

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA CENTRO DE GEOCIENCIAS CAMPUS JURIQUILLA

Paleomagnetismo de la Formación Todos Santos, Chiapas, México

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL)

PRESENTA

ANTONIO GODINEZ URBAN

JURADO EXAMINADOR
ROBERTO STANLEY MOLINA GARZA
LUIS ALVA VALDIVIA
LUIGI SOLARI
GABRIEL CHÁVEZ CABELLO
JOSÉ RAFAEL LUIS BARBOZA GUDIÑO

Diciembre 11, 2009





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Amor y Paz

Agradecimientos

Al CONACYT por la beca de dos años.

Al Programa de Estudios de Posgrado por el reembolso de la impresión de tesis.

A los sinodales (Roberto, Luis, Luigi, Gabriel y Rafael) de esta tesis por sus agudas y puntuales críticas.

A la UNAM por ser la luz en tiempos oscuros...es un orgullo ser Puma.

Al CGEO en su totalidad (intendencia, administración y academia) por permitirme pertenecer al estandarte de las geociencias en México.

A los laboratorios de Geoquímica y Paleomagnetismo del CGEO, de Paleomagnetismo de la Universidad de Nuevo México, y Geocronología de la Universidad de Arizona por todos los bellos datos que de ellos salieron.

A Harald Böhnel por no matarme cada vez que subía a su cubículo para darle malas noticias de equipo que yo descomponía en su laboratorio.

A Tim Lawton y Bodo Weber por colaborar con la geocronología, y a Tim Wawrzyniec por patrocinar el mapa de elevación digital de área de campo. Además mi enorme gratitud a ambos Tim por sus observaciones de clase mundial en mi área de campo, YEAH!

A Marta Pereda por ser la neta...sin ti no la hago Martita.

A Roberto Molina por confiar y creer en mí para llevar a puerto seguro el magnífico gran proyecto que me asignó.

A tod@s mis compañer@s estudiantiles del CGEO: gracias por escucharme, no dejarme caer y caminar conmigo estos 3½ años.

A los Godinez y los Urban-Mihal por engendrarme, cuidarme, consentirme y amarme.

A mi musa-Bombona de inspiración y amor masivo.

A los que ya no están aquí, gracias por su fuerza y amor espiritual.

Al amor infinito del universo implacable, caótico y fractal, eterno y sublime.

Índice

Resumen	1
Abstract	2
Capítulo 1 - Introducción	
1.1 <i>El paleomagnetismo como herramienta de reconstrucción tectónica</i>	3
1.2 <i>Caso de Estudio: Paleomagnetismo de la Fm. Todos Santos en el Bloque Maya</i>	4
1.3 <i>Hipótesis</i>	5
1.4 <i>Antecedentes</i>	6
1.5 <i>Justificación</i>	11
1.6 <i>Objetivo y Metas</i>	11
Capítulo 2 - Marco Geológico Regional	
2.1 <i>Eventos y elementos geotectónicos</i>	12
Golfo de México	12
Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora	14
Arco del Permo-Triásico	14
Cuencas <i>rift</i>	15
Magmatismo Nazas	15
Magmatismo CAMP	16
Bloques corticales	17
2.2 <i>Paleogeografía y evolución tectónica del Golfo de México</i>	17
Paleozoico tardío	18
Triásico	18
Jurásico	20
Capítulo 3 – Geología del Área de Estudio	
3.1 <i>Marco Geológico Actual</i>	25
3.2 <i>Características Estructurales</i>	27
3.3 <i>Estratigrafía Local</i>	30
3.3.1 <i>Proterozoico</i>	30
Complejo Metamórfico Prebatolítico	30
▪ Antecedentes	31
3.3.2 <i>Paleozoico</i>	33
Intrusivos permo-triásicos	33
▪ Antecedentes	34
3.3.3 <i>Mesozoico</i>	37
Formación Todos Santos	37
▪ Antecedentes	38
Litofacies El Diamante	40
▪ Observaciones/relaciones de campo	40
▪ Petrografía	53
▪ Geocronología	60
▪ Geoquímica	63

Litofacies Todos Santos	68
▪ Observaciones/relaciones de campo	68
Litofacies Jericó	81
▪ Observaciones/relaciones de campo	81
▪ Provenencia de zircones detríticos	86
Formación San Ricardo	90
▪ Antecedentes	90
Formación Sierra Madre	92
▪ Antecedentes	93

Capítulo 4 - Paleomagnetismo

<i>4.1 Fundamentos teóricos del campo geomagnético</i>	95
<i>4.2 Modelo del dipolo geocéntrico axial</i>	96
<i>4.3 Polos paleomagnéticos</i>	98
<i>4.4 Curva de vagabundeo polar aparente y aplicaciones de tectónica regional</i>	99
<i>4.5 Controversia de los paleopolos de referencia del Triásico-Jurásico</i>	105
<i>4.6 Ferromagnetismo y magnetismo remanente natural</i>	108
<i>4.7 Controversia de los lechos rojos</i>	110
<i>4.8 Metodología experimental</i>	111
<i>4.9 Resultados de desmagnetización</i>	113
Litofacies El Diamante	114
Litofacies Todos Santos	117

Capítulo 5 – Interpretación, discusión y conclusiones

<i>5.1 Magnetizaciones primarias y componente C</i>	125
<i>5.2 Componente B</i>	125
<i>5.3 Dispersión de las declinaciones</i>	126
<i>5.4 Discordancia paleomagnética y rotación cortical del Bloque Maya</i>	127
<i>5.5 CVPA para el Bloque Maya</i>	130
<i>5.6 Reconstrucción tectónica del BM durante la apertura del GdM</i>	133
<i>5.7 Conclusiones</i>	136

Bibliografía	138
---------------------	-----

Apéndices

<i>I. Tabla de datos geoquímicos</i>	150
<i>II. Tabla de datos de proveniencia detrítica</i>	151

Resumen

Los resultados paleomagnéticos de rocas volcánicas (U-Pb 188.8 ± 3.2 Ma) localmente intercaladas con lechos rojos (U-Pb 199-161 Ma) jurásicos asignados a la Formación Todos Santos que fueron muestreados dentro del Cinturón de Pliegues del Neógeno (CPN) en la Provincia Tectónica del Monoclinal de la Sierra, Chiapas, revelaron magnetizaciones multicomponente primarias y secundarias adquiridas pre- y post-plegamiento del CPN. Las muestras respondieron bien a la desmagnetización termal, más no así a la desmagnetización por campos alternos, sugiriendo que una fase mineral de alta coercitividad como la hematita sea la portadora principal de la magnetización. La dirección Dec= 174.0 Inc=-31.5 ($k=27.7$ $\alpha_{95}=17.8$ $n=4$) post-plegamiento de la componente secundaria B se interpreta como una sobreimpresión adquirida durante o después del desarrollo del CPN; mientras que la dirección de polaridad dual y pre-plegamiento Dec=319.9 Inc=-0.1 ($k=14.0$ $\alpha_{95}=10.6$ $n=15$) de la componente característica C está de acuerdo con una pequeña base de datos previamente reportada para la Formación Todos Santos en Oaxaca. Con base en las edades aquí presentadas para la Formación Todos Santos, se interpreta que la adquisición de la componente característica fue previa a la apertura del Golfo de México (GdM). Entonces, al compararse la dirección calculada contra las direcciones de referencia del cratón Norteamericano, la dirección calculada es claramente discordante e indica una rotación antihoraria de $\sim 45^\circ$ con moderado desplazamiento latitudinal norte-sur, lo cual corrobora el desplazamiento del Bloque Maya (BM) durante la apertura del GdM y es consistente con reconstrucciones del BM en la región del GdM. Así mismo, tanto la geocronología como la geoquímica de elementos traza en las rocas volcánicas de la Formación Todos Santos, sugieren que fueron emplazadas por un arco magmático con un rango temporal análogo al del magmatismo del Arco Nazas. Por lo tanto, aquí se propone que las Formaciones Nazas y Todos Santos están relacionadas genética- y temporalmente. Esta concomitancia espacio-temporal implica que antes de comportarse como una cuenca de margen divergente, la proto-cuenca del GdM se comportó como una cuenca intra- o tras-arco donde coincidió el BM en espacio y tiempo, con una posición paleogeográfica donde fue afectado por el magmatismo del Arco Nazas.

Abstract

Paleomagnetic results on Jurassic volcanic rocks (U-Pb 188.8 ± 3.2 Ma) locally interbedded with red beds (U-Pb 199-161 Ma) assigned to the Todos Santos Formation and sampled in the Homoclinal Tectonic Province of the Neogene Fold Belt (NFB), Chiapas, reveal multi-component magnetizations acquired during pre- and post-folding of the NFB. The samples responded well to thermal demagnetization, but not so to AF demagnetization, suggesting that a high coercivity mineral phase like hematite is the main remanence carrier. The post-folding secondary B-component direction of Dec=174.0 Inc=-31.5 (k=27.7 α_{95} =17.8 n=4) is interpreted as an overprint acquired during or after development of the NFB; while the pre-folding, dual polarity characteristic C component direction of Dec=319.9 Inc=-0.1 (k=14.0 α_{95} =10.6 n=15) is in agreement with a previously reported small data set for the Todos Santos Formation in Oaxaca. Based on the ages here presented for the Todos Santos Formation, we interpret the acquisition of the characteristic component prior to the aperture of the Gulf of Mexico (GoM). Consequently, when comparing the calculated direction against the available cratonic North American reference directions, the calculated direction is clearly discordant and indicates $\sim 45^\circ$ of counterclockwise rotations with moderate north-south latitudinal displacement, which corroborates the displacement of the Maya Block (MB) during the aperture of the GoM, and is consistent with reconstructions of the MB within the GoM region. Likewise, geochronology and trace element geochemistry of the Todos Santos volcanic assemblage suggests that these rocks were emplaced by a magmatic arc with an analog temporal range to that of Nazas arc-magmatism. Therefore, it is here proposed that the Nazas and Todos Santos Formations are genetic- and temporally related. This space-time concomitance implies that prior to behaving as a divergent-margin basin, the proto-GoM basin behaved as an intra- or back-arc basin in which the MB coincided in time and space with a paleogeographic position where it was affected by Nazas arc-magmatism.

