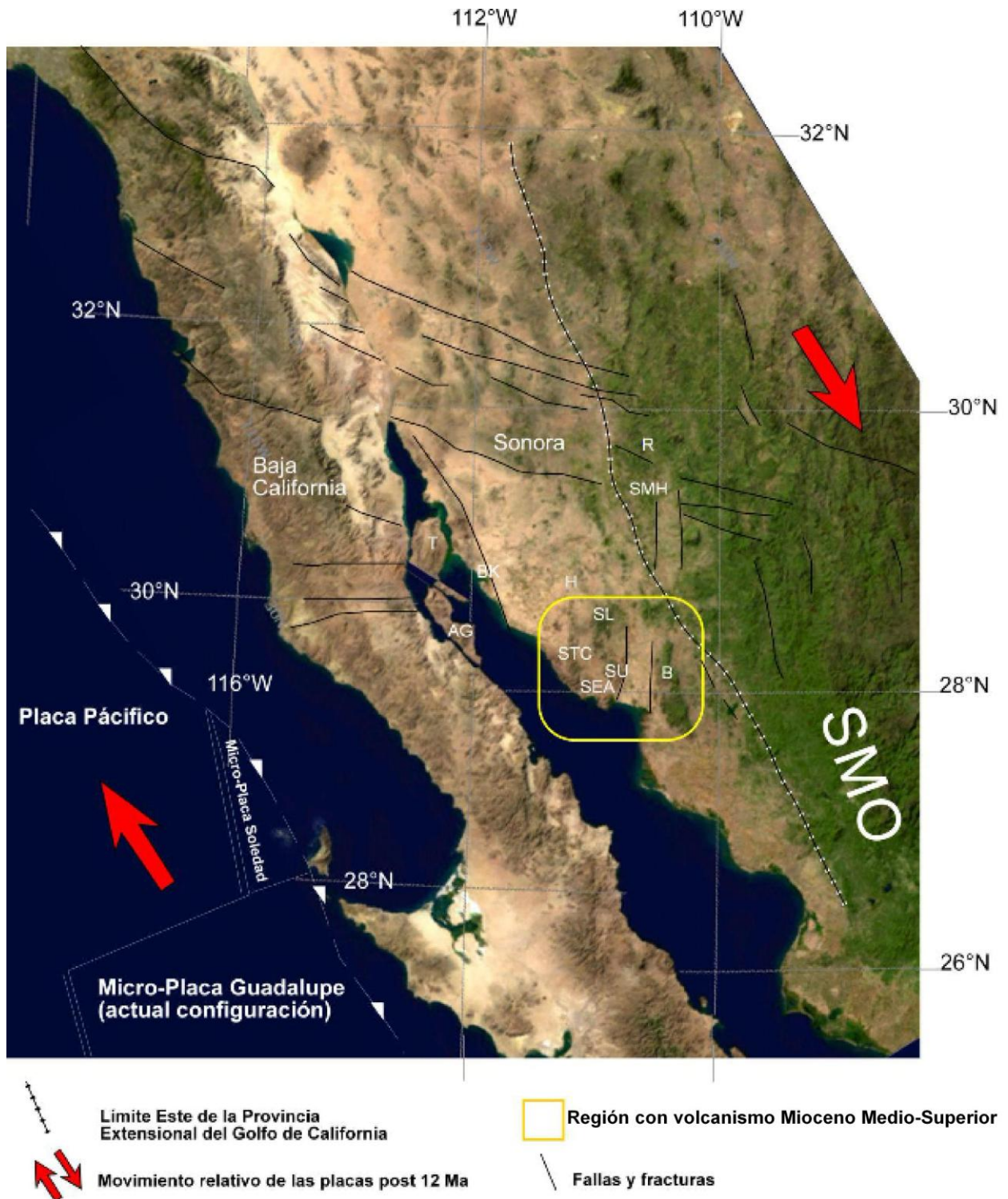


Figura 4.- Reconstrucción durante el Mioceno Medio de la posición relativa de la Baja California y del Estado de Sonora antes de la apertura del Golfo de California tomado de [Vidal-Solano, 2005](#) y [modificado por Vidal-Solano, 2011](#). SMO, Sierra Madre Occidental; R, Rayón; SMH, San Miguel de Horcasitas; H, Hermosillo; SL, Sierra Libre; SU, Sierra Santa Úrsula; STC, Sierra Tinaja del Carmen; SEA, Sierra El Aguaje; B, Sierra Bacatete; BK, Bahía Kino; IT, Isla Tiburón; AG, Isla Angel de la Guarda. Recuadro amarillo corresponde a la figura 5.



Figura 5.- Región de estudio, mostrando la ubicación de los principales sitios con volcanismo Mioceno; tomado de Vidal-Solano, 2011.

2.3 Geología de la Sierra Libre

La geología de la Sierra Libre ha sido recientemente establecida por el trabajo de Barrera-Guerrero (2012). La cartografía geológica reportada en ese trabajo fue principalmente enfocada en la parte norte y centro-oeste de la Sierra. Destaca en esta localidad un gran volumen de vestigios volcánicos hiperalcalinos, estableciendo la existencia de un apilamiento con más de 800 m de unidades volcánicas principalmente de composición riolítica. Esta secuencia registra con precisión

distintos episodios magmáticos y su deformación por una tectónica trastensiva ocurrida al término del Mioceno medio y principios del Mioceno Superior durante el desarrollo del Rift del Proto-Golfo del California. En particular, sobresale el desarrollo de un volcanismo silícico hiperalcalino conformado por coladas, domos e ignimbritas que predominan en la parte Norte de la Sierra.

El estudio mineralógico y geoquímico de [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) sobre las rocas volcánicas ácidas en la Sierra Libre estableció sus características petrológicas, permitiendo integrarlas al evento hiperalcalino del Mioceno Medio ampliamente reconocido en el NW de México ([Vidal-Solano et al, 2008](#)). [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) estableció que de la base a la cima en la Sierra Libre, la naturaleza del volcanismo involucrado en la secuencia del Mioceno consistía en tres grupos petrológicos principales: 1) Un volcanismo de arco compuesto principalmente por dacitas calcoalcalinas, 2) Un volcanismo post-arco de afinidad genética transicional donde ocurren en mayor proporción la riolitas hiperalcalinas, y en menor cantidad, basaltos doleríticos y, finalmente, 3) un volcanismo anorogénico del Mioceno Superior con una afinidad toleítica, que es representado por coladas de islandita.

Cabe destacar que en esta región [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) reconoció dentro del volcanismo post-arco, el mayor volumen de rocas félsicas hiperalcalinas hasta ahora conocido en el NW de México. También, mostró que dentro de algunas de las ignimbritas presentes en el evento hiperalcalino, ocurría la Ignimbrita de Hermosillo / Toba de San Felipe, unidad ampliamente distribuida tanto en Sonora como en Baja California. De esta forma, gracias al trabajo de [Barrera-Guerrero \(2012\)](#), se concibe el presente estudio paleomagnético aprovechando el descubrimiento en el NW de

México de este punto extraordinario de emisión del volcanismo hiperalcalino ocurrido durante el Mioceno Medio.

De acuerdo con [Barrera-Guerrero \(2012\)](#) la secuencia volcánica más completa del Mioceno se localiza en la porción Norte de la Sierra Libre, en las localidades de El Cajete y El Galindro. Estos sitios que exponen claramente las relaciones estratigráficas y estructurales de las unidades que corresponden a los grupos petrológicos de arco y post-arco, fueron los elegidos para llevar a cabo el presente estudio paleomagnético.

Cerro El Cajete, se ubica en la parte noreste de la Sierra Libre, geomorfológicamente se dispone como una franja extendida de la SL hacia el NW que cuenta con una elevación máxima de 335 m.s.n.m. ([Figura 6](#)). Las rocas de esta zona, en la base, se relacionan con coladas dacíticas de bases vítreas y brechoides correspondientes al grupo petrológico de Arco con afinidad calcoalcalina ([Barrera-Guerrero, 2012](#)).

La litología volcánica más antigua en la región de El Cajete se localiza al Norte en las cercanías de El rancho El Pilar. Esta corresponde a una tufita color verde alterada que forma lomeríos que reflejan un alto grado de erosión.

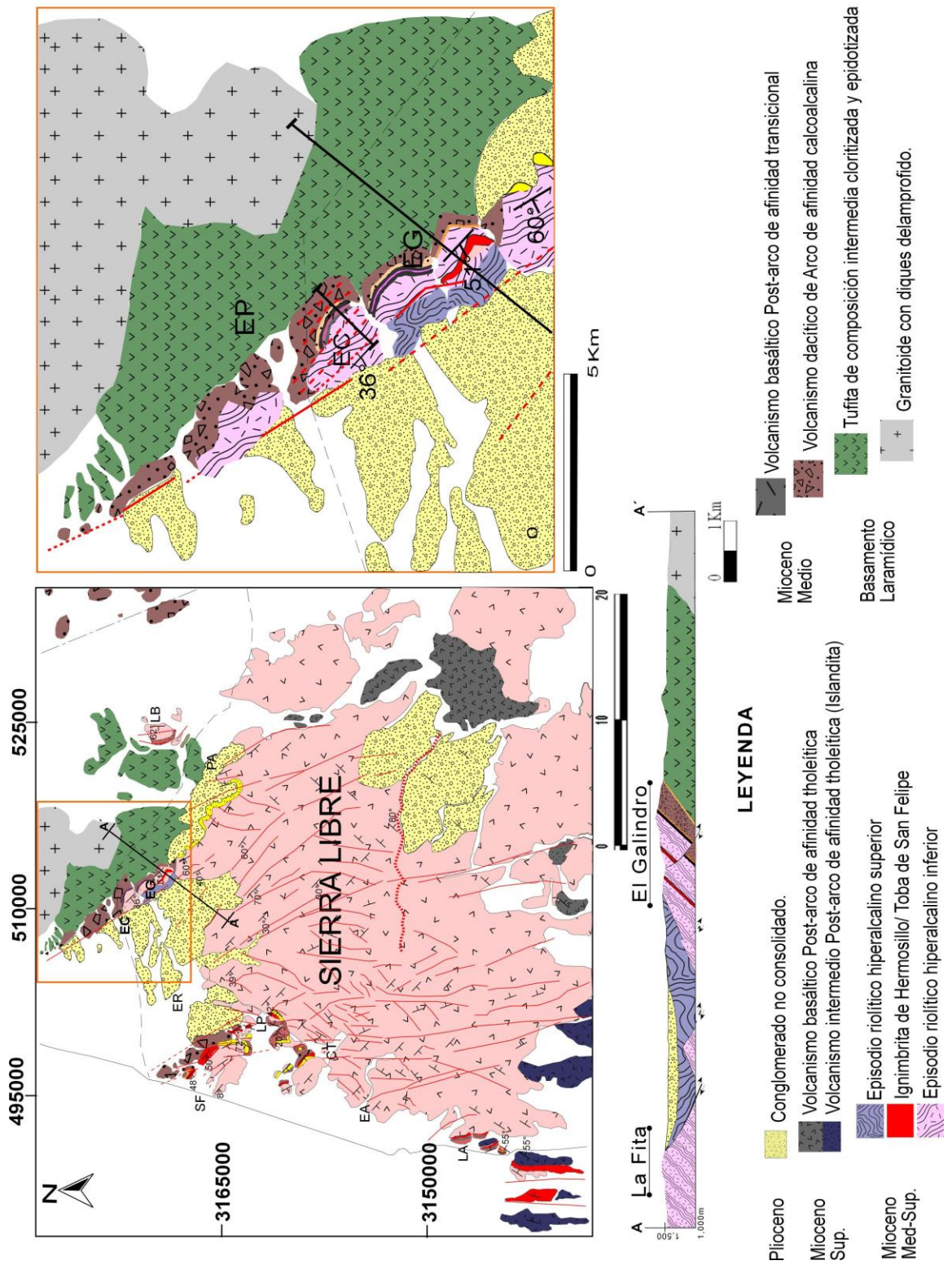


Figura 6.- Mapa Geológico simplificado de la Sierra Libre y detalle geológico de la localidad de estudio El Cajete-El Galindro. Modificado de Barrera-Guerrero, 2012. Sección EC en la figura 8.

Esta unidad es de composición intermedia y contiene cristales de plagioclasa y piroxeno en su mayoría alterados a clorita y epidota. Hacia el Norte del Rancho El Pilar, esta unidad se encuentra en contacto discordante con el basamento laramídico que es cortado por diques aplíticos y dioríticos (Barrera-Guerrero, 2012).

Es en el cerro El Cajete que cubriendo a las rocas intermedias ocurren derrames de dacita fluidal porfírica de plagioclasa, que en la base tiene una facies vítrea afanítica y brechas de arrastre (Figura 7). Un sucesivo cambio litológico ocurre de manera discordante sobre estos derrames lávicos con la presencia de una toba de lapilli con pómez porfírica de Feldespato Alcalino y Biotita, que es seguida por un basalto dolerítico porfírico de Olivino iddingsitizado. Sobre esta unidad ocurre, con un espesor promedio de 2m, una ignimbrita porfírica de Feldespato Alcalino ligeramente soldada y muy silisificada. Esta ignimbrita presenta abundantes líticos de riolita y dacita, y a su vez es cubierta por un segundo derrame basáltico con megacristales de plagioclasa (<3 cm) y algunos fenocristales de piroxeno. Esta lava presenta una textura dolerítica en la matriz. Por último, cubriendo a las unidades anteriores, ocurren diversos derrames de riolita fluidal con perlita en su base, en donde destacan facies perlíticas con núcleos anhidros de obsidiana (< 5 cm), conocidos regionalmente como “lágrimas de apache” (Barrera-Guerrero, 2012).

El paquete litológico descrito anteriormente en esta región presenta en general un rumbo 40-50° NW con un buzamiento de 30-40° al SW y es afectado principalmente por fallas dextrales (NW-SE) con un comportamiento en tijera que repiten la secuencia y delimitan a los cerros circundantes en bloques aislados y alargados (Figura 8).

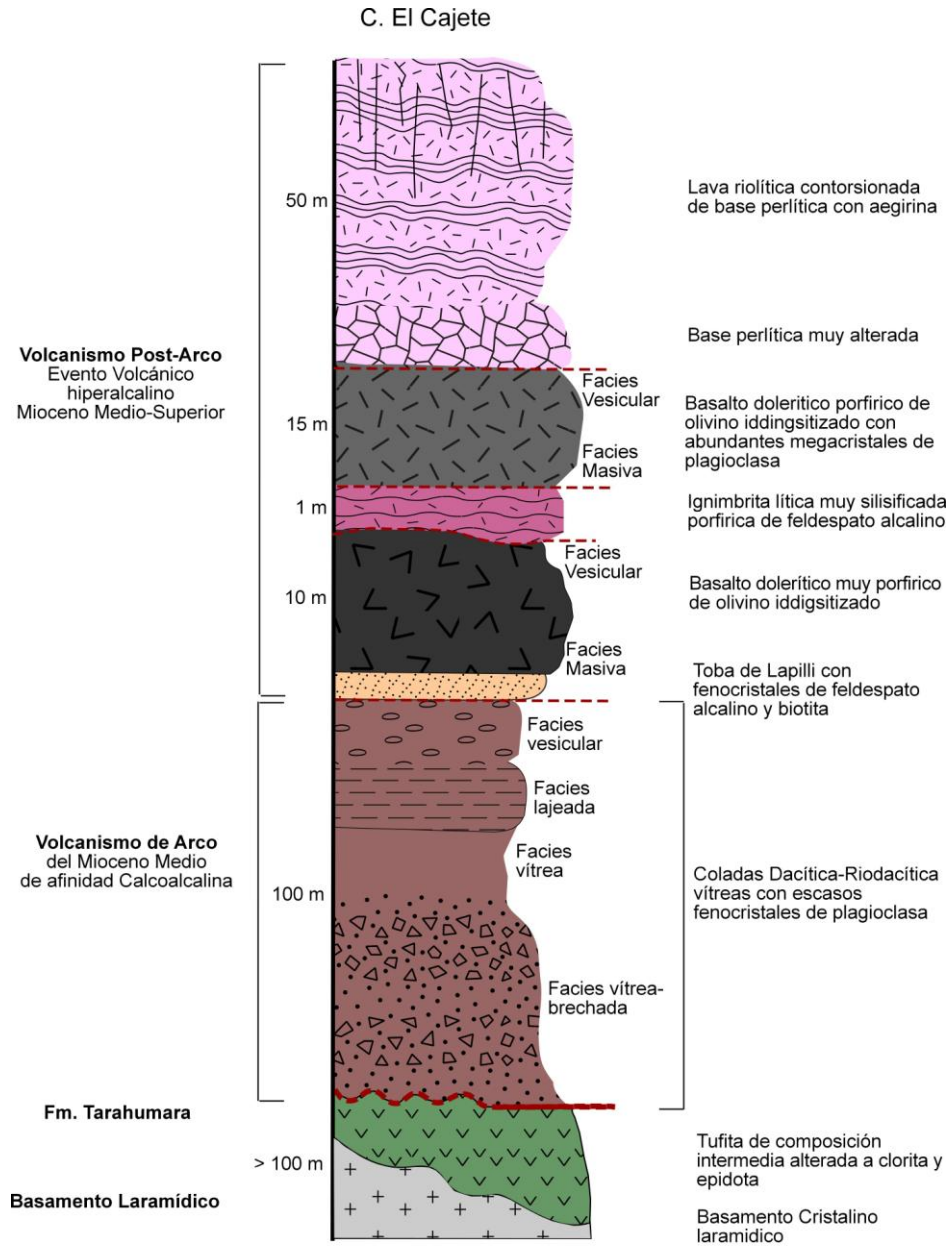


Figura 7.- Columna estratigráfica de la localidad de El Cajete. Modificado de Barrera-Guerrero, 2012.