Capítulo 1 - Introducción

1.1 El paleomagnetismo como herramienta de reconstrucción tectónica

Con el advenimiento unificador de la teoría de la tectónica de placas hemos aprendido a percibir a la litósfera terrestre como un sistema dinámico e interactuante entre placas que transportan bloques continentales; que son generadas y movilizadas a lo largo de dorsales oceánicas; que son truncadas, delimitadas y desplazadas por fallas transformantes; y finalmente son consumidas y recicladas en zonas de subducción (Butler, 1998).

La percepción que tenemos de las interacciones entre placas tectónicas es cuantificable. Varios son los métodos que permiten investigarlas, siendo el paleomagnetismo uno de los más demostrativos: apoyó en reconciliar al tectonismo con la teoría de la deriva continental propuesta por Wegener (1924) al cuantificar la movilidad cortical, así como la paleo posición de continentes y placas oceánicas.

Esto permitió darle validez científica a una simple idea que postulaba el pasado ensamblaje y configuración de los continentes en un super-continente (Pangea), resultante del cerrar la cuenca del océano Atlántico para ensamblar África con Suramérica (Gondwana) y Eurasia con Norteamérica (Laurasia).

Entonces, al revelar las antiguas configuraciones continentales, ilustrar las configuraciones actuales -implícitamente su evolución estructural-, y por ser uno de los primeros métodos en descifrar el registro de movilidad (inestabilidad) cortical de bloques, el paleomagnetismo es una poderosa herramienta de reconstrucción tectónica, y por lo tanto, el método fundamental utilizado en esta investigación.

El objetivo primario de la investigación paleomagnética es obtener un registro de las configuraciones pasadas del campo geomagnético. En el Capítulo 4 se ahondará la teoría del método para este estudio. Por lo pronto, basta mencionar que obteniéndose un registro fiel y robusto de dichas configuraciones se pueden establecer: a) relaciones paleogeográficas con respecto a núcleos continentales, b) magnitud y naturaleza de rotaciones y desplazamientos, c) así como la historia cinemática de bloques.

El presente estudio pretende establecer los anteriores incisos para el Bloque Maya-BM (Campa y Coney, 1983), un terreno tectono-estratigráfico (Figura 1a) en el sureste mexicano que comprende la planicie costera de Veracruz, la península y plataforma de Yucatán, los estados de Chiapas y Tabasco, el sureste de Oaxaca, así como Belize y el norte de Guatemala.

El BM es fundamental para el entendimiento de reconstrucciones tectónicas en la región del Golfo de México-GdM. Se han postulado distintas interpretaciones a la evolución tectónica del BM que difieren en aspectos concernientes a los anteriores incisos b) y c), pero concuerdan en lo fundamental:

- 1) El BM se constituyó como una cuña clásica (Weber *et al.*, 2006) entre Laurasia y Gondwana al ensamblarse Pangea a principios del Pérmico;
- 2) La inestabilidad cortical del BM comenzó con el desmembramiento de Pangea;
- 3) El BM rotó hacia el sur de una posición original pegada a la costa del actual Texas;
- 4) La rotación del BM activó la formación de la cuenca del GdM.

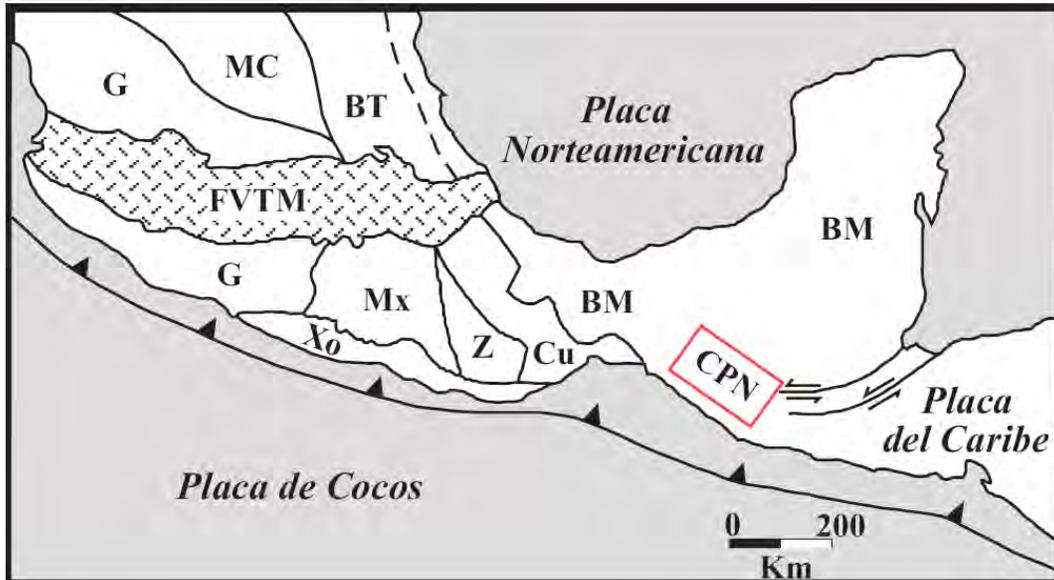


Figura 1a. Marco tectónico actual de México. Terrenos tectonoestratigráficos: **BM** = Bloque Maya; **BT** = Bloque Tampico; **Cu** = Terreno Cuicateco; **FVTM** = Faja Volcánica Trans-Mexicana; **G** = Terreno Guerrero; **MC** = Mesa Central; **Mx** = Terreno Mixteco; **Xo** = Complejo Xolapa; **Z** = Terreno Zapoteco. De acuerdo a [Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha \(2000\)](#), el **CPN** (Cinturón de Pliegues del Neógeno) en recuadro rojo representa la junta triple entre las Placas Norteamericana, Cocos y del Caribe. Modificado de [Weber et al. \(2005\)](#), y [Dickinson y Lawton \(2001\)](#).

1.2 Caso de Estudio: Paleomagnetismo de la Fm. Todos Santos en el Bloque Maya

La apertura del GdM es uno de los eventos más relevantes de la historia geológica de México en el Mesozoico. Para entender la evolución tectónica de esta región es crucial el estudio del Bloque Maya, ya que la retirada meridional de Gondwana con respecto a Laurasia afectó extensionalmente la región del proto-Golfo al propiciar el desprendimiento y la rotación del BM con respecto a paleo-Texas, creando así el espacio para formar la futura cuenca del GdM.

En este contexto de tectónica extensional, los lechos rojos continentales son de particular importancia porque marcan -en el registro estratigráfico- el atenuamiento progresivo de la corteza de Pangea al depositarse en cuencas *rift*: primero en el margen Atlántico (Supergrupo Newark, p.e. [Witte y Kent, 1991](#)) e interior cratónico de Laurasia (Formación Kayenta, p.e. [Bazard y Butler, 1991](#)), seguidos por lechos rojos encontrados en la región circundante al GdM (Formaciones Eagle Mills, Huizachal y Todos Santos), así como por secuencias circum-atlánticas relacionadas al incipiente desmembramiento de Pangea (p.e. [Marzoli et al., 1999](#)).

Los lechos rojos jurásicos asignados a la Formación Todos Santos en el estado de Chiapas sobreyacen al basamento (Macizo de Chiapas-MC) del BM, y por lo tanto, forman parte del registro estratigráfico del BM y la región sur occidental del GdM. Estos lechos rojos afloran formidablemente en la subprovincia fisiográfica de las Sierras del Sur de Chiapas, la cual en términos geológicos corresponde a la provincia tectónica del Monoclinal de la Sierra ([Meneses-Rocha, 2001](#)) en el área de la Presa La Angostura ([Figura 1b](#)), la cual es una provincia con un marco tectónico relativamente bien

comprendido; y de especial importancia para este estudio, los lechos rojos poseen una mineralogía rica en fases ferromagnéticas que son excelentes portadoras del registro paleomagnético. Más aun, los lechos rojos se observan sobreyaciendo e intercalados con una secuencia volcánica aquí interpretada como la fuente principal que compone los detritos sedimentarios de los lechos rojos. Como se verá posteriormente, esta secuencia es de fundamental importancia para entender la evolución tectónica del BM.