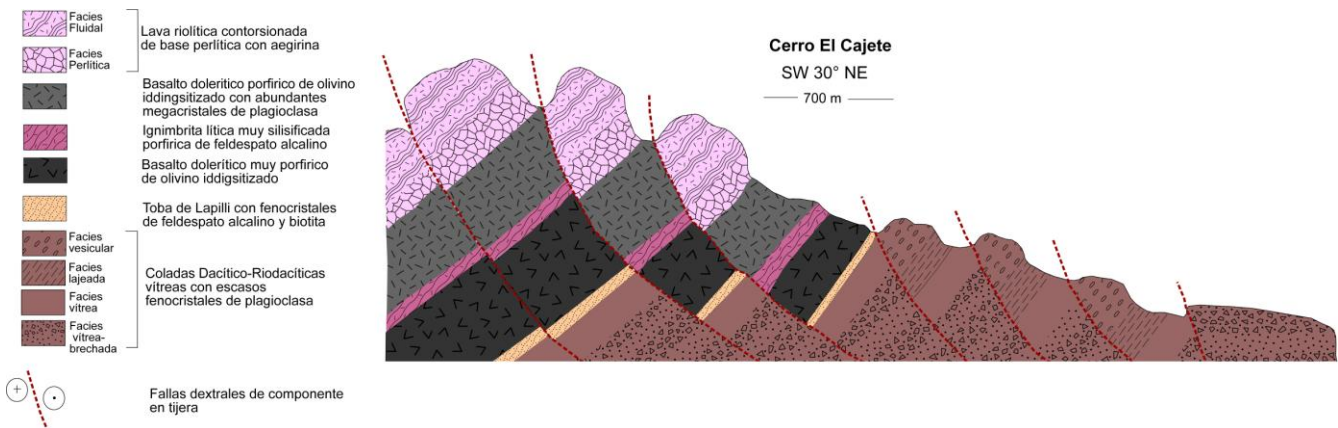


Figura 8.- Sección esquemática de la localidad de El Cajete.

El Galindro, es un arroyo, contiguo al Cerro El Cajete, ubicado al noreste de la Sierra Libre, cuyo cauce sigue una trayectoria Este-Oeste en aproximadamente 200 m de longitud, cortando un bloque basculado que ha sido aislado de la Sierra Libre (Barrera-Guerrero, 2012). Este drenaje permite apreciar de forma más completa la sucesión volcánica en el área de estudio. Estructuralmente, esta zona no presenta un alto grado de deformación, sin embargo, la ocurrencia de algunas fallas de tipo lístrico provoca el basculamiento de las unidades. El borde oeste de esta región actualmente se encuentra cubierto por sedimentos recientes que posiblemente cubren una falla lateral mayor con rumbo NW, que permitió segmentar a la SL y aislar en forma de bloque a las regiones noreste que comprende las localidades de El Cajete y El Galindro (Barrera-Guerrero, 2012; Figura 6). De acuerdo con Barrera-Guerrero (2012; Figura 9), en esta localidad la unidad de base de esta secuencia aflora en la parte este, se trata de un conglomerado brechoide, color marrón, polimíctico, de 20 m de espesor, medianamente clasificado que presenta una estratificación marcada por capas métricas. Este depósito detrítico contiene clastos subredondeados a subangulosos en una matriz limo-arenosa medianamente consolidada. Estos detritos son de dacita, andesita porfírica de plagioclasa y, predominantemente de granito de biotita que representa el basamento para la región. Esta unidad se encuentra disectada y extendida por una serie de fallas normales en tijera orientadas NE con un echado de 80° al Noreste, permitiendo la repetición y la inclinación de las capas al SW.

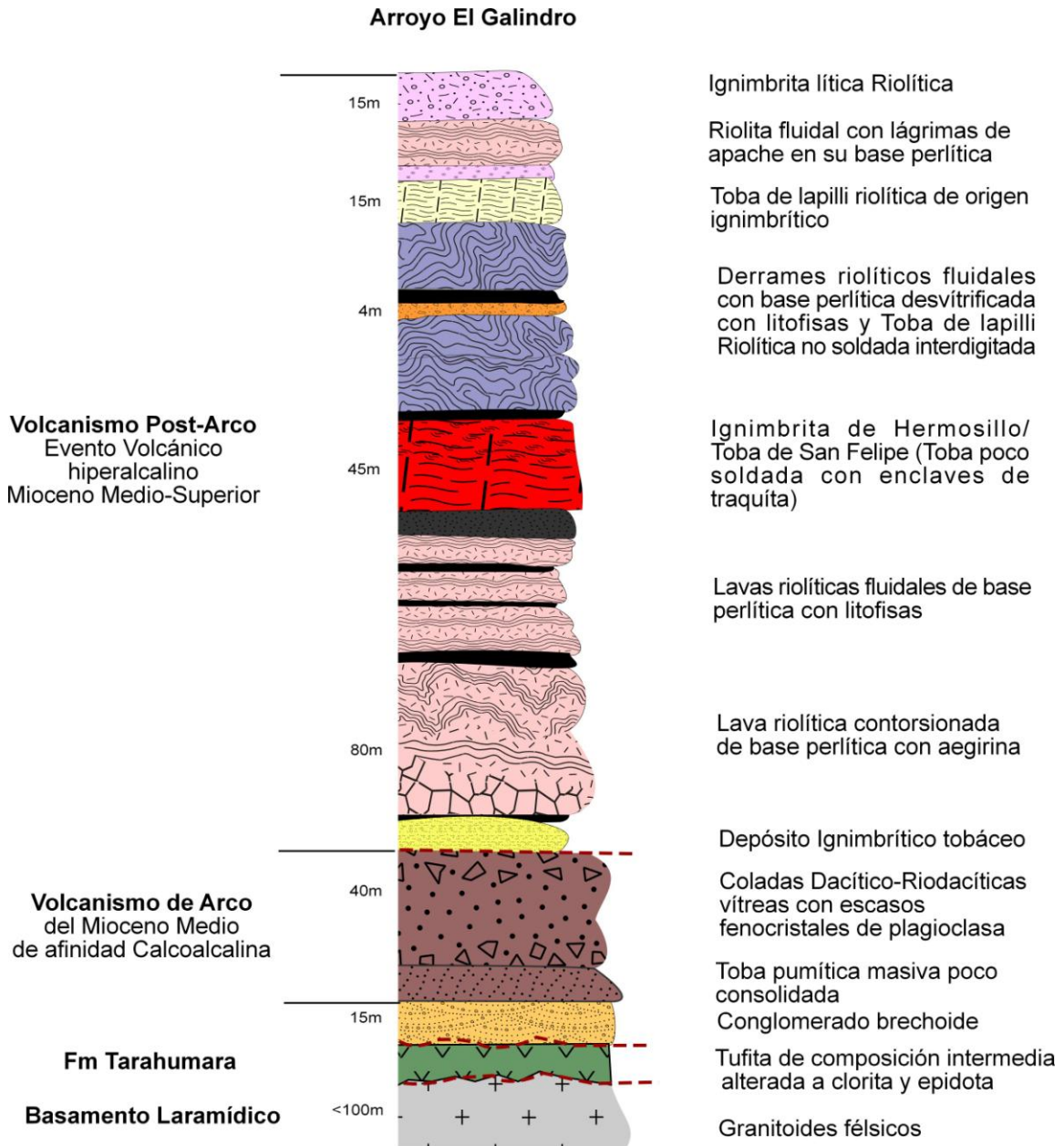


Figura 9.- Columna estratigráfica de la localidad de El Galindro. Modificado de Barrera-Guerrero, 2012.

Sobreyaciendo a la unidad anterior se presenta una toba pumítica masiva poco consolidada, de color amarillo claro a beige, con una variación en sus facies de la base a la cima. Esta variación se caracteriza por una toba lítica en la base, que posteriormente, presenta líticos más finos en la parte intermedia y, finalmente, exhibe un alto contenido de pómez milimétricas y flamas finas en la cima. Esta unidad es cubierta por derrames de dacita porfíricos de plagioclasa y piroxeno,

correspondientes al grupo petrológico de Arco Continental y correlacionables con las unidades que ocurren en la base del Cerro El Cajete. En algunas partes es posible observar autobrechas formadas por el arrastre y fragmentación del derrame durante su emplazamiento, así como un importante contenido de vidrio en la base. También, fueron identificados algunos cuellos volcánicos que corresponden con los puntos de emisión de las coladas.

Sobreyaciendo discordantemente a las coladas se encuentra un depósito ignimbrítico tobáceo, de color rosa a amarillo mostaza. Esta unidad se encuentra en un estado de desvitrificación avanzado y varía de una toba lítica poco soldada en su base, a más soldada, con flamas desvitrificadas y con mayor contenido lítico a la cima.

Por encima de esta ignimbrita ocurre un apilamiento de cuatro derrames de riolita fluidal (Barrera-Guerrero, 2012; Figura 9). El primero de ellos es el de mayor espesor, es de color verde claro y se caracteriza por presentar una textura fluidal que, en ocasiones y a gran escala, es de tipo contorsionado. Esta colada, que en la base presenta una autobrecha y una perlita, contiene fenocristales de fayalita, aegirina y feldespatos alcalinos dentro de una matriz micro-cristalina. Enseguida, ocurren tres derrames de composición y mineralogía similar, con niveles perlíticos basales que pueden ser distinguidos de la colada inicial por la presencia de abundantes litofisas de hasta 5 cm de diámetro en la base.

Cubriendo estos derrames, localmente ocurre un domo con facies autobrechadas de fragmentos vítreos pumíticos color negro con bandas cafés, relacionados a los bordes superficiales del cuerpo.

Sobreyaciendo los derrames de riolita, se presenta un vitrófiro de un metro de espesor, de color negro, con gran abundancia de esferulitas milimétricas color café rojizo, perlítico y con fenocristales de feldespato alcalino y piroxeno. Esta facies conforma la base de la Ignimbrita de Hermosillo – Toba de San Felipe, que en este sitio se encuentra constituida por una toba poco soldada, con enclaves máficos de hasta 70 cm, ligeramente alargados. Cubriendo a este depósito piroclástico se presentan dos derrames más de riolita fluidal con su base perlítica desvitrificada por esferulitas y con abundantes litofisas. Estas lavas engloban localmente una toba de lapilli no soldada de ~4 m de espesor, que está interdigitada entre ambos derrames, el cuál posiblemente está relacionado a la destrucción de una estructura cómica preexistente (Barrera Guerrero, 2012; Figura 9).

Otro derrame de riolita fluidal con litofisas, pero con núcleos de obsidiana (“Lágrimas de Apache” con diámetro menor a 6 cm) en su base perlítica, ocurre sobre las riolitas anteriores. Finalmente, este es cubierto por una ignimbrita lítica de composición riolítica de 15 m de espesor, que presenta varios pulsos de depósito que destruyeron parcialmente capas de obsidiana. De la base a la cima, este depósito consta de: a) toba de ceniza no soldada con aspecto arenoso, con líticos de riolita fluidal; b) toba de ceniza no soldada con fragmentos de riolita fluidal y nódulos de obsidiana; c) toba de lapilli, con abundantes lapilli de pómez (< 4 cm) y bloques de pómez (<15cm), así como fragmentos de toba lítica y riolita fluidal; d) toba de ceniza poco soldada con gran contenido de nódulos de obsidiana, bloques de hasta 50 cm de riolita fluidal y de riolita con litofisas (Barrera Guerrero, 2012; Figura 9).

Capítulo 3 Método Paleomagnético

El método paleomagnético depende básicamente de la magnetización de las rocas, pudiendo adquirir varias componentes de magnetización con el paso del tiempo, desde la formación del material hace miles o millones de años, hasta el día hoy. Dichas componentes pueden ser representadas por medio de un vector, ya que registran en la roca al momento de su formación, una inclinación, una declinación y una intensidad del campo geomagnético existente en la localidad (Figura 10).

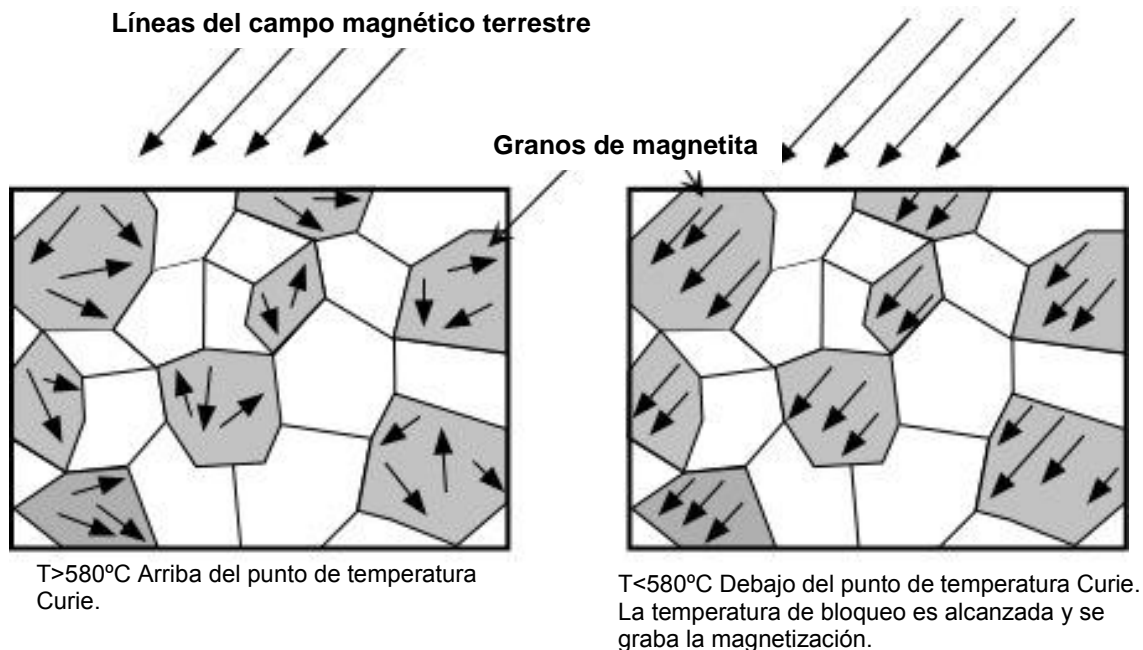


Figura 10.- Esquema de la adquisición del registro magnético terrestre en granos de magnetita durante el enfriamiento de una lava.

Si los materiales adquirieron su registro magnético durante un intervalo de tiempo de más de 10,000 años, entonces la inclinación presente en cada componente puede ser directamente relacionado con la latitud geográfica de la magnetización, así mismo, la declinación del vector magnético puede asociarse con el movimiento que haya tenido el material relativo al Norte geográfico (Tauxe, 2010).

De esta forma, los movimientos que haya podido experimentar la formación rocosa, en cualquiera de los tres ejes a lo largo de su historia, puede ser revelada por medio de la desmagnetización bajo un análisis de laboratorio, que en condiciones ideales indica la dirección e intensidad de cada componente presente, además de la posibilidad de establecer una edad relativa y relaciones espaciales con las unidades geológicas circunvecinas.

Debido a que la mayoría de las rocas pueden registrar propiedades magnéticas, el método paleomagnético se ha vuelto una de las ramas más aplicadas en la geofísica, contribuyendo en diversos campos como geomagnetismo, tectónica de placas, volcanología, sedimentología, paleontología, arqueología, paleoceanografía, entre otras. Para una consulta detallada de los fundamentos del método paleomagnético puede consultarse a: [Butler \(1992\)](#); [Merril et al., \(1996\)](#); [Dunlop & Özdemir \(1997\)](#); [Tauxe \(2010\)](#).

3.1 Metodología

Un buen trabajo paleomagnético depende directamente de la toma y preparación de la muestra previo a su análisis. Las muestras deben tomarse de tal manera que representen un horizonte de tiempo único, es decir, una sola unidad de enfriamiento volcánico o un solo estrato sedimentario. En este apartado se desarrollará de manera general la metodología de recolección de muestras para estudios paleomagnéticos, la cual puede dividirse en 3 secciones: a) el muestreo *in-situ* de cilindros de roca orientados; b) el muestreo *in-situ* de bloques de roca orientados y c) la posterior preparación de las muestras en laboratorio.

a) El muestreo *in-situ* de los cilindros de roca orientados (Figura 11) es la forma más común y precisa de obtener muestras para los estudios paleomagnéticos. Este tipo de muestreo es llevado a cabo en el afloramiento y consiste en el uso de una moto-perforadora de gasolina (regularmente marca STIHL), con una broca de diamante y un sistema de enfriamiento a base de agua. Los cilindros obtenidos tienen un diámetro de ~2.5 cm y se obtienen perforando a la roca a una profundidad entre 6 y 12 centímetros. Una vez perforada la unidad, se procede a ubicar correctamente cada uno de los cilindros en el espacio, utilizando un dispositivo no magnético comúnmente llamado 'Pomeroy' (por el nombre de la compañía de su fabricación, Figura 12). Este instrumento permite la marcación de la orientación de la perforación en la muestra midiendo su dirección, inclinación y el azimut del sol con respecto a un plano horizontal.



Figura 11.- Perforación de las unidades rocosas obteniendo cilindros orientados.

b) El muestreo del afloramiento rocoso por medio de la sustracción de un bloque decimétrico de roca (Figura 13) es menos preciso pero permite exentar el uso de un equipo de perforación en el campo. Este método consiste en sustraer un fragmento de caras planas y con un volumen suficiente para obtener en laboratorio varias perforaciones. Antes extraer el bloque del afloramiento, este debe ser ubicado en el espacio, orientando con una brújula (bajo el método de la mano derecha) al menos dos de los planos disponibles en sus caras. Este bloque es llevado al laboratorio para su posterior perforación y la obtención de sus núcleos orientados.

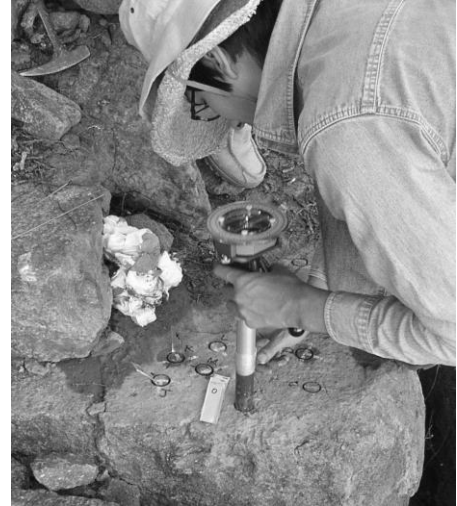


Figura 12.- Orientación de los cilindros obtenidos en la perforación in-situ.

Una vez perforados los cilindros en laboratorio utilizando un taladro estacionario con adaptación de broca de diamante (Figura 14), el bloque debe posicionarse de la misma forma que se encontraba en el afloramiento en una caja de arena (Figura 15) y orientarse en su posición original con la ayuda de las líneas previamente marcadas en campo (Figura 16). Una vez orientado el bloque se toma la medición de cada uno de los núcleos como en la Figura 12.

c) Una vez obtenidos los cilindros de roca por alguno de los métodos mencionados anteriormente, su preparación consta en la separación por corte de dichos cilindros en pequeñas rodajas de 1.2 cm que llamaremos “especímenes” (Figura 17). El corte es realizado por una sierra motorizada estacionaria la cual debe contar con un sistema de enfriamiento a base de agua para evitar inducir una señal

magnética secundaria a la muestra. Varios especímenes pueden obtenerse de un solo cilindro pero la cantidad final está ligada a la longitud inicial del cilindro orientado. Una vez cortados los especímenes se toma la línea de orientación marcada por el orientador pomero y se señalan con marcador indeleble una flecha con sentido contrario a la perforación, esto nos indica la cima y la base de cada uno de los cilindros. Por último se marca en su cima y en su base con la respectiva clave de la muestra.

Las muestras deben permanecer en un lugar seco, a temperatura ambiente y lejos de cualquier objeto que pueda imantarlas e inducir un momento magnético secundario que interfiera con el magnetismo natural remanente.

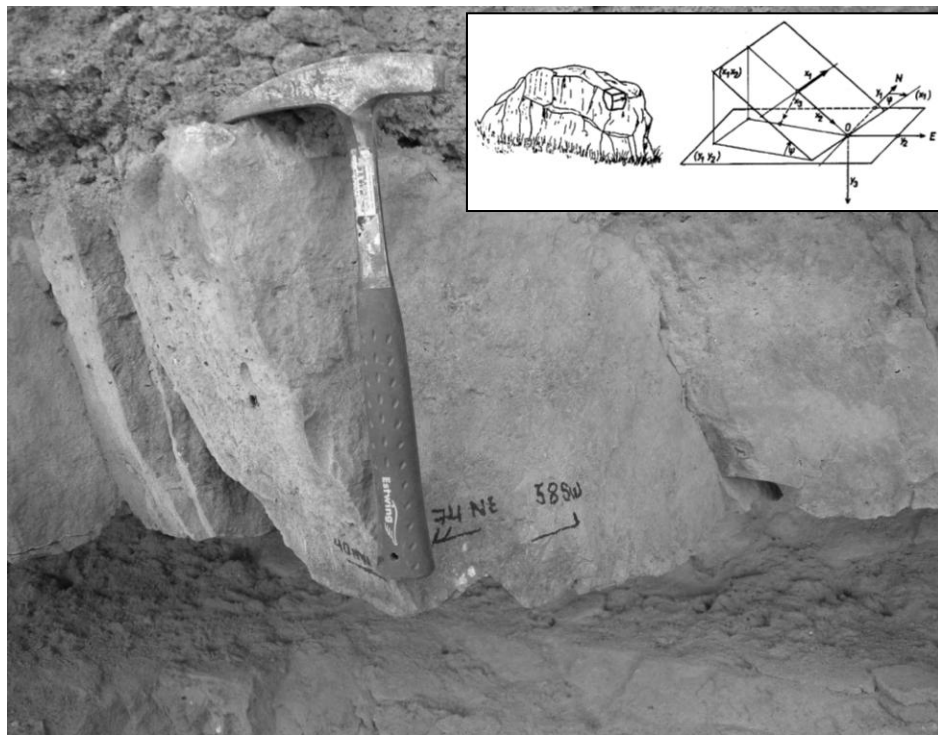


Figura 13.- Bloque orientado del tamaño ideal para estudios paleomagnéticos.



Figura 14.- Perforadora y sierra de laboratorio con sistema de enfriamiento a base de agua.



Figura 15.- Caja de arena, brújula y utensilios para la orientación de bloques.



Figura 16.- Bloque de roca orientado con líneas de rumbo y perforaciones hechas en laboratorio.



Figura 17.- Especímenes de cilindros de roca cortados y listos para las pruebas paleomagnéticas.

3.2 Desmagnetización por campos alternos

El objetivo de la desmagnetización es medir el Magnetismo Remanente Natural (NRM) y después someter el espécimen a una serie de pasos de desmagnetización con un incremento progresivo de la intensidad magnética. La magnetización de un espécimen se mide después de cada paso. Durante la desmagnetización, el vector de remanencia magnética cambiará hasta que su componente más estable sea aislado y en este punto el vector decae como una línea recta hacia el origen. Esta componente final es llamada Remanencia Magnética Característica (CRM, **Figura 18.**).

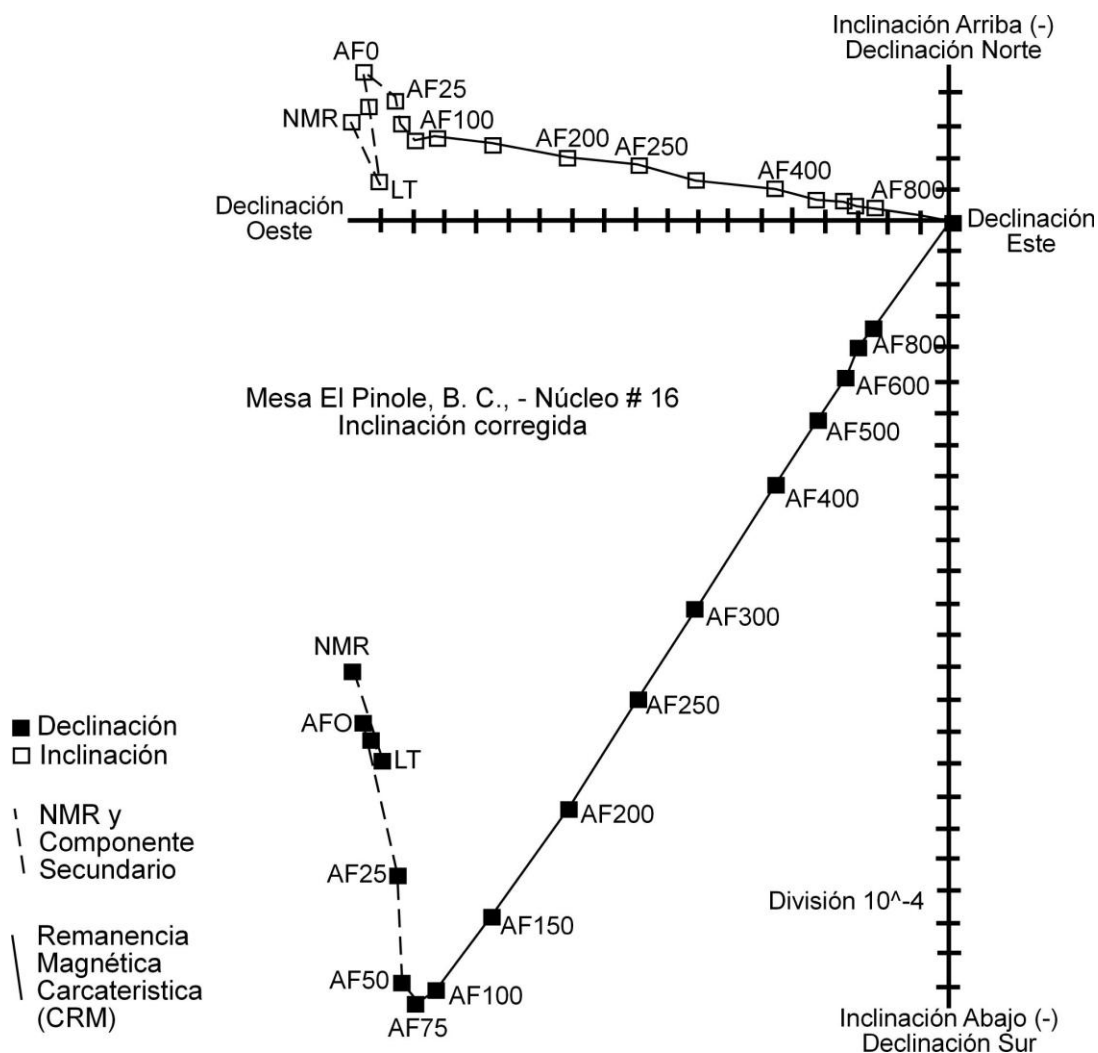


Figura 18.- Ejemplo de un diagrama ortogonal que muestra el aislamiento de la señal CRM y la detección de componentes secundarios bajo los pasos de desmagnetización aplicados a la muestra de roca. Unidades de AF en mili-teslas (mT).

Algunas de las técnicas de laboratorio que sirven para separar los componentes de la magnetización se basan en las relaciones de tiempo de relajación, coercividad magnética y temperatura con el fin de remover (desmagnetizar) los componentes remanentes de baja estabilidad (Tauxe, 2010).

El principio fundamental de desmagnetizar la roca utiliza el concepto de tiempo de relajación, entre más bajo su tiempo de relajación (τ), más probable es que el grano guarde una componente secundaria. Bajo este principio la aplicación de desmagnetizaciones por campos alternados consiste en la eliminación los componentes con corto tiempo de relajación que también tienen coercividad baja.

La desmagnetización entonces, consiste en aplicar campos magnéticos de manera alterna con un incremento de intensidad a una muestra rocosa. En ausencia de campos magnéticos externos (cuarto magnéticamente sellado con μ -metal), la muestra será "limpiada" de cualquier magnetización remanente cuya coercividad sea menor a la intensidad del campo pico aplicado (Figura 19). Esta limpieza es el resultado de la aleatorización de los dominios magnéticos móviles a lo largo de tres direcciones perpendiculares entre sí (x, y, z).

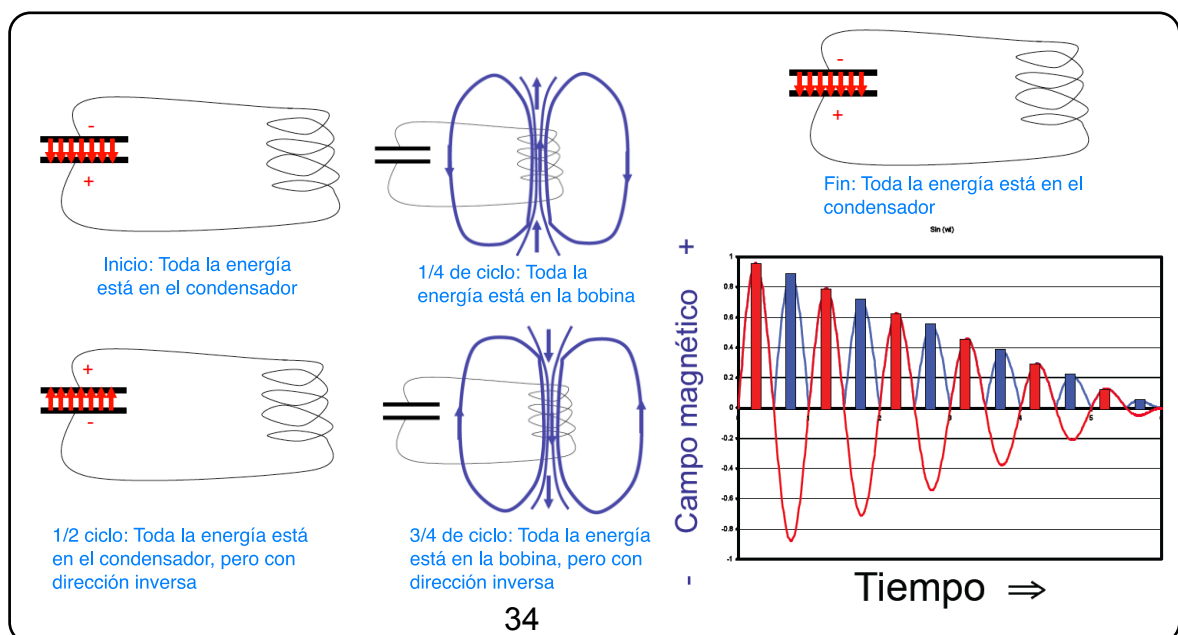


Figura 19.- Esquema de los pasos de desmagnetización por campos alternos.

3.3 Magnetómetro SQUID

Los magnetómetros SQUID (**Figura 20**) por sus siglas en inglés *Superconducting Quantum Interference Device*, son aparatos que pueden medir campos magnéticos extremadamente pequeños. Actualmente son los magnetómetros más sensibles conocidos con niveles de ruido de un mínimo de 5×10^{-12} Am² por eje. Pueden detectar campos magnéticos como el de la Tierra del orden de 10^{-5} Tesla hasta pequeños campos biomagnéticos como los creados por el corazón y el cerebro humano con orden de $\sim 10^{-11}$ T y 10^{-15} T respectivamente. Están diseñados para medir el momento magnético de la muestra, del cuál se obtiene la magnetización remanente y la susceptibilidad magnética.

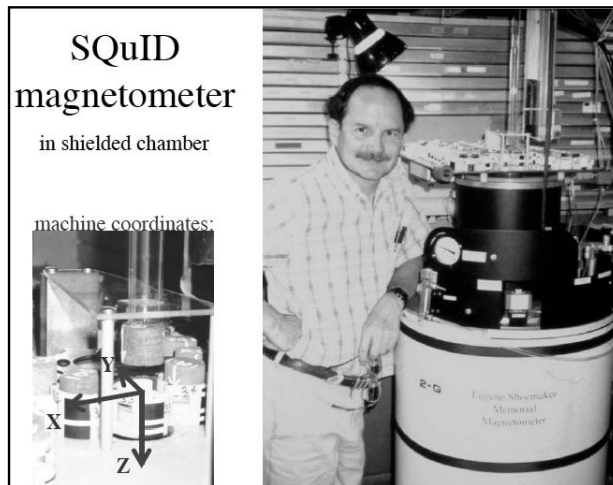


Figura 20.- Magnetómetro SQUID.