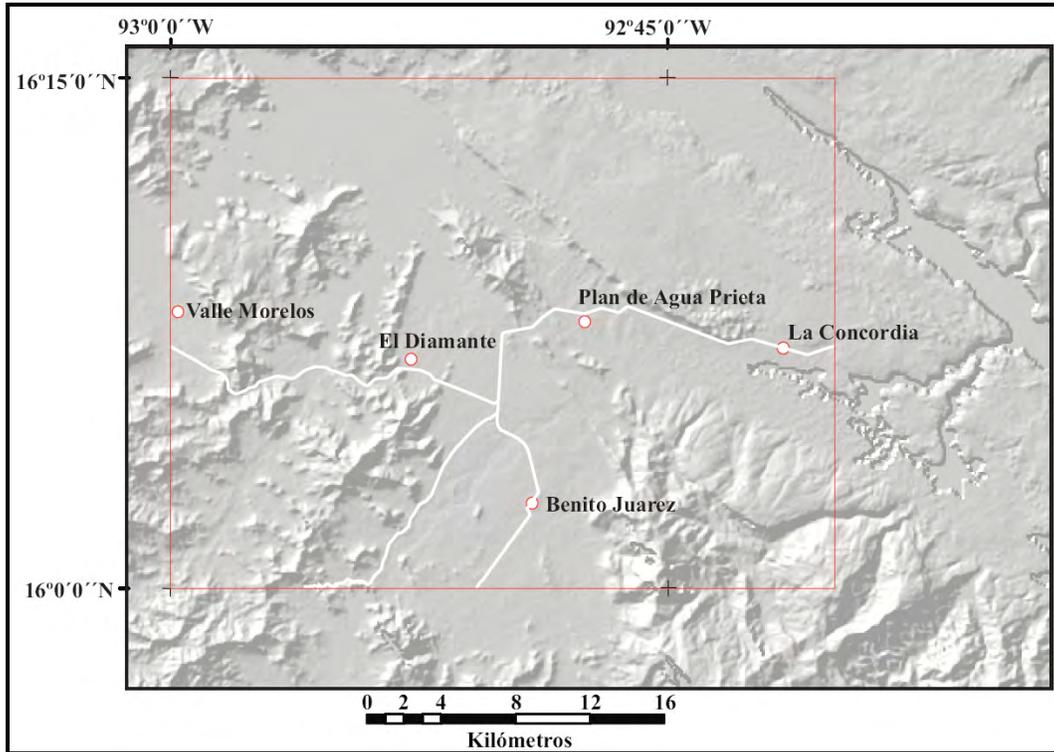


Figura 1b. Mapa de elevación digital del área de la Presa La Angostura. La línea blanca representa la carretera estatal 28. El recuadro rojo representa el área de campo basada en la carta topográfica 1:50000, La Concordia-E15D81.

Tomando en cuenta las anteriores relaciones espacio-temporales, y el registro de estas relaciones en términos paleomagnéticos, se concluye que la Formación Todos Santos está íntimamente ligada a la evolución tectónica del GdM. Consecuentemente la Formación Todos Santos es el enfoque de este estudio paleomagnético, para acrecentar el entendimiento sobre la evolución tectónica del BM.

1.3 Hipótesis

Se propone demostrar que las direcciones paleomagnéticas de la Formación Todos Santos en el área de la Presa La Angostura, Chiapas, (Figura 1b) son discordantes con respecto a direcciones de referencia correspondientes al segmento del Jurásico Temprano-Medio de la curva de vagabundeo polar aparente (CVPA) para el cratón Norteamericano, ya que una base de datos paleomagnéticos para la Formación Todos Santos en Oaxaca es estadísticamente insuficiente (Molina-Garza *et al.*, 1992), y por lo tanto las interpretaciones paleomagnéticas que de ahí deriven -como la naturaleza, magnitud y cinemática asociada a la apertura del GdM- son de imprecisa confiabilidad. Entonces, al generarse una robusta base de datos paleomagnéticos se contrastaría la

magnitud y naturaleza de la discordancia con las direcciones de referencia, por consiguiente, se cuantificaría en términos paleomagnéticos confiables el desplazamiento latitudinal, así como la dirección y magnitud de la rotación del BM. Por último, la historia cinemática del BM sería complementada con la integración de los resultados del presente estudio (geocronología, geoquímica, estratigrafía y petrografía), así como por antecedentes paleomagnéticos de otras formaciones dentro del BM.

Además, por medio de análisis geocronológicos y geoquímicos de elementos traza, se busca determinar si existe o no, una relación genética y espacio-temporal de la secuencia volcánica de la Formación Todos Santos en el área de la Presa La Angostura con el magmatismo del Arco Nazas (p.e. Barboza *et al.*, 1999; Bartollini *et al.*, 2003). Esto debido a la concomitancia espacio-temporal aquí inferida por medio del paleomagnetismo para el BM con el arco Nazas, durante la incipiente apertura del GdM en el Jurásico temprano (p.e. Barboza *et al.*, 2008).

1.4 Antecedentes

Los estudios paleomagnéticos en el BM (Tabla 1), imponen límites de tiempo y cinemática a modelos de reconstrucción tectónica relacionados con la apertura del GdM. Los datos disponibles proveen la siguiente información:

- a) Granitoides permo-triásicos del MC indican direcciones discordantes con su respectivo segmento de la CVPA, así como rotaciones antihorarias $\sim 70^\circ$ (Molina-Garza *et al.*, 1992).
- b) Una base de datos -estadísticamente insuficiente- de la Formación Todos Santos en el área de Matías Romero, Oaxaca, (entonces asignada una edad Triásico Superior-Jurásico Superior) reportadas por Molina-Garza *et al.* (1992) presenta direcciones discordantes con la CVPA y rotaciones antihorarias de $\sim 50^\circ$.
- c) El estudio magneto-estratigráfico y paleomagnético en lechos rojos de la Formación San Ricardo (edad Jurásico Superior-Titoniana) realizado por Guerrero *et al.* (1990), no registra rotaciones y sus direcciones son concordantes con la CVPA cuando los datos se comparan con el paleopolo de la Formación Morrison (Steiner, 1986) de edad kimmeridgiana-titoniana.
- d) Rocas meta-sedimentarias del Paleozoico Superior (Formaciones Paso Hondo/Grupera) revelan remagnetizaciones adquiridas durante el Jurásico (Gose y Sanchez-Barreda, 1981), y al igual que unos diques jurásicos reportados por Molina-Garza *et al.* (1992), ambas direcciones resultan en un paleopolo análogo que es discordante si se considera una edad Pérmica, pero grafica cerca de la CVPA para el Jurásico medio.
- e) Molina-Garza *et al.* (1992) estudio lechos rojos asignados a la Formación Todos Santos en el área de Motozintla, Chiapas, que presentan un paleopolo similar a los paleopolos definidos por las rocas meta-sedimentarias y diques jurásicos descritos en el inciso d).
- f) Pindell (1985), y Bird y Burke (2006) proponen rotaciones antihorarias para el BM de $\sim 45^\circ$ durante el Jurásico.
- g) Wawrzyniec *et al.* 2003, plantea que aquellos modelos que invocan rotaciones antihorarias $\sim 45^\circ$ para el BM no honran los datos paleomagnéticos existentes, y además no toman en cuenta rotaciones de eje vertical en el Cinturón de Pliegues del Neógeno-CPN (Meneses-Rocha, 2001) producidas recientemente.

h) [Steiner \(2005\)](#) propone rotaciones antihorarias de $\sim 135^\circ$ para el BM basado en un estudio paleomagnético en las Montañas Maya de Belice de la Formación Santa Rosa de edad pérmica media, así como de plutones silúricos (U-Pb 420 Ma) remagnetizados por un evento hidrotermal en el Triásico tardío.

Tabla 1. Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos del Bloque Maya

Unidades/Edad mag	Dirección	n	k	α_{95}	Lat N° / Long E°
<i>Santa Rosa, Bel.</i> ^X Pérmico medio	205.7/-11.1	20	449.4	2.9	-62.5 202.6
<i>Macizo de Chiapas</i> [§] Permo-Triásico	263.0/2.5	12	15.4	11.4	-9.4 179.0
<i>Montañas Maya, Bel.</i> ^X Triásico	252.6/-0.7	42	27.4	4.3	-16.8 186.2
<i>Todos Santos, Oax.</i> [§] Jurásico temprano	293.7/2.7	4	56.8	12.3	22.6 170.6
<i>Diques jurásicos</i> [§] Jurásico medio-tardío	177.2/0.9	6	269.2	4.1	77.4 97.4
<i>Paso Hondo/Grupera</i> ^Y Jurásico medio-tardío	177.8/0.6	4	48.0	13.0	74.2 95.4
<i>Todos Santos, Chis.</i> [§] Jurásico tardío	187.7/-4.8	3	23.7	25.9	75.0 56.6
<i>San Ricardo</i> ^Z Jurásico-Cretácico	340.3/19.9	89	25.4	3.0	69.8 160.0

Edad mag = edad de magnetización. **Dirección** = Declinación/Inclinación. **n** = número de sitios muestreados (con la excepción de las Unidades Santa Rosa, Montañas Maya y San Ricardo que indican muestras). **k** = parámetro de dispersión. **α_{95}** = intervalo de confianza. **Lat N°/Long E°** = latitud y longitud del paleopolo. ^X = [Steiner \(2005\)](#). [§] = [Molina-Garza et al. \(1992\)](#). ^Y = [Gose y Sanchez-Barreda \(1981\)](#). ^Z = [Guerrero et al. \(1990\)](#).