El dispositivo consiste en dos superconductores separados por finas capas de aislantes que forman dos uniones de Josephson paralelas. La gran sensibilidad de los aparatos SQUID, tiene que ver con los cambios medidos en el campo magnético asociado con un flujo cuántico. Uno de los conceptos asociados con las uniones Josephson establece que el flujo está cuantizado en unidades. Si en un dispositivo

SQUID se mantiene una corriente constante de polarización, el voltaje medido oscila con los cambios de fase en las dos uniones, los cuales, dependen de la variación del flujo magnético. El conteo de las oscilaciones, permite evaluar el cambio de flujo que se ha producido. Para una descripción técnica y detallada del funcionamiento de los SQUIDs véase [Weinstock \(1995\)](#), SQUID Sensors: Fundamentals, Fabrication and Applications.

El sistema de operación consta de una bandeja ([Figura 21](#)), que puede cargar hasta 100 especímenes y los lleva alrededor de una pista motorizada controlada por computadora y un mecanismo de transmisión de engranajes.



Figura 21.- Bandeja con pista cambiadora de muestras en un cuarto magnéticamente aislado.

Cuando una muestra es posicionada directamente encima de la abertura del magnetómetro, la varilla de muestra que es el tubo de vidrio justo a la izquierda del eje vertical de aluminio en la [Figura 22](#), baja suavemente hasta entrar en contacto con la muestra la cual queda adherida al tubo por vacío. Un computador controla el tubo aspirador con la muestra y desciende por el

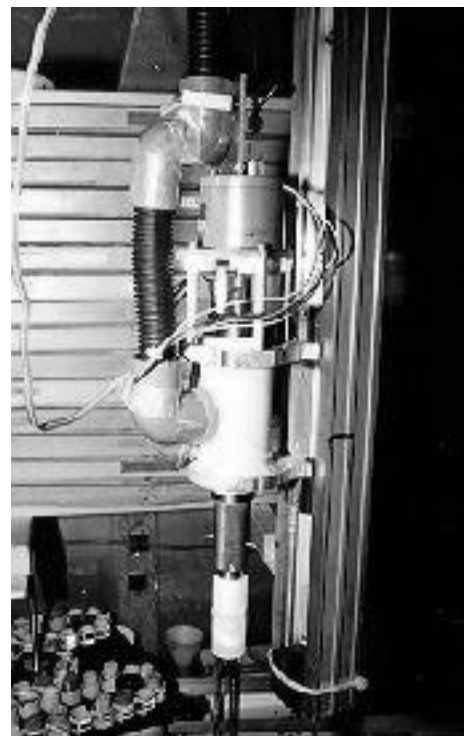


Figura 22.- Varilla de muestra con sistema de vacío que mantiene fija la muestra al momento de insertarla en el magnetómetro. Utiliza vidrio y aire ya que que son magnéticamente inertes.

huevo hacia el interior del magnetómetro para efectuar la medición.

Todas las muestras se cargan en una sola dirección (hacia arriba o hacia abajo) para sus primeras mediciones. El operador puede entonces salir mientras el sistema funciona y cuando la medición se completa, las muestras pueden ser invertidas y se repite el procedimiento para obtener mediciones en 2 direcciones y comparar por errores de colocación de muestra.

Capítulo 4 Estratigrafía magnética en la Sierra Libre

4.1 Remanencia Magnética Característica

En este trabajo, se muestrearon un total de 12 unidades, correspondientes a la secuencia litológica de los cañones El Cajete y El Galindro, con el fin de realizar su estudio paleomagnético (desmagnetización por campo alternado). Sin embargo, solo fue posible analizar 9 unidades. De estas se obtuvieron alrededor de 144 núcleos de roca, que corresponden a riolitas tanto de unidades lávicas, como de piroclásticas y, también a basaltos que ocurren en la base de la secuencia.

Una preparación previa a los análisis, se aplicó a los especímenes de las muestras SLEG10-1P, SLEG10-2P, SLEG10-3P y SLEG10-4P, que fueron sometidos a un baño con nitrógeno líquido para la remoción de componentes secundarios de baja coercividad. La muestra SLEG-5 fue sometida a dos pasos de desmagnetización térmica en 100 y 300 °C. Todos los datos obtenidos en este estudio son presentados a continuación considerando los promedios de las direcciones obtenidas bajo el método estadístico de Fisher y corregidos considerando la inclinación de los estratos en el campo. A continuación se presentan los resultados de las muestras

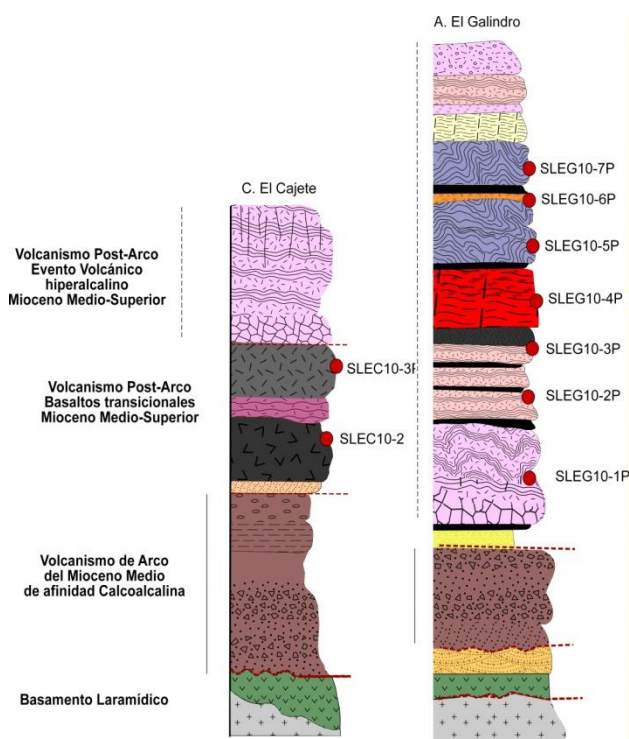
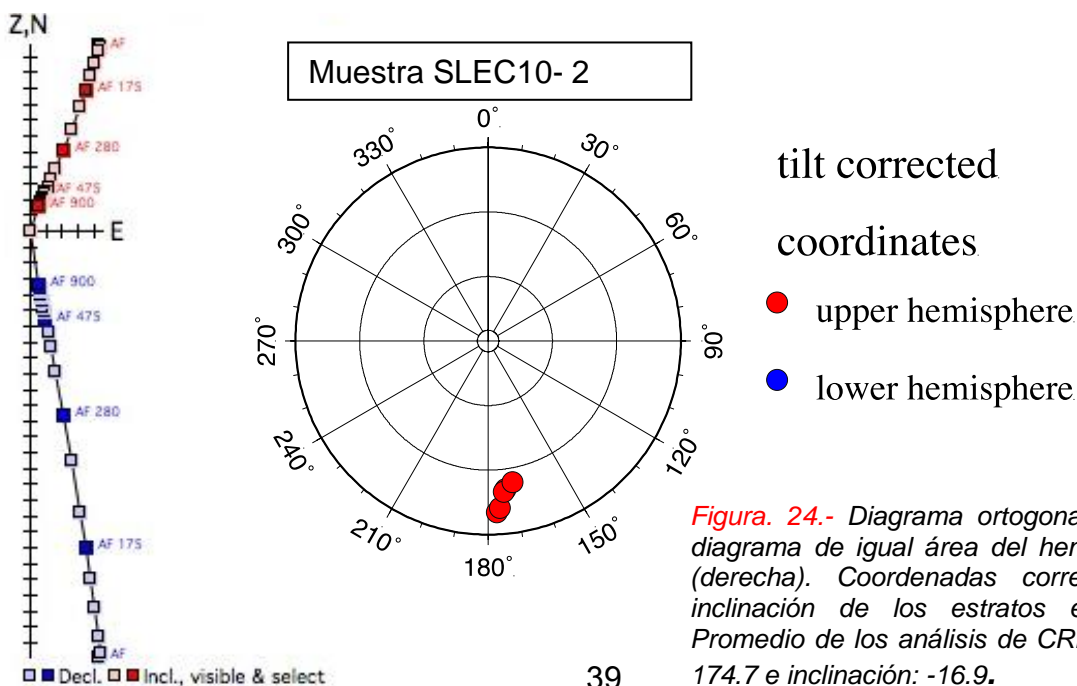


Figura. 23.- Posición estratigráfica de las muestras analizadas por paleomagnetismo en la Sierra Libre.

analizadas de la base a la cima en las secuencias de El Cajete y El Galindro respectivamente (Figura 23):

SLEC10-2

Esta muestra corresponde al primer basalto de matriz dolerítica que ocurre en la base de la secuencia en la localidad de El Cajete (Figura 7 y 8). Los resultados muestran que este basalto guarda un Magnetismo Remanente Natural (MRN) con declinación de 179.4° y una inclinación de -10.1° con una polaridad inversa. Una ligera componente de baja coercividad fue detectada y eliminada en los primeros dos pasos de desmagnetización a 30 y 60 nT. En los pasos siguientes de desmagnetización se puede observar un componente lineal que va hacia el origen con una leve inclinación y con una dirección S-SE, para terminar en el orden de los 900 nT observando un aislamiento de la Remanencia Magnética Característica (CRM) que presenta valores de declinación de 174.7° y de inclinación de -16.9° (Figura. 24).



Muestra SLEC10-3

El siguiente basalto se caracteriza petrográficamente por presentar una textura dolerítica porfírica con megacrystales de plagioclasa y olivino iddingsitizado (Figura 23). El MRN en esta muestra presenta una declinación de 344.7° y una inclinación de -17.1° . Los vectores de remanencia magnética característica (CRM) varían poco con respecto a los de MRN, presentando direcciones N-NE con una declinación de 343.5° y una moderada inclinación de -22.4° (Figura 25).

En esta muestra se observa en general una buena desmagnetización, donde el primer paso de 30 nT logró remover una muy débil componente secundaria. Resalta cómo la magnetización no llega hasta el origen en los 900 nT, lo cual es indicativo de que aún queda un poco de la magnetización.

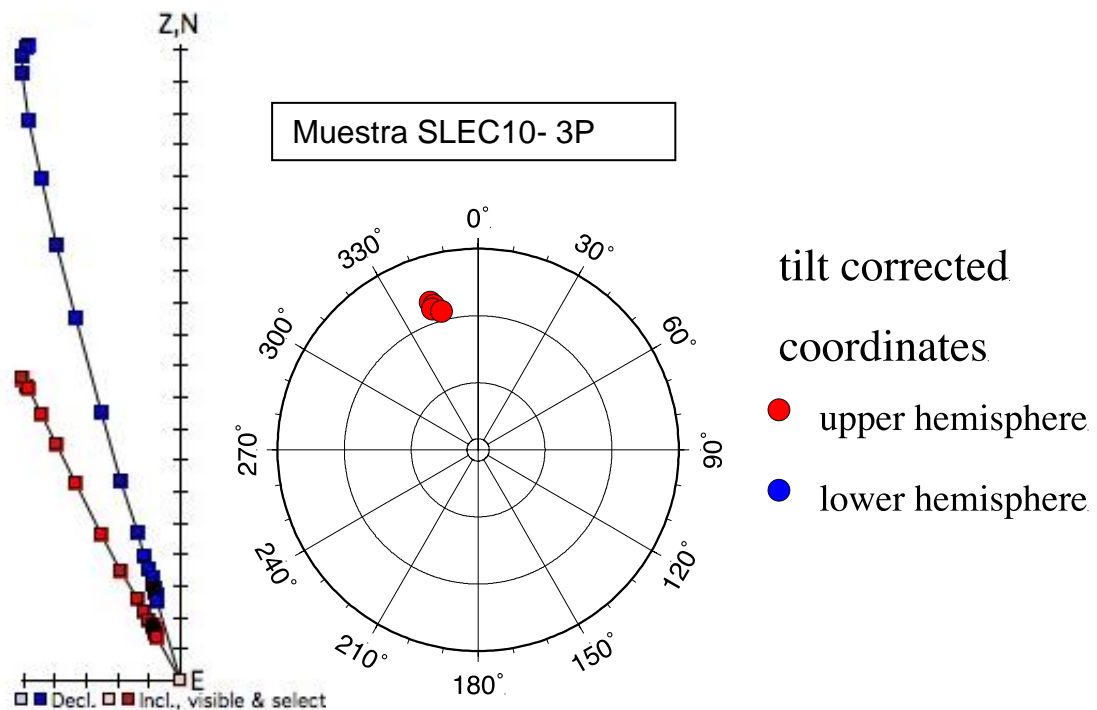


Figura 25.- Diagrama ortogonal (izquierda) y diagrama de igual área del hemisferio inferior (derecha). Coordenadas corregidas por la inclinación de los estratos en campo. CRM, decl.: 343.5 , incl.: -22.4 .

SLEG10-1P

Esta muestra corresponde la primera lava riolítica hiperalcalina que ocurre en la secuencia litológica de El Galindro (Figura 23). En esta muestra se tuvo la oportunidad de aplicar pasos de limpieza por medio de nitrógeno líquido. Los especímenes fueron puestos en un contenedor de plástico inerte dentro de un cuarto aislado magnéticamente y se sometieron a un baño de nitrógeno líquido el cuál se deja varias horas hasta que el nitrógeno se evapora. Con esto se consigue remover componentes secundarios que hayan sido adquiridos después de la magnetización remanente natural.

SLEG10-2P

La muestra siguiente corresponde a una segunda lava riolítica en la secuencia de El Galindro (Figura 23). Esta roca fue sometida a los mismos pasos de limpieza con nitrógeno líquido, mostrando una señal de MRN con declinación 262.7° e inclinación -64.8° , para posterior a su limpieza mostrar una declinación de 256.7° y una inclinación de -63.6° . Una ligera componente secundaria logró ser removida después de los pasos del baño de nitrógeno líquido. Se observa una componente lineal con fuerte intensidad magnética. La aplicación de campos alternados hasta los 900nT logró remover solo $2/3$ de la magnetización, la cual cuenta con momentos magnéticos del orden de $1.5E-5$ emu (*electromagnetic unit*). La declinación promedio de CRM es hacia el SW con 211° y su inclinación es baja de -7.9° (Figura 26).