La interpretación de los anteriores datos es la siguiente:

Las direcciones discordantes para los granitoides permo-triásicos y la Formación Todos Santos del BM implican desplazamientos latitudinales hacia el sur del Pérmico Superior hasta el Jurásico Superior ([Molina-Garza et al., 1992](#)), ya que los datos de [Guerrero et al. \(1990\)](#) sugieren que las direcciones de la Formación San Ricardo comienzan a normalizarse concordantemente con la CVPA durante el Oxfordiano (principios del Jurásico Superior), implicando que el BM alcanzó su posición actual, así como estabilidad cortical con respecto al cratón Norteamericano durante el Titoniano (finales del Jurásico Superior).

En cuanto a las rotaciones antihorarias reportadas por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#), estas definen la cinemática y magnitud de la inestabilidad, corroborando así la rotación antihoraria del BM sugerida por la gran mayoría de modelos de reconstrucción tectónica en el GdM, los cuales invocan un régimen tectónico de transcurrancia lateral derecha para abrir la proto-cuenca del GdM (p.e. [Pindell, 1985](#); [Ross y Scotese, 1988](#)).

Los datos de [Gose y Sanchez-Barreda \(1981\)](#) para calizas del Pérmico inferior se interpretan como remagnetizaciones ([Molina-Garza et al., 1992](#)) adquiridas durante un evento termal en el Jurásico medio reportado por [Damon et al. \(1981\)](#). Este evento es interpretado por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) como probablemente relacionado al emplazamiento de los diques jurásicos ya mencionados.

Los modelos de reconstrucción que proponen cerrar la cuenca del GdM rotando el BM $\sim 45^\circ$ de forma horaria, restablecen el límite moderno de la Plataforma de Yucatán con el límite de sal Jurásico en el sur de Texas. Esto pondría al MC en una paleoposición en lo que hoy es la frontera costera entre Tamaulipas y Texas (p.e. [Salvador, 1987](#); [Bird y Burke, 2006](#)).

Sin embargo, el análisis de la literatura de estos modelos indica que no consideran al MC como el basamento del BM; por el contrario, lo consideran como un bloque independiente y de diferente historia que el BM previo a la apertura del GdM. (p.e. [Pindell, 1985](#); [Ross y Scotese, 1988](#); [Bird y Burke, 2006](#)). En contraste a los autores de estos modelos y como se verá en el Capítulo 3, se recalca que este estudio considera al MC como el basamento del BM ([Molina-Garza et al., 1992](#); [Weber et al., 2005](#)).

De acuerdo a [Wawrzyniec et al. \(2003\)](#), $\sim 45^\circ$ son suficientes para cerrar la cuenca del GdM; sin embargo, ninguno de estos modelos toman en cuenta que rotaciones de eje vertical producidas por un evento de deformación transcurrente -desplazamientos de hasta 70km- en Chiapas durante el Neógeno ([Guzman-Speziale et al., 1989](#); [Meneses-Rocha, 2001](#)) agregan $\sim 20^\circ$ de rotación antihoraria ([Guerrero et al., 1990](#)) a los datos paleomagnéticos de los granitoides permo-triásicos.

Entonces, al considerar los datos paleomagnéticos, la paleoposición previa a la apertura del GdM del MC se encuentra al suroeste del Levantamiento Marathon, cerca de la ciudad de San Antonio, Texas. Esto implica que el límite de la Plataforma de Yucatán empalmaría con corteza distendida al pie del lineamiento Ouachita-Marathon ([King, 1975](#)), en los estados de Texas y Louisiana.

Por lo tanto, solamente los modelos que proponen rotaciones antihorarias $>60^\circ$ pueden restaurar los datos paleomagnéticos con direcciones consistentes con aquellas esperadas para el cratón Norteamericano durante finales del Pérmico.

Cabe aclarar que las rotaciones de eje vertical no implican desplazamientos latitudinales como lo implican las rotaciones de polo Euler ([Butler, 1998](#)). Esto significa que aunque el BM haya experimentado inestabilidad cortical durante el Neógeno, la magnitud de la inestabilidad no fue suficiente como para producir desplazamientos latitudinales, y por lo tanto, mantuvo estabilidad cortical con respecto al cratón Norteamericano.

Se propone que desde finales del Pérmico hasta principios del Jurásico Superior (tiempo en el cual la cuenca del GdM se formó), el BM se desplazó latitudinalmente hacia el sur de manera antihoraria $\sim 70^\circ$ ([Molina-Garza et al., 1992](#)). A partir del Cretácico inferior hasta el presente, el BM no se ha desplazado latitudinalmente, aunque se asume que el MC ha sido afectado por rotaciones antihorarias de eje vertical durante el Neógeno.

Sin embargo, es necesario mencionar que las interpretaciones de [Steiner \(2005\)](#) difieren marcadamente con el presente trabajo en los siguientes puntos: 1) el BM no se

constituyó en la proto-cuenca del GdM entre Laurasia y Gondwana, ya que tiene su origen en el margen occidental de Pangea (norte de Sudamérica) durante principios del Pérmico; 2) el desplazamiento del BM hacia la proto-cuenca del GdM fue acomodado por un régimen de transcurrencia izquierda (posiblemente la megacizalla Mojave-Sonora de [Silver y Anderson \(1974\)](#)) durante el Jurásico; 3) 70° de rotación antihoraria no son suficientes para explicar los datos paleomagnéticos del BM, ya que [Steiner \(2005\)](#) reporta rotaciones antihorarias de hasta 135°.

[Steiner \(2005\)](#) explica la inyección paleogeográfica del BM en el margen occidental de Pangea basándose en las discordancias de las unidades litológicas estudiadas con sus respectivos polos de referencia en la CVPA. Al comparar el paleopolo de la Formación Santa Rosa con su polo de referencia, le adjudica una discordancia antihoraria de ~128° adquirida del Pérmico medio al Triásico tardío. En el Triásico tardío los intrusivos de las Montañas Maya sufrieron un reseteo en sus sistemáticas K-Ar (~230 Ma) debido a un evento hidrotermal relacionado por a la apertura del Océano Atlántico Central, lo cual provocó que los plutones silúricos fueran remagnetizados. La comparación del paleopolo obtenido de los plutones silúricos con el polo de referencia para el Triásico tardío resulta en una discordancia antihoraria de ~105°. Entonces, del tiempo de la magnetización de la Formación Santa Rosa a la remagnetización triásica de los plutones silúricos, [Steiner \(2005\)](#) interpreta que el BM rotó 47° de forma antihoraria.

Notablemente, el paleopolo de los plutones silúricos es estadísticamente indistinguible del paleopolo reportado por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) para los intrusivos permo-triásicos del MC ([ver Tabla 1](#)); de ahí que [Steiner \(2005\)](#) interpretase el mismo evento de remagnetización tanto en las Montañas Maya, como en el MC. La principal implicación de esta interpretación es que el BM se ha comportado como una entidad estructural al menos desde el Triásico superior, pero también implica que el paleopolo de los intrusivos permo-triásicos en el MC debería ser comparado contra la referencia del Triásico tardío y no del Pérmico tardío.

Del tiempo de la remagnetización triásica al Jurásico medio-superior (tiempo en el cual [Steiner \(2005\)](#) interpreta el paleopolo reportado por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) para la Formación Todos Santos como la deposición de dicha formación) el BM fue rotado 41° de manera antihoraria. De acuerdo a [Steiner \(2005\)](#), estas rotaciones impresas al BM fueron el producto de su translación del margen occidental de Pangea hacia la proto-cuenca del GdM a través de la megacizalla Mojave-Sonora. Finalmente, del tiempo de la magnetización deposicional de la Formación Todos Santos a la deposición y magnetización de la Formación San Ricardo interpretada por [Guerrero et al. \(1990\)](#), [Steiner \(2005\)](#) interpretó 47° adicionales de rotación antihoraria para que el BM alcanzara su actual configuración. El conjunto de las rotaciones propuestas por [Steiner \(2005\)](#) implican que al tiempo de su inyección, el BM estaba invertido con respecto a su actual configuración, es decir, Chiapas era su límite norte, mientras que la Península de Yucatán era su límite sur. Se infiere que [Steiner \(2005\)](#) invirtió al BM y además lo colocó afuera de la proto-cuenca del GdM para respetar la interpretación que le otorgó a sus datos paleomagnéticos, principalmente los de la Formación Santa Rosa. En dicha interpretación calcula un paleopolo para la Formación Santa Rosa en el hemisferio sur con latitudes casi-antárticas, lo cual aunado al paleopolo de los plutones silúricos en las Montañas Maya, así como los paleopolos de los intrusivos permo-triásicos y las Formaciones Todos Santos y San Ricardo, producen una CVPA para el BM que registra su progresión temporal desde el Pérmico medio a finales del Jurásico.