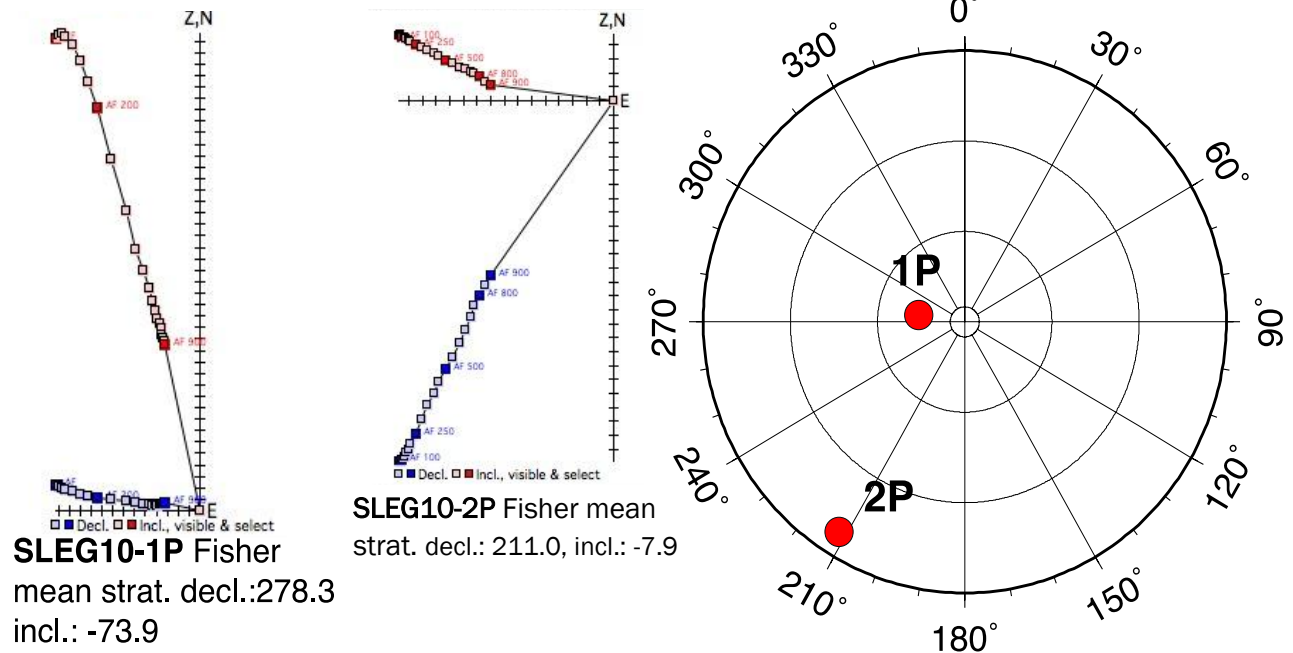
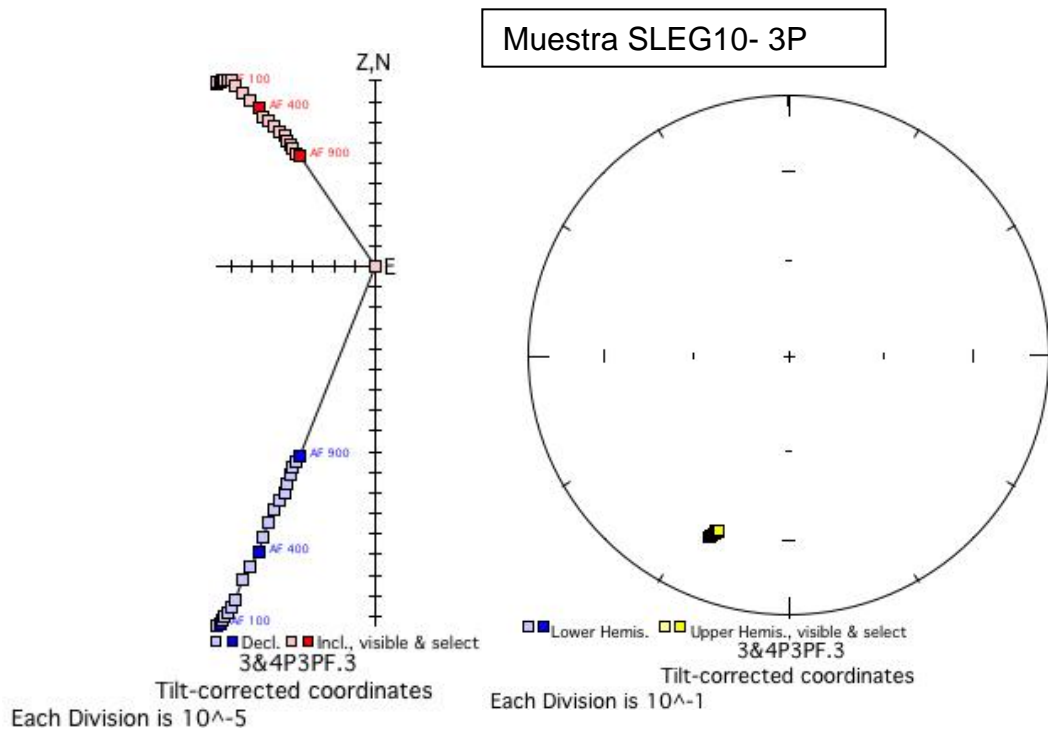


Figura 26.- Diagramas ortogonales (izquierda) y diagrama de igual área del hemisferio inferior (derecha) para las muestras riolíticas SLEG10-1P y SLEG10-2P. Coordenadas corregidas para la inclinación de los estratos en campo.

SLEG10-3P

Esta muestra corresponde a una tercera lava riolítica en la misma secuencia (Figura 23). En esta unidad se observa la presencia de una ligera componente secundaria que se elimina en los primeros 3 pasos de desmagnetización para posteriormente desarrollar un comportamiento lineal hacia el origen. Cabe mencionar que no fue posible remover toda la magnetización con la aplicación de campos alternados hasta los 900nT, esto se debe a la fuerte coercividad de los minerales dentro de la roca, que probablemente corresponden con los cristales elongados de magnetita presentes en la roca. La roca guardó una polaridad inversa con una declinación en dirección SW de 204.2° y una moderada inclinación de -24.2°. En general se puede decir que la señal paleomagnética de esta muestra es un poco difusa (Figura 27).



*Figura 27.- Diagramas ortogonales (izquierda) y diagrama de igual área del hemisferio inferior (derecha). Coordenadas corregidas por la inclinación de los estratos en campo. CRM de **SLEG10-3P**, Fisher mean strat. decl.: 204.2, incl.: -24.2*

SLEG10-4P

Los especímenes provenientes de esta muestra corresponden a núcleos obtenidos en la unidad ignimbrítica de composición riolítica hiperalcalina conocida como la Toba de San Felipe-Ignimbrita de Hermosillo (Barrera-Guerrero, 2012). La perforaciones fueron hechas en un vitrófiro negro presente en la base de esta unidad en la secuencia de El Galindro (Figura 23). La señal paleomagnética obtenida en estos especímenes muestra una magnetización de baja inclinación (-13.7°) con una dirección SW y una declinación promedio de 201.1°. La muestra ignimbrítica

devela una señal paleomagnética que se desmagnetiza casi completamente al llegar a los 900nT, logrando aislar la dirección de remanencia característica (Figura 28).

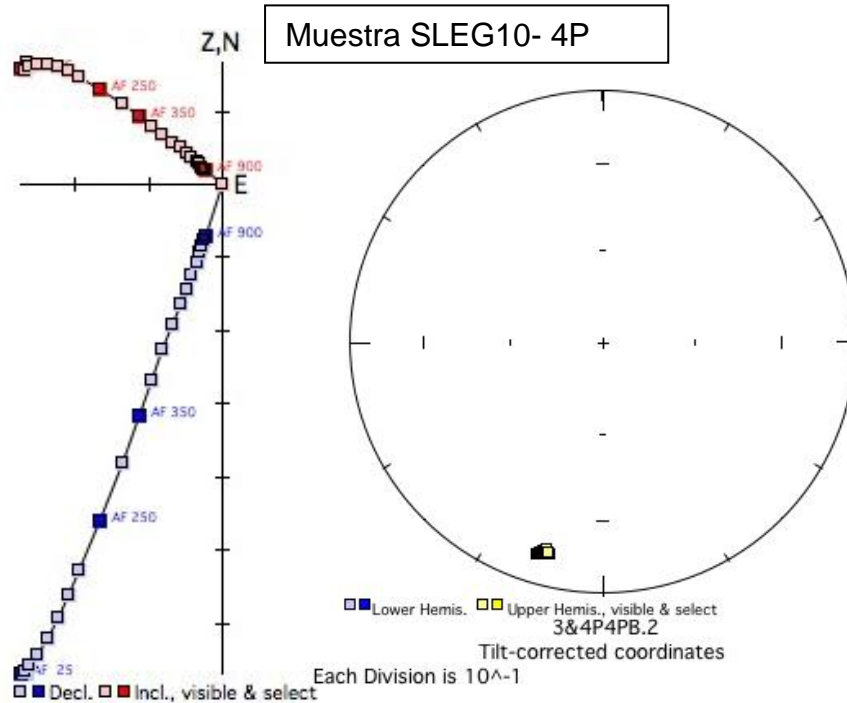


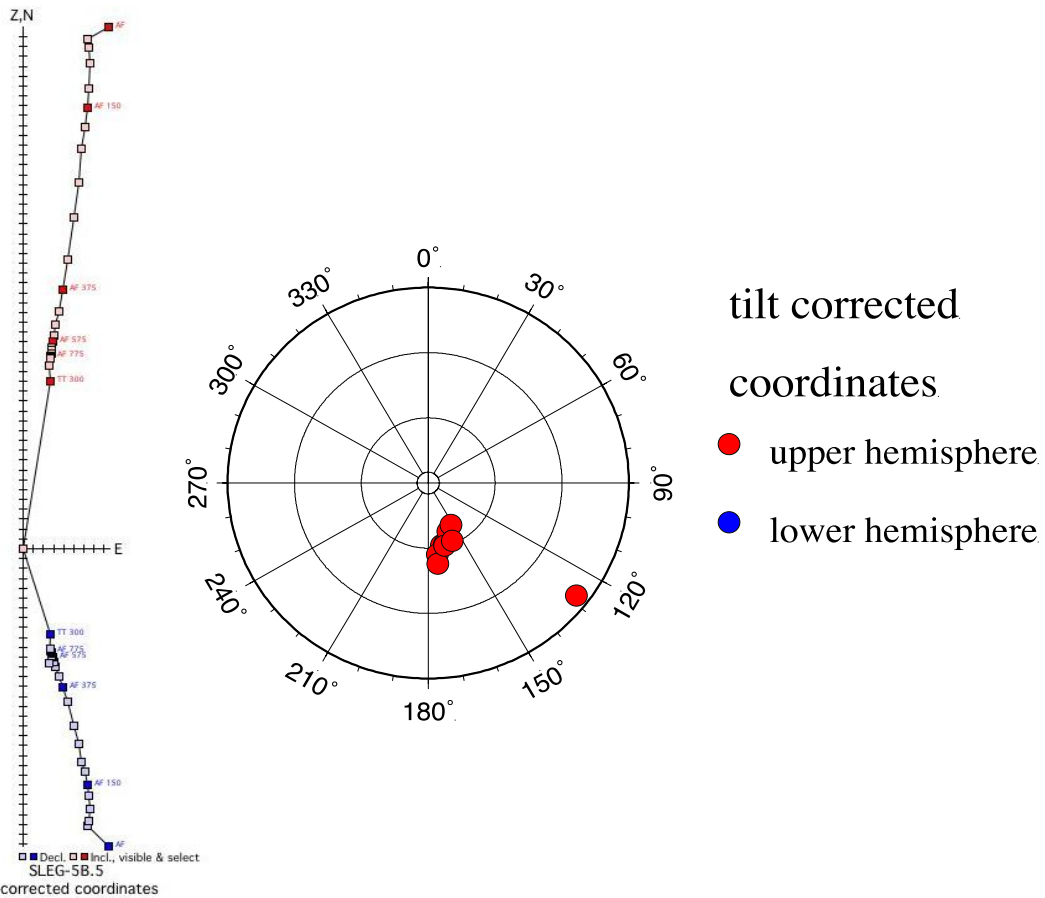
Figura 28.- Diagramas ortogonales (izquierda) y diagrama de igual área del hemisferio inferior (derecha). Coordenadas corregidas por la inclinación de los estratos. CRM de **SLEG10-4P**, Fisher mean strat. decl.: 201.1, incl.: -13.7.

SLEG10-5P

Esta muestra corresponde a una riolita fluidal que sobreyace a la ignimbrita TSF-IGH en la secuencia de El Galindro (Figura 23). Muestra una dirección paleomagnética con fuerte inclinación y con dirección S-SE. La desmagnetización por campos alternados muestra una pequeña componente de baja coercividad que fue eliminada al aplicar 30 nT. Después del último paso de desmagnetización, por campo alternado a los 900nT, se añadieron 2 pasos de desmagnetización térmica a 100 y 300°C para aislar la componente primaria. La magnetización termal a 300 grados no logra

remover por completo la magnetización, pero se toma como un resultado positivo debido al comportamiento lineal de los vectores. La declinación promedio de esta muestra es de 166.4° con una fuerte inclinación de -61° y una polaridad inversa (Figura 29).

Muestra SLEG10- 5P

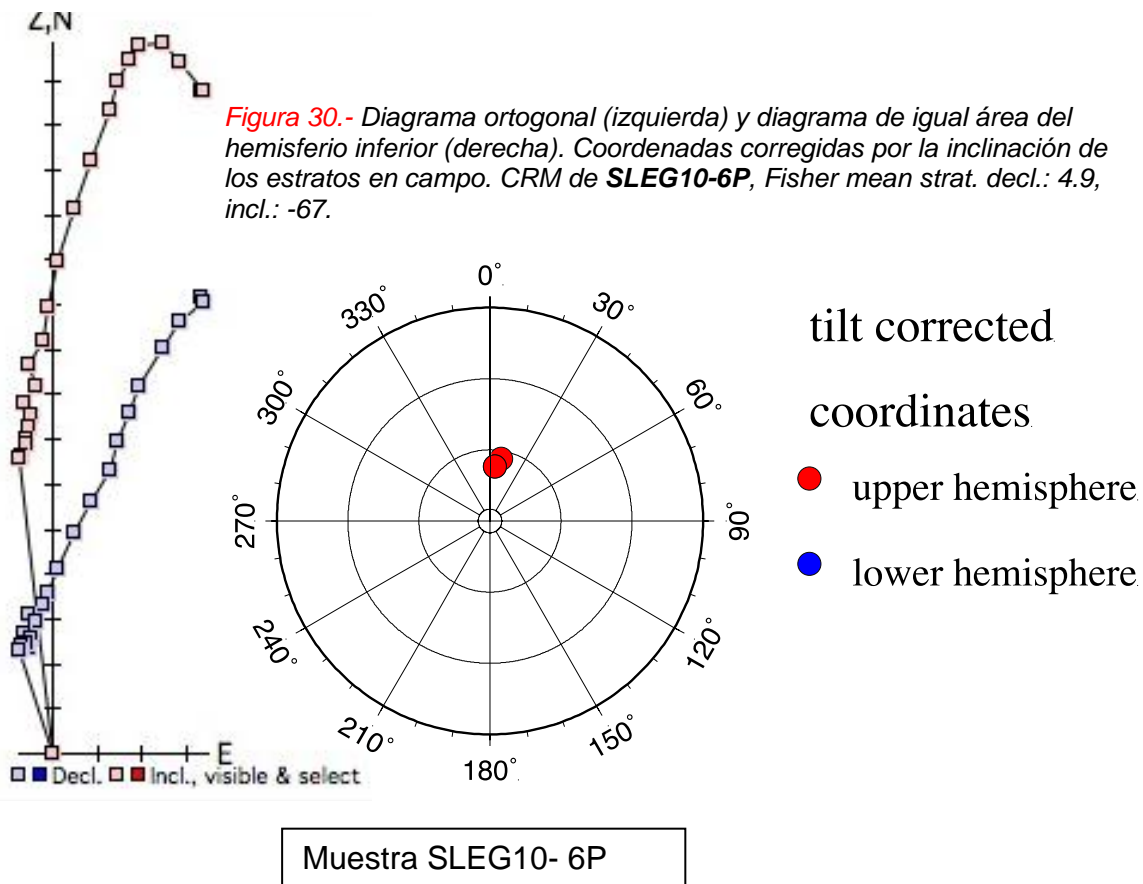


Tilt-corrected coordinates
Figura 29.- Diagrama ortogonal (izquierda) y diagrama de igual área del hemisferio inferior (derecha). Coordenadas corregidas por la inclinación de los estratos en campo. CRM de **SLEG10-5P**, Fisher mean strat. decl.: 166, incl.: -61.

SLEG10-6P

La siguiente muestra corresponde a una toba de lapilli riolítica perteneciente a la secuencia de El Galindro (Figura 23). La señal paleomagnética de los

especímenes es muy difusa, probablemente asociada con la gran cantidad de clastos del sustrato tomados por el flujo piroclástico al momento de su depositación. Sin embargo, al igual que todas las muestras, la señal paleomagnética de esta unidad es de polaridad inversa y a pesar de la dispersión de los datos su declinación promedio es de 4.9° con una fuerte inclinación de -67 (Figura 30).



SLEG10-7P

La muestra SLEG-7 corresponde a la riolita fluidal más joven de la secuencia litológica de El Galindro (Figura 23). Esta presenta una señal paleomagnética con un comportamiento lineal hacia el origen. Solo muestra una pequeña componente

secundaria que desaparece al aplicar los 30nT bajo los campos alternos. Los siguientes pasos desmagnetizan progresivamente a la muestra hasta los 900nT mostrando su remanencia característica (CRM) con una declinación promedio de 63.3° y con una inclinación media de -41.9° con la misma polaridad inversa encontrada en todas las muestras estudiadas. Esta muestra ocurre, en el diagrama de igual área del hemisferio inferior, en el cuadrante NE (Figura 31).

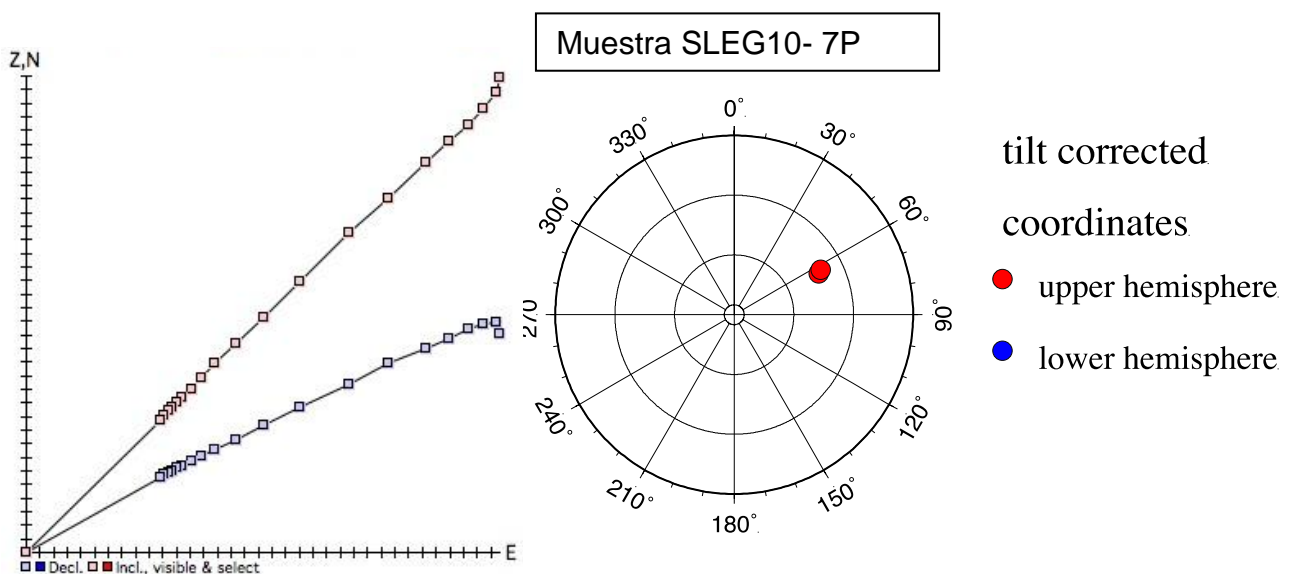


Figura 31.- Diagrama ortogonal (izquierda) y diagrama de área igual del hemisferio inferior (derecha). Coordenadas corregidas para la inclinación de los estratos. **SLEG10-7P**, Fisher mean strat. decl.: 63.3 , incl.: -41.9 .

Capítulo 5 Discusión y conclusiones

5.1 Discusión

5.1.1 Comportamiento y fiabilidad de los resultados paleomagnéticos.

Los datos paleomagnéticos de la Sierra Libre presentados en el capítulo anterior comparten una característica muy peculiar, todas las unidades medidas presentan una polaridad invertida con fluctuaciones considerables y aparentemente aleatorias, en cuanto a dirección e inclinación se refiere, registrándose señales

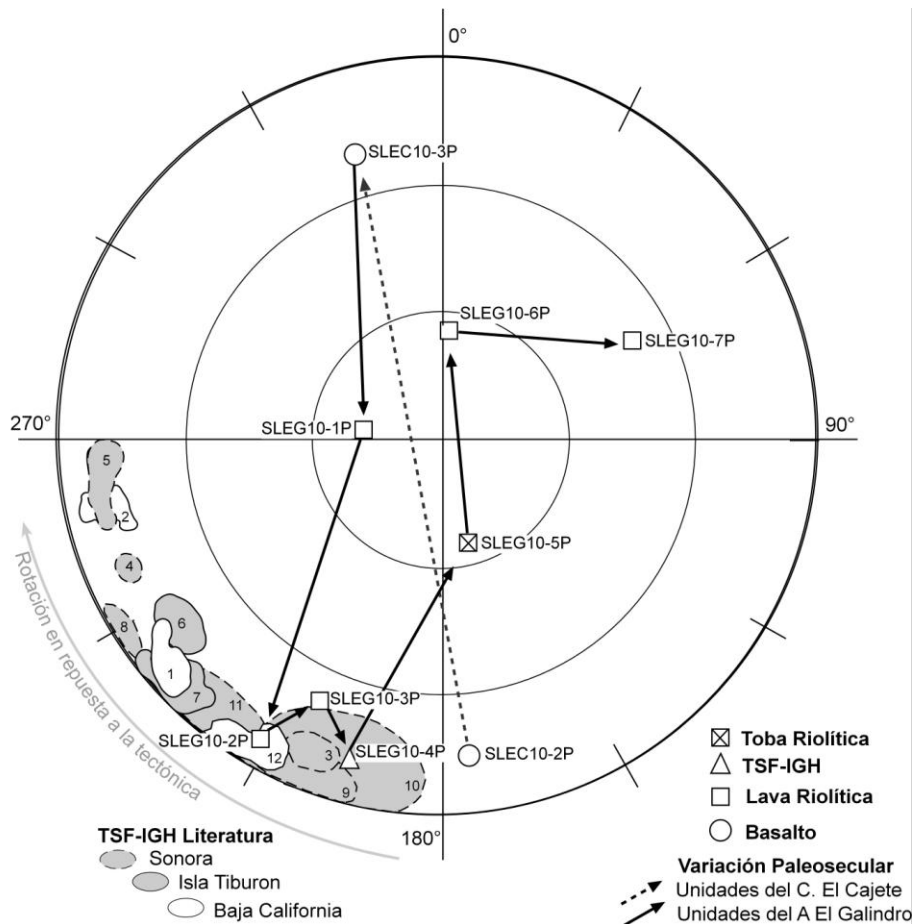


Figura 32.- Estereograma del hemisferio inferior mostrando la variación de la inclinación y declinación del CRM en las muestras estudiadas en la Sierra Libre. Se presentan los campos de los vectores de remanencia paleomagnética obtenidos de la literatura para la Toba de San Felipe-Ignimbrita de Hermosillo: 1.- Santa Isabel Wash, 2.- Cuenca Santa Rosa (Stock et al., 1999); 3.-Hermosillo, 4.-Bahía Kino, 5.-Punta Chueca, 6.- Sierra Alta, 7.- Sierra Mayor (Oskin, 2002); 8.- Cerro La Ceja, 9.- San Miguel de Horcasitas, 10.- El Gavilán, 11.-El Pilar (Hernandez et al., 2008); 12.- Mesa El Pinole, Mesa El Burro y Mesa El Cartabón (Bennett, 2009). Se observa un aumento en la declinación de la TSF-IGH que es derivada de una deformación por cizalla dextral.

paleomagnéticas en los 4 cuadrantes, con cambios de inclinación desde subhorizontal hasta subvertical (Olguin-Villa et al., 2012). Sin embargo, en esas variaciones es posible observar una trayectoria en sentido opuesto a las manecillas del reloj (desde la muestra SLEC-2P hasta la SLEG10-7P, Figura 32). Esta rotación, que desarrolla un ciclo de hasta 360°, se caracteriza por un registro en el cual la mayoría de los datos se reparten en dos grupos con declinaciones antípodas e inclinaciones menores a los 45°, excepto por tres muestras con valores elevados entre los dos grupos. Este comportamiento puede estar asociado a la transición de una inversión del campo geomagnético o a una excursión del campo geomagnético.

Los resultados paleomagnéticos de la unidad TSF-IGH estudiada en este trabajo (Clave SLEG10-4P), presentan las mismas características que las encontradas en los afloramientos de la misma unidad estudiados en Baja California y en Sonora (Figura 32), las cuales han sido ampliamente documentadas en la literatura en numerosos estudios (Stock et al., 1999; Oskin et al., 2001; Hernandez et al., 2008; Bennett, 2009; Olguín-Villa, 2010; Darin, 2011; Olguín-Villa et al., 2012; Skinner et al., 2012). Estas características comprenden una polaridad inversa con una dirección de remanencia magnética hacia el suroeste y con una baja inclinación (Fig. 32). Estos rasgos pueden observarse también en algunas de las lavas riolíticas subyacentes SLEG10-2P y SLEG10-3P, sugiriendo que estas erupciones ocurrieron de manera sucesiva en un corto tiempo.

Bennett (2009) en el análisis de nuevos resultados paleomagnéticos de la TSF-IGH, considera como un vector de referencia estable a las direcciones de remanencia de aquellos afloramientos de la TSF-IGH en Baja California que

permanecen sub-horizontales al Oeste del escarpe del Golfo de California y no presentan deformación estructural. Dicho vector de referencia estable presenta solo algunos grados más de declinación que los valores encontrados en la unidad TSF-IGH en este estudio y los reportados en las localidades de Sonora Central, a una distancia considerable del Golfo de California ([Hernandez et al., 2008](#); Ver tablas de resultados paleomagnéticos en [Anexos](#)).

En los resultados de este trabajo se observa también que las declinaciones de los vectores magnéticos de la TSF-IGH, difieren un poco de los encontrados en localidades cercanas al Golfo de California, existiendo una dispersión de los datos en función de su ubicación en el espacio ([Fig. 32](#)). [Olguin-Villa \(2010\)](#) muestra que en la región de Cataviñá, Baja California, ubicada fuera del escarpe del Golfo de California en el límite Occidental de los vestigios TSF-IGH, los vectores de remanencia magnética presentan una declinación de 209.1° y una inclinación de -5.4° . Estos valores son casi iguales a los reportados por [Bennett y Oskin \(2012\)](#) como vectores de referencia estable (212° y -2° respectivamente). Sin embargo, para localidades ubicadas dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California como Cuenca Santa Rosa en Baja California ([Stock et al., 1999](#)), que han sido fuertemente basculadas por los procesos tectónicos relacionados a la apertura del Golfo, los vectores de remanencia magnética de la TSF-IGH presentan una declinación más elevada, mostrando una rotación de en función de la tectónica transtensional ([Figura 32](#)). Un ejemplo en Sonora de la afectación en los vectores de la remanencia paleomagnética de la TSF-IGH, por la tectónica de cizalla dextral, es el de la localidad costera de Punta Chueca, donde los afloramientos estudiados muestran

también elevadas declinaciones de hasta 270° (Oskin, 2002). De acuerdo a estos comportamientos en la variación del vector de remanencia paleomagnética, consideramos que los resultados obtenidos en nuestro estudio de la TSF-IGH son fiables y que la secuencia analizada no presenta una rotación importante.

5.1.2 Ubicación en el tiempo y en la escala de polaridad geomagnética

La secuencia litológica estudiada en la Sierra Libre presenta un amplio registro del volcanismo durante el límite entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior. Esta secuencia es marcada por la presencia de dos magmatismos fundamentales, divididos en un volcanismo de Arco continental y uno post-Arco. Los estudios realizados en el presente trabajo fueron enfocados a los “vestigios” del magmatismo post-arco. El inicio de este magmatismo en la Sierra Libre, de acuerdo con la caracterización petrológica realizada por Barrera-Guerrero (2012), ocurre en el Mioceno medio con la aparición de modestos derrames de basalto relacionados a una serie transicional. Unidades similares han sido originalmente fechadas por MacMillan y otros (2003) en 13 Ma y por Vidal-Solano y otros (2005) en 12.6 Ma. Sobreyaciendo a las unidades máficas ocurre el Evento Volcánico Hiperalkalino constituido por potentes derrames de riolitas fluidales e ignimbritas, entre las que se encuentra la Ignimbrita de Hermosillo/Toba de San Felipe (Barrera-Guerrero, 2012). Barrera-Guerrero (2012) reconoce, que cubriendo a la secuencia hiperalkalina en la Sierra Libre, ocurre un derrame con alta densidad y de composición intermedia a félsica que forma parte del volcanismo anorogénico post-Arco. Esta unidad de afinidad toleítica fue relacionada del volcanismo islandítico del Mioceno Superior por Vidal-Solano (2005) y constreñido en los rangos de edades que van de los 11.5 a los

10.4 Ma (Vidal-Solano et al., 2007). Estos datos geocronológicos permiten sugerir que nuestra secuencia puede encontrarse entre 12.6 y 11.5 Ma aproximadamente.

Un trabajo análogo al presente estudio fue realizado por Alva-Valdivia et al., (2000) en rocas volcánicas del centro de México. En ese trabajo se encontraron algunas polaridades inversas con edades absolutas de 10.99 ± 0.23 relacionadas con una posible Crona **C5r.1r** (10.94-11.05), otras con edades publicadas de 12.0 ± 2.0 dentro de la Crona **C5r.1r-C5Abr** (10.94-11.93). Esto fue establecido de acuerdo a los datos de la escala de polaridad geomagnética reportados por Cande y Kent, (1995), lo cual podría ubicar en el tiempo a los resultados de las magnetizaciones inversas encontrados en la Sierra Libre dentro de la misma Crona. Sin embargo, inconsistencias encontradas para el Mioceno medio en la escala de polaridad de Cande y Kent (1995) fueron revisadas con detalle en Aziz et al., (2003). Para fines de nuestra discusión sobre la ubicación en tiempo de nuestros datos paleomagnéticos, se utilizará la nueva escala de polaridad para el Mioceno medio, que además fue calibrada astronómicamente. Esta escala que contempla varias inversiones de polaridad entre los 12.9 y los 10.6 Ma, será considerada a continuación para ubicar en el tiempo la secuencia litológica estudiada (Figura 33).

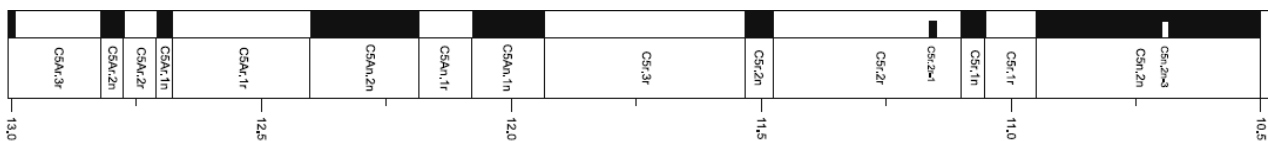


Figura 33.- Escala de polaridad Geomagnética y (sub)cronas correspondientes al Mioceno Medio-Superior. Edad en Ma. Tomado de Aziz et al., 2003.

Dentro de los rangos de tiempo antes mencionados se encuentra la subcrona más antigua de polaridad inversa, que es representada por la notación **C5Ar.3r**. Esta

contempla un pequeño rango de edad de 12.9 a ~12.8 Ma dentro del cual habría que incluir a todos los datos paleomagnéticos obtenidos a partir del presente estudio, situación que no es posible dado que las edades más antiguas reportadas en la literatura para la TSF-IGH son valores menores de 12.8 Ma. Además, esta hipótesis tendría que contemplar que todos los episodios volcánicos post-arco ocurrieron en un lapso de tiempo de 100 Ka. Por otro lado, la siguiente subcrona de polaridad inversa **C5Ar.2r** se encuentra en un período de tiempo todavía más corto a los ~12.75, por lo tanto no podría ser tomada en cuenta para nuestro estudio. Una siguiente subcrona es la **C5Ar.1r** que empieza aproximadamente a los 12.70 Ma y acaba a los ~12.35. Esta es una posible subcrona para el constreñimiento temporal de las magnetizaciones en los datos obtenidos en la Sierra Libre que además contempla un periodo de 350 Ka.

Otras posibilidades, para la delimitación temporal de la secuencia estudiada, aunque de edad más joven, son por un lado, la subcrona **C5r.3r** que comprende un periodo de tiempo entre los 11.96 y los 11.51 Ma., así como la subcrona **C5r.2r** que contempla los 11.48 a los 11.05 Ma. Ambas son de polaridad inversa y pudieran acotar no solamente a los basaltos que inician la secuencia, si no a todas las magnetizaciones medidas en la Sierra Libre.

La nueva escala del Tiempo Geológico 2012 ([Gradstein et al., 2012](#)) incluye una escala de polaridad geomagnética más reciente. Esta contempla una actualización de los intervalos con polaridad invertida que fueron anteriormente contemplados en nuestra discusión. Los valores que corresponden a las posibles

subcronas son: **C5r.3r** (12.049 a 11.657 Ma), **C5An.1r** (12.272 a 12.174 Ma), **C5Ar.1r** (12.735 a 12.474).

La existencia en la costa de Sonora de un volcanismo de edad 12.56 ± 0.1 Ma, que además no está relacionado petrológicamente al evento hiperalcalino (toba riolítica orogénica con biotita), ha mostrado de acuerdo a estudios paleomagnéticos, guardar también una señal de polaridad inversa con características de baja inclinación y dirección SW (Darin, 2011; Figura 34). Este evento debió haber ocurrido dentro de la subcrona **C5Ar.1r** (12.735 a 12.474). Por otro lado, Bennett (2009) reporta que la TSF-IGH tiene una edad de 12.50 ± 0.08 Ma y estipula que debió depositarse durante la subcrona de polaridad invertida **C5Ar.2r** (12.401 a 12.678 Ma) de Cande y Kent (1995), aunque bajo la nueva actualización en Gradstein y otros (2012) corresponde también a la **C5Ar.1r**. Sin embargo, la edad de la TSF-IGH en la Sierra Libre ha sido obtenida en sanidinas en 12.34 Ma (MacMillan et al., 2006), mostrando que no es posible hacer una simple correlación geocronológica en esta unidad.