En contraposición, el paleopolo calculado por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) para la Formación Todos Santos en el área de Motozintla, Chiapas, presenta una dirección similar a la dirección presentada por [Steiner \(2005\)](#) para la Formación Santa Rosa en Belice (ver Tabla 1), pero [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) interpreta el paleopolo de Motozintla, Chiapas, como una magnetización Jurásica tardía, la cual es casi-idéntica a la magnetización de los paleopolos definidos en calizas meta-sedimentarias por [Gose y Sanchez-Barreda \(1981\)](#), así como en diques jurásicos por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#). Se recalca que los parámetros de precisión y confianza del paleopolo en Motozintla, Chiapas, son inaceptables y por lo tanto las interpretaciones que de ahí provengan son muy cuestionables. De hecho [Steiner \(2005\)](#) propone que los lechos rojos muestreados por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) en el área de Motozintla, Chiapas, son en realidad lechos rojos de la Formación Santa Rosa, y por lo tanto reinterpreta dicho paleopolo, así como la edad de la magnetización para el Pérmico medio.

Los argumentos esgrimidos por [Steiner \(2005\)](#) para interpretar la edad de la magnetización deposicional de la Formación Santa Rosa en Belice como Pérmica media son bastante convincentes. Sin embargo, si tomamos en cuenta que el paleopolo calculado por [Gose y Sanchez-Barreda \(1981\)](#) para las calizas del Pérmico temprano de las Formaciones Paso Hondo y Gruperá representa una remagnetización producida por diques jurásicos como lo propone [Molina-Garza et al. \(1992\)](#), entonces es probable que la Formación Santa Rosa de edad similar en Belize haya sido afectada por el mismo evento que remagnetizó a las Formaciones Paso Hondo y Gruperá en Chiapas. Si esta conjetura probase ser cierta, entonces el paleopolo de [Steiner \(2005\)](#) para la Formación Santa Rosa debiese ser reinterpretado como un paleopolo en el hemisferio norte con latitudes casi-árticas, el cual de hecho sería muy similar al paleopolo de las calizas remagnetizadas pertenecientes a las Formaciones Paso Hondo y Gruperá, así como del paleopolo interpretado para los diques jurásicos. De esto se desprende que las rotaciones propuestas por el modelo de [Steiner \(2005\)](#) para el BM no comenzaron en el Pérmico medio en el margen occidental de Pangea con el BM invertido, lo cual implicaría que la traslación Triásica-Jurásica del BM del margen occidental de Pangea hacia la proto-cuenca del GdM a través de la megacizalla Mojave-Sonora, es innecesaria. Debido a esta controversia, los datos paleomagnéticos de la Formación Santa Rosa en Belice no serán considerados.

Los argumentos aquí presentados en contra de este modelo se basan en estudios paleomagnéticos en Chiapas, y por lo tanto la evidencia es netamente interpretativa y argumentativa, ya que no existen otros estudios paleomagnéticos en Belice o Chiapas sobre rocas del Pérmico temprano-medio que corroboren o contradigan los argumentos de [Steiner \(2005\)](#). Sin embargo, el argumento más contundente en contra del modelo propuesto por [Steiner \(2005\)](#) proviene del trabajo de investigadores como [Molina-Garza y Geissman \(1999\)](#), [Iriando et al. \(2005\)](#), [Barboza-Gudiño et al. \(2008\)](#) e [Izaguirre-Pompa \(2009\)](#) quienes proveen evidencia sólida para poner en duda y contradecir la hipótesis de la megacizalla Mojave-Sonora, la cual es de vital importancia en los argumentos de [Steiner \(2005\)](#) para poder explicar las grandes rotaciones que su modelo de reconstrucción proponen. Por lo tanto, en este trabajo se opta por utilizar como base el modelo de reconstrucción más parsimonioso (p.e. [Pindell, 1985](#); [Bird y Burke, 2006](#)), el cual reconstruye al BM en la proto-cuenca del GdM entre Laurasia y Gondwana, e invoca una transformante de cinemática lateral derecha, así como una dorsal, para acomodar el desplazamiento latitudinal del BM durante la apertura de la proto-cuenca del GdM.

1.5 Justificación

La limitada base de datos paleomagnéticos, así como incierta edad para la Formación Todos Santos, restringen las interpretaciones de [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) para el BM a los granitoides permo-triásicos del MC, ya que al contrario de los lechos rojos, el paleomagnetismo de los granitoides es estadísticamente confiable -12 sitios-, y además cuentan con edades relativamente bien definidas (p.e. [Damon et al. 1981](#); [Mujica-Mondragón, 1987](#); [Weber et al. 2005](#)).

Por su parte, los lechos rojos en la localidad de Matías Romero, Oaxaca, reportados por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#) son estadísticamente insuficientes -4 sitios-, y su edad es ambigua: basados en estudios paleontológicos y palinológicos, distintos autores (p.e. [Lopez-Ramos, 1979](#); [De la Rosa et al. 1989](#)) le asignan una edad que va del Triásico Superior al Jurásico Medio; además, fechamientos radiométricos en andesitas subyaciendo a la Formación Todos Santos en la localidad de Cintalapa, Chiapas, le dan edades del Jurásico Inferior al Jurásico Superior ([Castro-Mora et al., 1975](#)).

Entonces, la justificación del presente trabajo radica en precisar la edad, y en ampliar la base de datos paleomagnéticos de la Formación Todos Santos para poder integrar los con los datos existentes, y así obtener un robusto registro paleomagnético de la historia, cinemática y rotación del BM. Una vez completado el registro se contrasta la validez de los modelos de reconstrucción tectónica que le adjudican al BM rotaciones antihorarias de $\sim 45^\circ$, contra aquellos modelos que le confieren rotaciones $>60^\circ$.

1.6 Objetivo y Metas

El objetivo fundamental de esta investigación es la caracterización paleomagnética de la Formación Todos Santos en la región oriental del MC, que tiene como finalidad cuantificar: a) las relaciones paleogeográficas del BM con respecto al cratón Norteamericano, b) la magnitud y naturaleza del desplazamiento del BM durante la apertura del GdM, y c) el registro geológico de la región estudiada en el contexto de la apertura del GdM. Para llevar a buen término los objetivos citados nos propusimos las siguientes metas:

- 1) Crear un mapa geológico con mayor detalle del área de estudio en una carta topográfica 1:50000 basado en foto-interpretación, así como en levantamientos estructurales, estratigráficos y de contactos.
- 2) Realizar un muestreo de rocas, tanto de la secuencia volcánica como de los lechos rojos, para establecer su mineralogía y clasificación petrográfica.
- 3) El análisis geoquímico de elementos traza de la secuencia volcánica para establecer su ambiente tectónico de emplazamiento.
- 4) Llevar a cabo un amplio y representativo muestreo paleomagnético en el área de la presa La Angostura.
- 5) Con base en el análisis paleomagnético establecer las direcciones y polos paleomagnéticos.
- 6) Hacer una comparación de los paleopolos obtenidos contra la CVPA del cratón Norteamericano para establecer discordancias y cuantificar rotaciones.
- 7) Establecer una referencia temporal adecuada con fechamientos isotópicos de la secuencia volcánica, así como de los lechos rojos para definir la edad de la Formación Todos Santos.

Capítulo 2 - Marco Geológico Regional

2.1 Elementos y eventos geotectónicos

En el Capítulo 1 quedó asentada la vital importancia que tienen los lechos rojos de la Formación Todos Santos para entender la evolución tectónica del Golfo de México (GdM). Por lo tanto, con el propósito de establecer una referencia espacio-temporal adecuada para dicha evolución tectónica, en este capítulo se contextualizan a grandes rasgos los principales eventos y elementos geotectónicos que influyeron en la formación de la cuenca del GdM y que finalmente, confluyeron en la deposición de la Formación Todos Santos. A continuación primero se describirán dichos elementos y eventos individualmente, para después ser integrados y así colectivamente, explicar la paleogeografía y evolución tectónica del GdM.

Golfo de México

El GdM es ampliamente considerado como una cuenca de margen divergente, similar a otras cuencas circum-Atlánticas creadas durante el desmembramiento de Pangea en el Jurásico (Winker y Buffler, 1988). Sin embargo, la configuración de esta cuenca y la región circundante han sido sujetas a sobreimpresiones de tectónica convergente, las cuales han afectado sustancialmente la configuración de la cuenca. Debido a esto, Winker y Buffler (1988) propusieron simplificar el marco tectónico del GdM al dividirlo en elementos de margen divergente (Figura 2) y de margen convergente.

De acuerdo a Winker y Buffler (1988), los elementos de margen divergente o pasivo incluyen: a) un área de corteza oceánica en la depresión central de la cuenca, la cual está rodeada por b) corteza continental atenuada, que a su vez está c) cubierta por un grueso paquete de sedimentos jurásico-cenozoicos de afinidad miogeosinclinal. La base de dicho paquete es compuesta por lechos rojos continentales triásico-jurásicos (~210-180 Ma) sobreyacidos por evaporitas de edad calloviana (164-159 Ma) no-marinas dominadas por sal (NaCl), las cuales son sobreyacidas por depósitos marinos de cuenca, plataforma y evaporitas dominadas por anhidritas marinas (CaSO₄). Los depósitos de sal calloviana están localizados en dos grandes regiones: la cuenca de sal del GdM norte y la cuenca de sal de Campeche. Ambos cuerpos de sal rodean y demarcan la depresión central del GdM. Finalmente, d) el GdM está delimitado en toda su extensión por márgenes pasivos sin zonas de subducción. Sin embargo, el margen occidental del GdM es ampliamente considerado como un margen transformante que marca el límite entre corteza continental y corteza oceánica, y el cual acomodó la rotación latitudinal antihoraria del BM a través de la transformante Tehuantepec, también llamada Tamaulipas-Chiapas o Poza Rica (Pindell, 1985; Ortega-Gutiérrez *et al.* 1994; Dickinson y Lawton, 2001).

Dicha transformante (Figura 2) se extiende desde un área cercana a la desembocadura del Río Bravo hasta el Istmo de Tehuantepec donde se ha propuesto (p.e. Pindell, 1985) que continua hacia, y delimita el margen sur-occidental del Macizo de Chiapas, para finalmente ser truncada por la transformante Polochic-Motagua. Al pie SW del MC se observa un cinturón milonitizado asociado a la transformante Tehuantepec, el cual no ha sido reportado oficialmente en la literatura, pero se sabe que contiene registrado al menos dos eventos deformacionales: uno de cinemática dextral asociado a la rotación del Bloque Maya en el Jurásico, así como una sobreimpresión de cinemática sinistral

posiblemente asociada a 1) la deformación producida por la evolución del sistema de fallas Polochic-Motagua durante el Neógeno o 2) el paso del Bloque Chortis a lo largo de la costa chiapaneca (T.F. Wawrzyniec, 2009, *comunicación personal*).

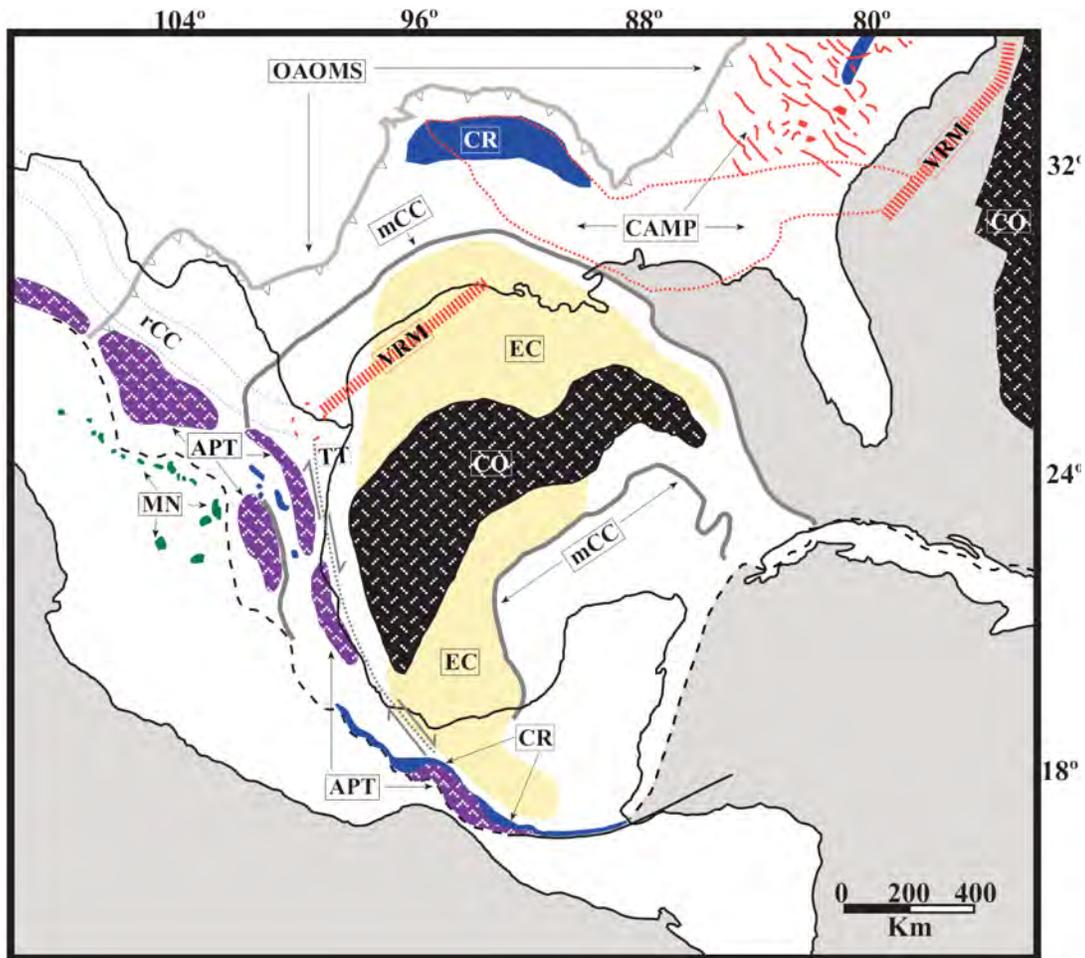


Figura 2. Elementos geotectónicos relacionados al desmembramiento de Pangea y la apertura del GdM. **OAOMS** = Orógeno Apalachiano-Ouachita-Marathon-Sonora; **APT** = Arco del Permo-Triásico; **CR** = Cuencas *rift*; **MN** = Magmatismo Nazas; **CAMP** = Central Atlantic Magmatic Province; **VRM** = *Volcanic rifted margin*; **rCC** = *rift* California-Coahuila; **TT** = Transformante Tehuantepec; **EC** = Evaporitas callovianas; **CO** = Corteza oceánica; **mCC** = Margen carbonatado del Cretácico. Línea punteada en México, Guatemala y Cuba delimita la región circum-GdM. Figura modificada de Winker y Buffler (1988).

Los elementos de margen convergente o activo (Winker y Buffler, 1988) están relacionados a las interacciones con las placas del Pacífico y del Caribe, y son definidos por a) deformación orogénica y distorsión paleogeográfica en la forma de cinturones de pliegues (p.e. Sierra Madre Oriental), así como b) fallamiento inverso, cabalgaduras y yuxtaposición de ensamblajes tectonoestratigráficos (p.e. Terreno Guerrero) originalmente separados y sin aparente relación genética, y c) paquetes estratigráficos de afinidad eugeosinclinal.

El área en la depresión central de la cuenca ha sido interpretada como corteza oceánica (Figura 2) por la integración de varios métodos geofísicos como reflexión sísmica, gravimetría y aeromagnetismo (p.e. Marton y Buffler, 1994; Hall y Najmuddin, 1994; Bird *et al.* 2005). Esta corteza oceánica se infiere como una dorsal oceánica efímera que aceleró la rotación final del Bloque Maya hasta su posición actual en el Jurásico tardío (~150 Ma) (Bird y Burke, 2006).

Recientemente, Mickus *et al.* (2009) publicaron datos geofísicos que demuestran la presencia de un "margen volcánico extendido" paralelo a la costa de Texas (*Texas volcanic rifted margin*) (Figura 2), el cual es similar al que se encuentra paralelo a la costa este de Norteamérica (Kelemen y Holbrook, 1995). Estos márgenes se forman antes y durante la fase de desacoplamiento por cizalla pura entre masas continentales, y dado que la extensión continúe, conlleva a la formación de dorsales oceánicas. Estos datos complementan los hallazgos de Bird *et al.* (2005) quienes proponen la presencia de trazas de "puntos calientes" generados por una pluma del manto en el centro de la cuenca del GdM donde se encuentra la dorsal oceánica inferida por Marton y Buffler (1994), Hall y Najmuddin (1994), y Bird *et al.* (2005).

Para concluir, la junta entre la transformante Tehuantepec con el *Texas volcanic rifted margin* marca la terminación del *rift* California-Coahuila (*Border rift* de Dickinson y Lawton, 2001b), el cual se extiende de manera ESE desde el sureste de California hasta el noreste de Tamaulipas (Marton y Buffler, 1994), incluye las cuencas McCoy-Bisbee-Chihuahua-Sabinas, y posee las características de un aulacógeno. Estas tres estructuras (las cuales se extienden tripartidamente de un domo generado en la corteza sobre una pluma del manto) confluyen con ángulos de ~120° cerca de la desembocadura del Río Bravo formando la geometría clásica una junta triple (Figura 2) (Mickus *et al.* 2009).

Orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon-Sonora

El orógeno Apalachiano-Ouachita-Marathon-Sonora (OAOMS) es un cinturón de ~5000 km de longitud formado por un evento de tectónica convergente que culminó con una colisión continente-continente y que delimita el margen meridional del cratón Laurenciano. Dicho evento registró a principios del Pérmico (~280 Ma) el cierre del océano Rheico, la acreción de bloques gondwánicos sobre Laurencia, y el desarrollo del orógeno Ouachita-Marathon-Sonora (OMS) al subducirse -hacia el sur- el límite meridional de Laurencia por debajo del convergente margen septentrional de la porción sudamericana de Gondwana, y así marcar el final de la amalgamación de Pangea (Dickinson y Lawton, 2001). El inicio de la amalgamación lo marca la orogenia Apalachiana, la cual comenzó en el Carbonífero (~320 Ma) con la convergencia entre Laurencia y la porción Africana de Gondwana (Poole *et al.*, 2005). Ambos orógenos constituyen el mismo sistema convergente evidenciado por un cinturón montañoso que se prolonga por toda la costa este de Norteamérica, hasta llegar al norte de México donde se vuelve difuso y solamente puede ser inferido por métodos geofísicos (Shurbet y Cebull, 1987). Como se verá posteriormente, la evolución tectónica de México –y por inferencia el GdM- es influenciada en gran parte por la orogenia OMS (Figura 2).