A DS-17, Tuff of San Ignacio (Mtsi)

Example: Core #9

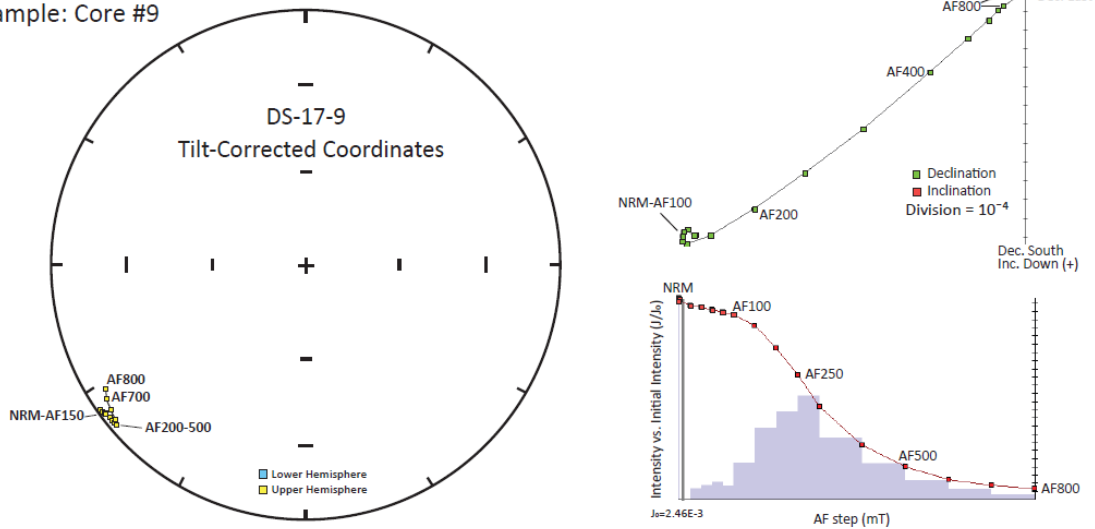
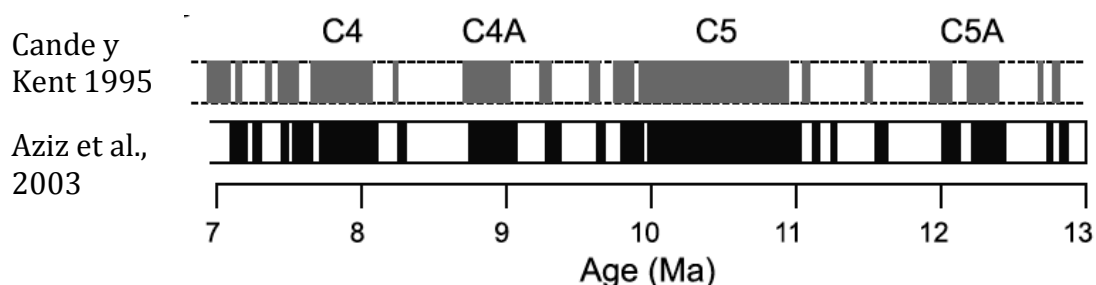


Figura 34.- Datos paleomagnéticos de una unidad volcánica sincrónica al volcanismo estudiado en la Sierra Libre. Tesis de maestría de Mike Darin, comunicación personal.

Recientemente, ha sido propuesto que la edad de la TSF-IGH obtenida en las sanidinas de la mayoría de los trabajos de la literatura (promedio de 12.37 Ma), no corresponde a la edad de la erupción (Vidal-Solano, 2011). Edades más jóvenes han sido encontradas tanto en Pómez (11.7-11.9Ma, Gómez-Valencia et al., 2008), en enclaves traquíticos (12.03 Ma, Stock et al., 2008; Vidal-Solano et al., 2008b), como en sanidinas (11.8 Ma y 11.92 Ma, López-Martínez et al., 2010 y Till et al., 2009). Esto sugiere que la erupción de la TSF ocurrió después de las inversiones de las subcronas **C5An.1r** (12.272 a 12.174 Ma) y **C5Ar.1r** (12.735 a 12.474).

5.1.3 implicaciones petrogenéticas

Al tomar en cuenta que el evento post-arco en la Sierra Libre, a pesar de estar dominado por fuertes coladas de composición riolítica hiperalcalina, tiene la presencia de basaltos transicionales ligados genéticamente con estas unidades (Barrera-Guerrero, 2012), resulta una connotación petrológica importante, porque a pesar de manifestarse en un periodo de tiempo corto, implicaría que fue lo suficientemente amplio para permitir un cambio a un evento dominado por líquidos muy diferenciados. Es por eso que consideramos como una mejor opción la subcrona **C5r.3r** (11.657- 12.049 Ma. Gradstein et al., 2012) para la delimitación temporal de la secuencia estudiada. Bajo esta asunción líquidos basálticos transicionales pudieron diferenciarse durante un tiempo suficiente para dar paso a la formación y acumulación de un intenso magmatismo félsico, el cuál pudo manifestarse en un rango de tiempo de ~400 mil años. Cabe señalar que es notable cómo el incremento de apariciones de polaridad inversa crece bajo la escala de polaridades geomagnéticas afinada astronómicamente de Aziz et al. (2003) en comparación con las viejas referencias de Cande y Kent (1995, Figura 35).



5.2

Figura 35.- Comparación visual de las escalas de polaridades magnéticas mencionadas en este trabajo. Color negro; polaridad normal. Color blanco; polaridad inversa.

Conclusiones

El presente trabajo arroja las siguientes conclusiones:

- (1) Las direcciones de remanencia magnética característica de las unidades estudiadas en la Sierra Libre presentan magnetizaciones con polaridad inversa. Este fenómeno puede estar asociado a una transición de inversión del campo geomagnético o a una excursión del campo geomagnético. Esto ocurrió durante una de las subcronas de polaridad invertida propuestas en la escala de polaridad Geomagnética (**C5r.3r**; [Gradstein, 2012](#)).
- (2) Los resultados de la remanencia paleomagnética de la TSF-IGH presentados en este trabajo muestran ser iguales o muy similares a los reportados en la literatura para vectores de referencia magnética estable, sugiriendo que no existe una rotación importante en el bloque que contiene la secuencia estudiada. Bajo esta premisa se corrobora la confiabilidad de dichos resultados.
- (3) Los resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio aunado al conocimiento petrológico de la secuencia estudiada, nos permite proponer que la ocurrencia del evento post-arco tuvo lugar en el Tortoniano, como respuesta a un cambio geológico mayor registrando el límite entre el Mioceno Medio y el Mioceno Tardío.

5.3 Perspectivas

Un trabajo futuro deberá consistir en la interpretación de los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética para la determinación de los puntos de emisión de este intenso volcanismo que conforma a la Sierra Libre. Además es necesaria una posterior interpretación de la mineralogía magnética para la caracterización de los minerales principales portadores de la magnetización.

Es importante continuar aplicando esta metodología paleomagnética en las unidades que subyacen y sobreyacen al paquete litológico aquí estudiado. Con esto se podrá acotar con más precisión el rango temporal en el cuál se emplazaron las unidades volcánicas y permitirá mostrar una buena evolución de la variación del Campo Geomagnético de la época y de la región.

Capítulo 6 BIBLIOGRAFÍA

ALVA-VALDIVIA, L.M., GOGUITCHAICHVILI, A., FERRARI, L., ROSAS-ELGUERA, J., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., ZAMORANO-OROZCO, J.J., 2000 – Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Planets Space*, 52, 467-478, 2000.

ATWATER, T., 1970 – Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North America, *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3513–3536, 19.

ATWATER, T., 1989 - Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, in *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, edited by E. L. Winterer, D. M. Hussong, and R. W. Decker, The Geological Society of America, Boulder, Colorado vol. N, pp. 21–72.

AZIZ, H.A., KRIJGSMAN, W., HILGEN, F.J., WILSON, D.S., CALVO, J.P., 2003 – An astronomical polarity timescale for the late middle Miocene based on cyclic continental sequences. *Journal of geophysical research*, vol. 108, NO. B3, 2159, doi: 10.1029/2001JB001818, 2003.

BARRERA-GUERRERO, S., 2012 – Contribución al estudio del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: Petrología de la Sierra Libre, Sonora. Tesis Profesional de Maestría en Ciencias Geología, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 114pp.

BENNETT, S., 2009 – Transtensional Rifting in the Late Proto-Gulf of California Near Bahía de Kino, Sonora, México. Tesis de Doctorado, University of North Carolina at Chapel Hill, 122pp.

BENNETT, S. y OSKIN, M. 2012- Paleomagnetic Evidence of Oblique Rift Localization in the Gulf of California. American Geophysical Union, Fall Meeting 2012, abstract #T51B-2574.

BARTOLINI, C., MORALES-MONTAÑO, M., DAMON P., SHAFIQUILLAH, M., 1991 – Geology and geochronology of the Sierra Lista blanca, central Sonora, México: a progress report: Boletín del Departamento de geología, Universidad de Sonora, 8(1), 1-15pp.

BUTLER, R. F., 1992 – PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Libro web: www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/

CALMUS, T., LUGO-ZAZUETA, R., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., RIVERA-SIVIRIÁN, D., VALENCIA MORENO, M., RAMOS-VELÁZQUEZ, E., 2010 – El Batolito de Hermosillo: Un eslabon del Arco Magmático Laramide en Sonora, México (resumen), en Simposio Geo-Laramide: La Orogenia Laramide del SW de Norte América: *Ánálisis del magmatismo, deformación y metalogénesis*, Hermosillo, Sonora, México, Libro de resúmenes, 33pp.

CANDE, S.C., KENT, D.V., 1995 – Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095, 1995.

COCHEMÉ, J. J., 1981 – Mise en évidence d'un granite sub-volcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique): *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, 293, 989-991pp.

DAMON, P.E., SHAFIQUILLAH, M., ROLDÁN-QUINTANA, J., COCHEMÉ, J-J., 1983 – El batólito Laramide (90-40 Ma) de Sonora. XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Guadalajara, Jalisco, México, 63-95pp.

DARIN, M.H., 2011, Late Miocene extensional deformation in the Sierra Bacha, coastal Sonora, Mexico: Implications for the kinematic evolution of the proto-Gulf of California [M.S. Thesis]: Eugene, University of Oregon, 95 p.

DOKKA, R. K., MERRIAM, R. H., 1982 – Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, México: Geological Society of America Bulletin, 93, 371-378.

DUNLOP, D. Y & ÖZDEMİR, O., 1997. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press.

GANS, P. B., 1997 – Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, 16, 388-408pp.

GÓMEZ-VALENCIA, A. M., VIDAL-SOLANO, J.R., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., 2008 – Análisis geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en pómez: Contribución al esclarecimiento de la edad de las ignimbritas hiperalcalinas del NW de México. XVIII Congreso Nacional de Geoquímica, Hermosillo Son., vol. 18., No. 1, 18-21pp.

GÓMEZ-VALENCIA., A. M., 2011 – Petrografía y geoquímica del volcanismo Oligoceno-Mioceno Medio en Rayón, Sonora: énfasis en el estudio y significado del volcanismo hiperalcalino en la región. Tesis Profesional de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 143pp.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J., SCHMITZ, M. y OGG, G., 2012 – The Geologic Time Scale 2012. DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00005-6

HENRY, C. D., 1989 – Late Cenozoic Basin and Range structure in western México and adjacent to the gulf of California, México: Geological Society of America Bulletin, 101, 1147-1156pp.

HERNÁNDEZ, G., STOCK, J. M., VIDAL-SOLANO, J. R., PAZ-MORENO, F. A., 2008 – Paleomagnetic Constraints on the Extent of the Miocene Tuff of San Felipe/Tuff of Hermosillo, Sonora, México. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 40, 2008, p. 197-2.

KARING y JENSKY, 1972 – The protogulf of California: Earth Planetary Science Letters, 17, 1968-174.

KING, R.E., 1939 – Geological reconnaissance in Northern Sierra Madre Occidental. Geological Society of America Bulletin, No. 50, 1625-1722pp.

LOPEZ-MARTÍNEZ, M., MARTIN-BARAJAS, A., STOCK, J., LINO-ESCOBEDO, S., PIÑERO-LAJAS, D., 2010 – El volcanismo de arco del mioceno inferior en el Norte de Baja California. Geos, Vol. 30, No. 1, Noviembre, 2010.

MACMILLAN, I., GANS, P.B., TILL, C.V., 2006 – Magmatic and structural history of the Sierra Libre and Santa Ursula and implications for early opening of the Gulf of California in Prooccedings (resumen), en MARGINS Workshop: Lithospheric Rupture in the Gulf of California – Salton Trough Region.

MARTÍN-BARAJAS, A., STOCK, J. M., LAYER, P., HUSBANCK, B., RENNE, P., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., 1995 – Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico: Geological society of America bulletin, 107, 407-424pp.

MARTÍN-BARAJAS, A., STECKLER; M y STOCK, J., 2001 – Ruptura de la litósfera continental en la región del Golfo de California y Salton Trough: Reporte del taller MARGINS de Puerto Vallarta, México. Unión Geofísica Mexicana, 1, 41-44.

MEAD, R. D., KESLER, S.E., FOLAN, K. A., JONES, L. M., 1988 – Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of México: Economic geology, 3, 1943-1965pp.

MERRILL, R. T., y MCFADDEN, P. L., 1999 – Reviews of Geophysics, Vol. 37, No. 2, pp. 201-226. doi:10.1029/1998RG900004.

MERRILL, R. T., MCELHINNY, M. W., & MCFADDEN, P. L. 1996 - The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic Press.

MORA-ÁLVAREZ, G., y McDOWELL, F. W., 2000 – Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico. In H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Díaz & J. M. Stock (Eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 334, 123-141.

MORALES-MONTAÑO, M., BARTOLINI, C., DAMON, P., SHAFIQULLAH, M., 1990 - K-Ar dating stratigraphy and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, central Sonora, México: Abstracts with Programs-Geological Society of America, 22(6),73 pp.

OLGUIN-VILLA, A. E., STOCK J. M. y VIDAL-SOLANO, J. R., 2008 – Establecimiento de la distribución espacial de los depósitos ignimbríticos hiperalcalinos en el NW de México mediante el análisis de imágenes ASTER. Geos, Vol. 28, No. 2 pág. 218.

OLGUIN-VILLA, A. E., 2010 - Estudio físico y químico del volcanismo hiperalcalino en la región de Cataviñá, Baja California. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora, 84pp.

OLGUÍN- VILLA, A. E., VIDAL-SOLANO., J. R., y STOCK, J. M., 2010 – Estudio físico y químico del volcanismo félsico en la región de Cataviñá, Baja California: Manifestaciones occidentales del gran depósito ignimbrítico hiperalcalino del NW de México. *Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana*, Puerto Vallarta Jalisco, Geos, Vol. 30, No. 1, Noviembre, 2010, 102pp.

OLGUÍN-VILLA, A. E., STOCK, J. y VIDAL-SOLANO., J. R. 2011- Magnetic stratigraphy of Peralkaline Volcanism in Sierra Libre, Sonora, México. American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #GP23A-1025.

OLGUÍN-VILLA, A. E., STOCK, J. y VIDAL-SOLANO., J. R. 2012- Magnetic stratigraphy of Peralkaline Volcanism in Sierra Libre, Sonora, México. Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. 44, No. 3, p. 6.

OROZCO-GARZA, J.A., 2003 – Petrología de los diques de lamprórido en el área de Hermosillo, Sonora: Contribución a la evolución magmática de Sonora central. Tesis de maestría, Universidad de Sonora, 119 p.

OSKIN M. E., STOCK J. M., y MARTIN-BARAJAS, A., 2001 – Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, 29(5), 459-462 pp.

OSKIN M. E., 2002 – Tectonic evolution of the Northern Gulf of California, México, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfín Basin. PhD thesis California Institute of Technology, Pasadena 487pp.

OSKIN M, STOCK J., 2003 - Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfín basin, northeastern Baja California and western Sonora. En: SE Johnson, SR Paterson, JM Fletcher, GH Girty, DL Kimbrough, A Martín-Barajas (eds.), Tectonic evolution of northwestern Mexico and the

southwestern USA: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Special Paper 374: 421–438.

PALOMINO-MEDINA L.A., y VIDAL-SOLANO J.R., 2009 – Hallazgo de nuevos afloramientos para el volcanismo explosivo hiperalcalino del Mioceno Medio: Cartografía de la región de San José de Batúc, Sonora, México. Libro de Resúmenes del 1er Seminario de Geología y Astronomía Dr. Guillermo Armando Salas Pizá, Hermosillo, Sonora, México. Vol. 1, 97-105.