Arco del Permo-Triásico

En el norte de México, el Arco del Permo-Triásico (APT) de edades K-Ar de 284-232 Ma, forma un cinturón granítico intermitente y no siempre expuesto en la superficie,

que se extiende NW-SE desde Chihuahua hasta Nuevo León, para continuar N-S de Tamaulipas a Veracruz paralelo al pie de la Sierra Madre Oriental. En el sur de México, el APT aflora en la sutura entre los terrenos tectonoestratigráficos Mixteco y Zapoteco, así como en Oaxaca (Solari *et al.*, 2001) y Chiapas (Figura 2), mientras que en la planicie del GdM es perforado por varios pozos petroleros (Torres *et al.*, 1999). Los datos geoquímicos de elementos mayores y elementos traza indican que los granitoides fueron emplazados en un ambiente tectónico de arco magmático sobre una corteza continental evolucionada, a lo largo del margen occidental de Pangea, donde la placa Mezcalera subdujo hacia el este por debajo de México (Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001).

En Chiapas, el APT es representado por granitoides permo-triásicos que conforman >70% del MC, extendiéndose longitudinalmente paralelo a la costa Chiapaneca y abarcando un área aproximada de 20,000km² (Weber *et al.*, 2005). Las litologías que conforman el MC serán descritas a detalle en el Capítulo 3.

Cuencas rift

La presente localización geográfica de las cuencas *rift* se encuentra en los continentes que conformaban Pangea (Norteamérica, Sudamérica, Europa y África) previa a su desmembramiento, y hoy bordean el Atlántico. Como ya se había mencionado en el Capítulo 1 con respecto a Norteamérica, las cuencas *rift* marcan el atenuamiento progresivo de la corteza de Pangea, primero en el margen Atlántico e interior cratónico de Norteamérica, seguidas por las cuencas en la región circundante al GdM (Figura 2).

Por brevedad, este apartado se refiere primordialmente a las cuencas circum-GdM. Dichas cuencas se desarrollaron en topografía *horst* y *graben* generada por atenuamiento de la corteza en un ambiente de tectónica extensional que comenzó a partir del Triásico Medio (~230 Ma) con el colapso de la cadena montañosa Apalache-Ouachita-Marathon, y la distensión de los bloques Gondwanicos arriba mencionados (Dickinson y Lawton, 2001; Bird y Burke, 2006). En México, las cuencas *rift* asociadas a la apertura del GdM se observan aisladas unas de otras en el norte (p.e. Nuevo León, Tamaulipas); en el centro (p.e. Hidalgo, Veracruz) son continuas pero después truncadas por la Faja Volcánica Trans-Mexicana; mientras que en el sur forman una franja continua desde Oaxaca hasta Chiapas. La disposición estructural de las cuencas norteñas, del centro, así como de Oaxaca es sub-paralela con respecto al margen occidental del GdM (Salvador, 1987), pero no así en Chiapas donde las cuencas son oblicuas a dicho margen.

Cabe mencionar que Barboza-Gudiño *et al.* (1999) y Barboza-Gudiño *et al.* (2008) proponen que las cuencas *rift* del centro-norte de México no están relacionadas a la apertura del GdM como había sido propuesto anteriormente (p.e. Salvador, 1987), sino que son producto de extensión tras-arco o intra-arco generada por el arco volcánico (Arco Nazas) que afectó al margen occidental de Pangea durante el Mesozoico temprano.

Magmatismo Nazas

El magmatismo Nazas se refiere al antiguo arco volcánico que afectó al margen occidental de Pangea durante el Mesozoico temprano y el cual es registrado en el

centro-norte de México, así como en Estados Unidos (Jones *et al.*, 1990) y Colombia (Bartolini *et al.*, 2003) por la subducción del remanente de la placa Mezcalera (Dickinson y Lawton, 2001).

La localidad tipo en México se ubica en el estado de Durango, área de Villa Juárez, y fue propuesta formalmente como Formación Nazas por Pantoja-Alor (1972). La formación aflora en diversas localidades en los estados de Durango, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí y Zacatecas (Figura 2). En los estados de Durango y Nuevo León (área de Aramberri) la formación sobreyace rocas metamórficas Paleozoicas y subyace estratos marinos del Jurásico tardío; en Tamaulipas (área del Valle Huizachal) subyace y parcialmente intrusión lechos rojos continentales del Jurásico temprano de la Formación La Boca; en Nuevo León (área de Galeana) intrusión lechos rojos continentales del Triásico tardío de la Formación Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2007; Barboza-Gudiño, 2009) perteneciente al Grupo Huizachal Inferior, y es sobreyacida por lechos rojos continentales del Jurásico tardío de la Formación La Joya; en Zacatecas y San Luis Potosí sobreyace depósitos marinos siliciclásticos pelágicos de la triásica Formación Zacatecas, y en ambos estados subyace lechos rojos continentales del Jurásico tardío de la Formación La Joya (Figura 2) (Barboza-Gudiño *et al.* 1999; Barboza-Gudiño *et al.* 2008).

La relación estratigráfica entre las Formaciones Zacatecas y Nazas es de especial importancia, ya que la Formación Zacatecas es interpretada como una secuencia turbidítica depositada al pie del margen pasivo occidental de Pangea, mientras que la Formación Nazas registra el cambio de un margen pasivo a un margen convergente durante el Triásico tardío.

Los productos volcanogénicos de la Formación Nazas incluyen diques y domos riolítico-riodacíticos, coladas y brechas basalto-andesíticas, así como depósitos piroclásticos riolítico-andesíticos, areniscas, lodolitas y conglomerados. La geocronología indica actividad volcánica durante el Triásico Superior al Jurásico Medio Inferior (~210-175 Ma), mientras que la geoquímica de elementos mayores y elementos traza de estos productos es típica de rocas calco-alcalinas de arco magmático (Barboza-Gudiño *et al.* 1999; Barboza-Gudiño *et al.* 2008).

Magmatismo CAMP

El magmatismo CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) es una gran provincia ígnea de basaltos toleíticos que fue producida y emplazada por una pluma del manto en el Triásico Superior-Jurásico Inferior (~200 Ma), la cual es asociada al desmembramiento de Pangea, así como a la apertura del Océano Atlántico central. Actualmente, el registro del magmatismo aflora como enjambres de diques y coladas masivas en cuencas *rift* -así como fuera de ellas- localizadas en Norteamérica (Figura 2), Sudamérica, Europa y África, excediendo la extensión total de la provincia ígnea emplazada sobre Pangea siete millones de kilómetros cuadrados (Marzoli *et al.*, 1999).

Curiosamente, la geoquímica de elementos traza para las toleitas CAMP en todos los continentes arriba mencionados presenta características de arco magmático convergente (Pegram, 1990; Janney y Castillo, 2001), lo cual es contra-intuitivo, ya que el magmatismo CAMP es netamente extensional, por lo cual se esperarían características de elementos traza de tectónica divergente. Este tópico será revisado y discutido

posteriormente en el Capítulo 3, ya que debido a la gran extensión geográfica del magmatismo CAMP, es posible que este haya afectado la región mexicana circum-GdM, la cual también fue regida por tectónica extensional.

Bloques corticales

Este apartado se refiere al esquema propuesto por Dickinson y Lawton, (2001) donde se busca reconciliar los esquemas de terrenos tectonoestratigráficos propuestos por Campa y Coney (1983), Sedlock *et al.* (1993) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994) para México, donde los elementos corticales laurencianos son representados por la continuación del basamento del cratón norteamericano en el norte de Sonora y Chihuahua. Mientras que los elementos corticales gondwánicos incluyen los Bloques Coahuila, Yucatán-Chiapas (en esta investigación referido como Bloque Maya), Tampico (Guachichil), Del Sur (Mixteco-Zapoteco-Xolapa), y Chortis. Así mismo, el paleo-Caribe es representado por el Terreno Cuicateco. Estos son los bloques que influyen directamente en la evolución del GdM, por lo tanto se omiten otros bloques o terrenos tectonoestratigráficos al occidente (Figura 3).