PACHECO-HOYOS, J. G., VIDAL-SOLANO, J. R., y STOCK, J. M., 2009 – Aspectos de vulcanología física sobre las ignimbritas hiperalcalinas del Micoeno Medio en el NW de México: Implicaciones Paleotopográficas. Libro de Resúmenes del 1er Seminario de Geología y Astronomía Dr. Guillermo Armando Salas Pizá, Hermosillo, Sonora, México.

PAZ MORENO, F.A., 1992, Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques. Tesis de doctorado, Universidad Aix-Marseille III, 220pp.

PAZ-MORENO, F.A., DEMANT A., ORNELAS-SOLIS, R.E., 2000 – Las ignimbritas hiperalcalinas neógenas de la región de Hermosillo, Sonora, México: mineralogía y geoquímica. *IV Reunión sobre la geología del noroeste de México y áreas adyacentes*, 90-91pp.

PEÑA-LEAL, J.L., ZAMORA-TOVAR, R., DORANTES-CONTRERAS, V., 2000 – Carta geológico minera, Sierra Libre, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano.

RICHARD, D., BONIN, B., MONOD, O., 1989 – Les granites du Sonora (Mexique) et leur context géodynamique: Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 308, 537-543pp.

ROLDAN-QUINTANA, J., MORA-KLEPEIS, G., CALMUS, T., VALENCIA-MORENO, M., y LOZANO-SANTACRUZ, R., 2004 – El Graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21 (3), 320-334 pp.

SEILER, C., FLETCHER, J.M., QUIGLEY, M.C., GLEADOW, A.J.W., KOHN, B.P., 2010 – Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?. Tectonophysics 488 (2010) 87-109.

SKINNER, S., STOCK, J., MARTIN-BARAJAS, A., - Characterization of the Tuff of San Felipe on Isla Angel de la Guarda, Baja California, Mexico. 108th GSA Cordilleran Section Meeting. Paper 10-2.

STOCK J.M., y HODGES K., 1989 – Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics, abstract electronico* <http://www.agu.org/pubs/crossref/1989/TC008i001p00099.shtml>. *J. Volcanol. Geother.*

STOCK J.M., LEWIS C.J., NAGY E.A., 1999 – The tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 93,53 -74.

STOCK, J. M., MARTIN-BARAJAS, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., y CHAPMAN A., 2008 – Net slip across the ballenas transform fault measured from offset Ignimbrite Deposit, IAG poster.

TAUXE, L., 2010 – Essentials of Paleomagnetism, University of California Press, 2010.

TILL C., GANS, P. y SPERA, F., 2006 – Implications for the transition from Oligo-Miocene subduction to late Miocene transtension in Southern Sonora, Mexico from igneous geochemistry, en Backbone of Americas-Patagonia to Alaska, Mendoza, Argentina: USA, The geological society of America, 2, 51 pp.

TILL, C., GANS, P., SPERA, F., MACMILLAN, I., BLAIR, B., 2009 – Perils of petrotectonic modeling: A view from southern Sonora, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 186, 160-168.

VIDAL-SOLANO J.R., 2005 - Le volcanisme hyperalcalin d'age Miocene Moyen du Nord-Ouest du Mexique (Sonora): Minéralogie, Géochimie, cadre géodynamique ; *Tesis de doctorado, Universidad Paul Cézanne, 256pp.*

VIDAL-SOLANO J. R., PAZ MORENO F.A., DEMANT A., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., 2007 – Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: reevaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo Terciario. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.24, núm. 1, 47-67pp.*

VIDAL-SOLANO J.R., LAPIERRE H., STOCK J.M., DEMANT A., PAZ-MORENO F.A., BOSCH D., BRUNET P. & AMORTEGUI A. 2008 – Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline Middle Miocene ignimbrites from central Sonora: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2008, t. 179, no 5, pp. 453-464.

VIDAL-SOLANO J. R., STOCK J. M., IRIONDO A., y PAZ- MORENO F.A., 2008 – Las Ignimbritas Hiperalcalinas del NW de México: Una Mega Erupción durante el Mioceno Medio?. *Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta Jalisco, Geos, Vol. 28, No. 2, Octubre, 2008, pág. 218,312pp.*

VIDAL-SOLANO, J. R., y STOCK J. 2010a – Extensión de los depósitos del Gran pulso ignimbrítico hiperalcalino en el NW de México: Hallazgo de nuevos afloramientos en las regiones de San José de Batúc y Cd. Obregón Sonora. *Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana*, Puerto Vallarta Jalisco, Geos, Vol. 30, No. 1, Noviembre, 2010, 103pp.

VIDAL-SOLANO J. R., y STOCK J., 2010b – Correlación geoquímica e implicaciones tectónicas de la Ignimbrita hiperalcalina ampliamente distribuida en el NW de México: WD-FRX en secciones de roca. *XX Congreso Nacional de Geoquímica*, Temixco, Morelos, Vol. 16, No. 1.

VIDAL-SOLANO J. R., 2011 - Informe técnico del proyecto de Ciencia Básica CONACYT 61198 titulado: Estudio de los Mecanismos Eruptivos y de la Petrogénesis del Volcanismo Hiperalcalino en el NW de México (Sonora y Baja California). Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT.

WEINSTOCK, H., 1995 – SQUID Sensors: Fundamentals, fabrication and applications. NATO ASI Series, SERIES E: Applied Sciences. Vol. 329.

Muestra	Latitud	Longitud	DeclMag	Rumbo_Capa	Echado_capa	Echado_Núcleo	Rumbo_Núcleo	Tipo_Desmag	nT	Momento	Decl_Estrato	Incl_Estrato
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	0	0.0325	179.4	-10.1
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	30	0.0331	178.5	-9.9
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	60	0.0326	177.9	-10.1
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	90	0.0307	177.5	-10.1
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	125	0.0269	177.2	-10.4
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	150	0.0236	177	-10.4
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	175	0.0203	176.8	-10.6
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	200	0.017	176.7	-10.3
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	240	0.013	176.6	-10.1
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	280	0.00994	176.4	-10.1
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	325	0.0073	176.6	-10
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	375	0.0059	176.6	-10.4
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	425	0.00504	176.7	-10.3
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	475	0.00446	176.7	-10.7
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	525	0.00407	176.8	-10.5
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	575	0.00378	176.8	-11
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	625	0.00356	176.9	-11
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	675	0.00337	177	-11
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	725	0.00322	176.7	-11.1
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	775	0.00311	176.8	-10.9
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	825	0.00299	176.7	-11.2
SLEC-2	28.7	249.1	8.9	145.9	38	64	353.9	AF	900	0.00285	176.7	-11.2

ANEXO: Tabla de coordenadas y resultados paleomagnéticos para las muestras estudiadas en la Sierra Libre. SLEC10-2P; SLEC10-3P; SLEG10-1P; SLEG10-2P; SLEG10-3P; SLEG10-4P; SLEG10-5P; SLEG10-6P; SLEG10-7P.

Continuación...

Muestra	Latitud	Longitud	DeclMag	Rumbo_Capa	Echado_capa	Echado_Núcleo	Rumbo_Núcleo	Tipo_Desmag	nT	Momento	Decl_Estrato	Incl_Estrato
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	0	0.0267	344.7	-17.1
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	30	0.0267	344.3	-17.6
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	60	0.0266	343.7	-18.1
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	90	0.0262	342.9	-19.2
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	125	0.0246	342.2	-20.3
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	150	0.0224	341.6	-20.9
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	175	0.0196	341.1	-21.1
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	200	0.0163	340.8	-21.4
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	240	0.012	340.6	-21.5
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	280	0.00871	340.4	-21.5
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	325	0.0062	341.3	-21.5
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	375	0.00503	341.9	-21.6
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	425	0.00441	342.4	-21.7
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	475	0.00407	342.4	-21.7
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	525	0.00383	342.5	-21.7
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	575	0.00369	342.7	-21.9
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	625	0.00357	342.2	-21.8
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	675	0.00347	342.3	-21.9
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	725	0.0034	342.5	-22
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	775	0.00334	342.6	-22.1
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	825	0.00329	342.2	-22.3
SLEC10-3	28.7	249.1	176.5	313.5	38	59	484.5	AF	900	0.0032	342.3	-22.2

Continuación...

Locality_Name	Latitude	Longitude	Magnetic_Declination	Sample_Name	Bedding_Strike	Bedding_Dip	Number_of_De_mag_Steps	Core_Plate_Dip	Core_Plate_Strike	Demag_Type	Demag_Level	Moment	Strat._Declination	Strat._Inclination
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	NRM	0	0.000211	208.1	-25.1
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	LN	2	0.000211	201.1	-24
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	LN	2	0.000211	203.3	-24.8
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	LN	2	0.000211	202.9	-24.8
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	0	0.000211	204	-24.6
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	25	0.000211	204.2	-24.8
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	50	0.00021	203.8	-24.9
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	75	0.00021	203.8	-25.2
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	100	0.000209	203.5	-25.4
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	125	0.000208	203.4	-25.8
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	150	0.000206	203.3	-26
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	175	0.000204	203.1	-26.3
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	200	0.000201	202.8	-26.7
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	250	0.000196	202.7	-26.6
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	300	0.000185	202.9	-27
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	350	0.000177	202.5	-27
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	400	0.000168	202.3	-27.3
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	450	0.00016	202.5	-27
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	500	0.000152	202.6	-27.6
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	550	0.000145	202.7	-28
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	600	0.000139	202.1	-28.1
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	650	0.000134	201.7	-28.2
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	700	0.000129	202	-28.2
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	750	0.000124	202.2	-28.4
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	800	0.00012	202.5	-28.4
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	850	0.000116	202.3	-28.2
SLEG10-3P	28.6	249.1	-10.7	3&4P3PF.3	129.3	50	28	8	39.3	AF	900	0.000113	201.7	-28.4

Continuación...

Locality_Name	Latitude	Longitude	Magnetic_Declination	Sample_Name	Bedding_Strike	Bedding_Dip	Number_of_De_mag_Steps	Core_Plate_Dip	Core_Plate_Strike	Demag_Type	Demag_Level	Moment	Strat._Declination	Strat._Inclination
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	NRM	0	0.000754	146	73.6
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	LN	2	0.000742	150.1	75.4
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	LN	2	0.000741	139.7	71.3
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	LN	2	0.00074	138.1	70.3
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	0	0.000737	141.4	72.4
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	25	0.000739	138.5	73.2
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	50	0.000735	138.4	72.9
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	75	0.000726	140.5	72.5
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	100	0.000708	142.2	72.1
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	125	0.000684	143.4	71.6
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	150	0.000653	144.6	71.4
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	175	0.000619	144.9	70.9
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	200	0.000581	145.8	70.8
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	250	0.000506	146	70.5
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	300	0.000418	147.5	70.2
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	350	0.000348	147.7	70.2
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	400	0.000295	148.5	70.1
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	450	0.000249	147.8	70.1
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	500	0.000212	148.1	69.8
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	550	0.00018	149	69.3
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	600	0.000156	148.2	69.2
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	650	0.000135	148.4	69.6
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	700	0.000116	147.8	68.9
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	750	0.000102	148.2	69.7
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	800	0.0000913	146.7	69.6
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	850	0.0000823	145.1	68.8
SLEG10-4P	28.6	249.1	-10.7	3&4P4PH.3	309.3	50	28	16	79.3	AF	900	0.0000768	143.7	68.2

Continuación...

Locality_Name	Latitude	Longitude	Magnetic_Declination	Sample_Name	Bedding_Strike	Bedding_Dip	Number_of_De_mag_Steps	Core_Plate_Dip	Core_Plate_Strike	Demag_Type	Demag_Level	Moment	Strat._Declination	Strat._Inclination
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	0	0.000473	167.6	-58.7
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	30	0.000455	170.2	-60.3
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	60	0.000171	157.3	-58.4
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	90	0.00043	169.2	-60.6
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	125	0.000404	168.3	-60.6
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	150	0.000385	168.1	-60.6
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	175	0.000367	167.7	-60.8
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	200	0.000349	167.7	-60.6
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	240	0.000322	167.3	-60.8
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	280	0.000295	167	-60.6
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	325	0.000263	167.4	-60.7
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	375	0.00024	167.8	-60.6
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	425	0.000226	168	-60.7
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	475	0.000215	168.1	-60.9
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	525	0.000207	168.4	-61
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	575	0.000201	168.5	-60.8
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	625	0.000198	168.1	-60.8
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	675	0.000194	168.7	-60.8
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	725	0.000191	168.8	-61
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	775	0.000191	168.6	-60.6
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	825	0.00019	168.2	-60.8
SLEG-5P	28.6	249.1	10.2	SLEG-5B.1	150.2	50	23	84	345.2	AF	900	0.000188	168.8	-61.1

Locality_Name	Latitude	Longitude	Magnetic_ Declination	Sample_ Name	Bedding_ Strike	Bedding_ Dip	Number_of_De mag_Steps	Core_Plate _Dip	Core_Plate Strike	Demag_ Type	Demag_ Level	Moment	Strat._ Declination	Strat._ Inclination
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	0	0.000182	18.1	-54.1
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	30	0.000182	18.5	-54.3
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	60	0.000184	16.4	-56.9
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	90	0.000184	15.2	-59.4
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	125	0.000179	13.2	-62
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	150	0.000173	12.7	-63.2
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	175	0.000166	11.8	-64.7
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	200	0.000157	11.3	-65.8
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	240	0.000144	8.4	-66.8
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	280	0.000131	5.5	-67.9
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	325	0.000117	0.9	-69.4
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	375	0.000106	357.6	-70.2
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	425	0.000098	356	-70.3
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	475	0.0000925	350	-70
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	525	0.0000871	352.5	-69.9
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	575	0.000083	346.2	-70.7
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	625	0.0000799	348.7	-70.9
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	675	0.0000765	347	-71.4
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	725	0.0000746	345.7	-70.3
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	775	0.0000733	346	-69.9
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	825	0.0000711	342.8	-69.4
SLEC10-6P	28.6	249.1	162.6	SLEC-6E.1	302.6	50	23	50	456.6	AF	900	0.00007	341.5	-69.8

Locality_Name	Latitude	Longitude	Magnetic_ Declination	Sample_ Name	Bedding_ Strike	Bedding_ Dip	Number_of_ Demag_Steps	Core_Plate _Dip	Core_Plate _Strike	Demag_ Type	Demag_ Level	Moment	Strat._ Declination	Strat._ Inclination
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	0	0.000509	71.2	-49.8
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	30	0.000509	68.9	-47.4
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	60	0.000517	65.2	-42.4
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	90	0.000512	63.8	-41.4
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	125	0.000497	63.4	-41.1
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	150	0.00048	63.1	-40.9
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	175	0.00046	63	-41
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	200	0.000436	62.8	-41
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	240	0.000397	62.4	-41
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	280	0.000355	62.4	-41.4
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	325	0.000302	61.9	-41.3
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	375	0.000262	61.8	-41.3
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	425	0.000232	61.5	-41.4
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	475	0.00021	61.3	-41.3
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	525	0.000195	61	-41.3
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	575	0.000183	60.8	-41
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	625	0.000174	60.8	-41.1
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	675	0.000168	60.5	-41.2
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	725	0.000163	60.6	-41
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	775	0.000158	60.7	-41.1
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	825	0.000154	60.4	-41.1
SLEG10-7P	28.6	249.1	-91.6	SLEG-7D.1	48.4	50	23	56	131.4	AF	900	0.000149	60.7	-40.9

Muestra	latitud	longitud	Declinación	Inclinación	No. De Núcleos
SLEC10-2P	28.66	249.11	147.7	-16.9	13
SLEC10-3P	28.66	249.11	211.8	-7.9	9
SLEG10-1P	28.63	249.12	273.3	-73.9	38
SLEG10-2P	28.63	249.12	211	-7.9	23
SLEG10-3P	28.65	249.13	204.2	-24.2	14
SLEG10-4P	28.65	249.13	201.1	-13.7	32
SLEG10-5P	28.64	249.12	166	-61	10
SLEG10-6P	28.64	249.12	4.9	-67	3
SLEG10-7P	28.64	249.12	63.3	-41.9	1

Tabla con declinación e inclinación corregidos por la estratificación

(SUB)CRONA	POLARIDAD	EDAD CIMA (Ma)	EDAD BASE (Ma)	DURACIÓN (Ma)
C5r.2n	normal	11.592	11.657	0.065
C5r.3r	invertida	11.657	12.049	0.392
C5An.1n	normal	12.049	12.174	0.125
C5An.1r	invertida	12.174	12.272	0.098
C5An.2n	normal	12.272	12.474	0.202
C5Ar.1r	invertida	12.474	12.735	0.261
C5Ar.1n	normal	12.735	12.77	0.035
C5Ar.2r	invertida	12.77	12.829	0.059
C5Ar.2n	normal	12.829	12.887	0.058
C5Ar.3r	invertida	12.887	13.032	0.145

Tabla de Sub-Cronas tomada de Gradstein et al., 2012.