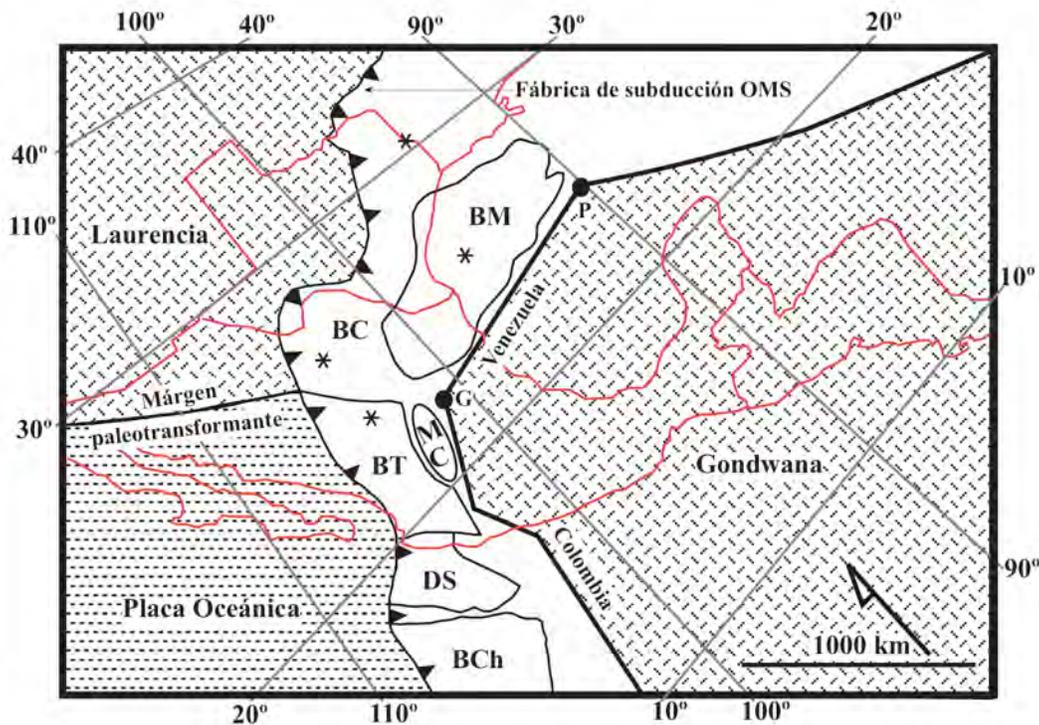


Figura 3. Reconstrucción geotectónica de México durante el Pérmico Temprano (~281 Ma). Los asteriscos representan evidencia fragmentaria de magmatismo de arco durante el Carbonífero previo a la suturación OMS. **BC** = Bloque Coahuila; **BCh** = Bloque Chortis; **BM** = Bloque Maya; **BT** = Bloque Tampico; **DS** = Bloque del Sur; **G** = Península Guajira, Colombia; **MC** = Macizo de Chiapas; **P** = Península de Paria, Venezuela. Tomado de Dickinson y Lawton (2001).

2.2 Paleogeografía y evolución tectónica del Golfo de México

En términos geológicos, México es una entidad continental relativamente reciente, ya que no fue sino hasta el Paleozoico tardío cuando comenzó a tomar forma a través del

ensamblaje y fragmentación de elementos corticales derivados de Laurencia y Gondwana. Debido a la movilidad, dinamismo y diferente origen de estos elementos, es imposible explicar la paleogeografía de México bajo un marco de referencia estático. Por lo tanto, aquí se intenta explicar dicha paleogeografía integrando la evolución tectónica temporal de todos estos elementos bajo un marco de referencia moviástico.

Paleozoico tardío

La incipiente constitución de México comienza con el final de la orogenia OMS a principios del Pérmico (~280 Ma) con el cierre del océano Rheico, y la sutura de bloques gondwanicos sobre Laurencia a lo largo del segmento Marathon del orógeno OMS (Figura 3). El mecanismo de acreción de los bloques Coahuila, Tampico, Del Sur y Maya fue con la subducción del límite meridional de Laurencia por debajo del convergente margen septentrional de la porción Sudamericana de Gondwana. Sin embargo, previa a la acreción de dichos bloques, estos fueron afectados por magmatismo de arco pennsylvánico, el cual es registrado en los bloques Coahuila, Tampico y Maya (Figura 3). Esto sustenta la interpretación de un margen activo con polaridad austral de subducción (p.e. Marton y Buffler, 1994; Dickinson y Lawton, 2001).

Estudios isotópicos del basamento, así como de rocas detríticas derivadas del basamento de los Bloques Tampico y Del Sur indican edades mesoproterozoicas grenvillianas (p.e. Ruiz *et al.* 1988). En conjunto ambos bloques forman un ensamblaje cortical de afinidad Gondwanica que ha sido denominado "el micro continente Oaxaquia" (Ortega-Gutiérrez *et al.* 1995). Además, los conjuntos faunísticos, así como datos geoquímicos y geocronológicos en rocas del Paleozoico temprano que sobreyacen el basamento indican que Oaxaquia era parte de Gondwana hasta que fue acrecionada a Laurencia durante la orogenia OMS (p.e. Ortega-Gutiérrez, 1995). Hasta la fecha, no se ha podido determinar la continuidad de Oaxaquia a los bloques Coahuila y Maya, ya que la cobertura sedimentaria paleozoica del BM es diferente a la de Oaxaquia, pero del BM se sabe que el basamento pre-batolítico (ver Capítulo 3), así como rocas paleozoicas sobreyacentes son de afinidad Pan-Africana (500-700 Ma), y localmente Grenvilliana (Krogh *et al.* 1993; Schaaf *et al.* 2002; Weber *et al.* 2006).

Diacrónicamente con la culminación de la orogenia OMS, se instauró un sistema de subducción donde la placa Mezcalera subdujo hacia el este en el flanco occidental de la porción Gondwánica de Pangea para emplazar los granitoides del APT en los Bloques Coahuila, Tampico, Del Sur y Maya (Figura 4). Granitoides de edades similares al APT afloran esporádicamente en corteza Laurenciana al norte de la sutura OMS (Torres *et al.* 1999; Dickinson y Lawton, 2001), interpretan estratos volcánoclasticos del Paleozoico Superior en los Bloques Tampico (anticlinorio Huizachal) y Coahuila (cuenca de Delicias) como depósitos de ante-país e intra-arco, respectivamente, como pertenecientes al sistema APT.

Triásico

Aparte de la extensión temporal del APT al Triásico temprano, no hay registro geológico de eventos geotectónicos de relevancia hasta el Triásico medio, tiempo en el cual al cesar la actividad del APT inició un periodo amagmático donde se instauró el margen pasivo en Pangea occidental, el cual permitió la deposición de la secuencia

turbidítica de la Formación Zacatecas. Contemporáneamente (~230 Ma) comenzó la distensión y atenuación cortical de Pangea, lo cual es registrado por la generación de cuencas *rift* y la sedimentación de estas cuencas con lechos rojos de origen aluvial, fluvial y lacustre, primero en el margen proto-Atlántico (Supergrupo Newark) e interior cratónico de Laurentia (Grupo Chinle-Dockum), seguidos por lechos rojos encontrados en la región proto-GdM (Formaciones Eagle Mills, Huizachal y La Boca).

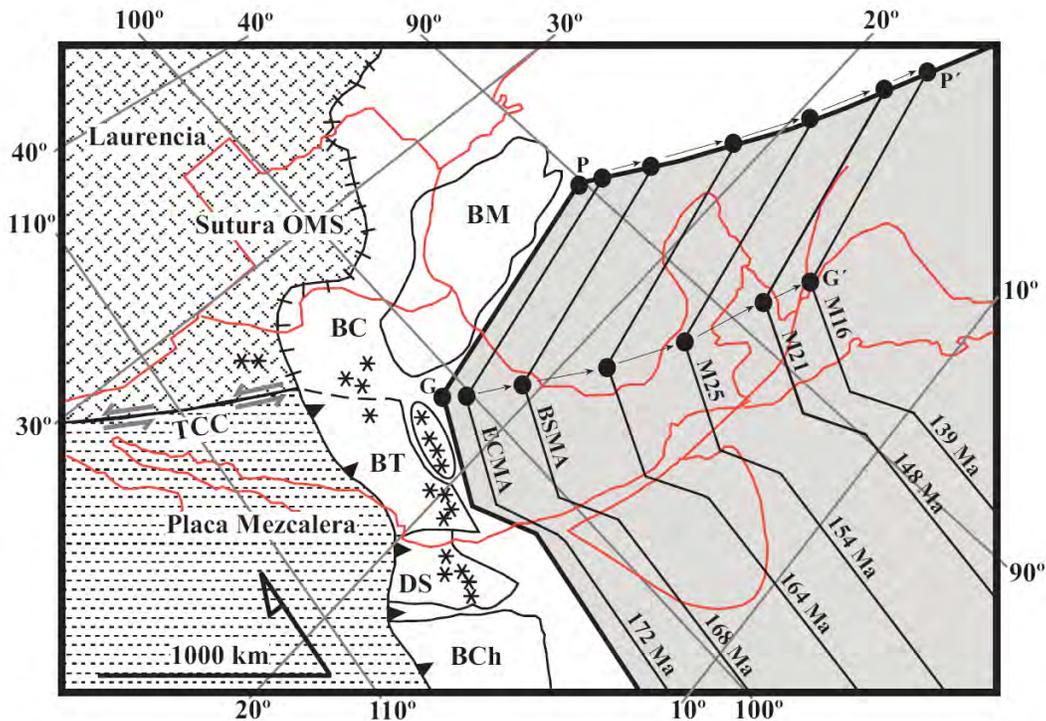


Figura 4. Reconstrucción geotectónica de México del Pérmico Temprano (~281 Ma) al Triásico Medio (~232 Ma). Los asteriscos denotan el APT. Las líneas sub-paralelas muestran la progresión temporal del margen cratónico sudamericano, las cuales son controladas por las anomalías magnéticas de piso oceánico en el Atlántico Norte. **BSMA** = Blake Spur Magnetic Anomaly; **ECMA** = East Coast Magnetic Anomaly; **TCC** = Transformante California Coahuila. Tomado de Dickinson y Lawton (2001).

Hacia el Triásico tardío (~210 Ma) (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999) cesa el periodo amagmático en el margen occidental de Pangea, cambia el ambiente tectónico con la subducción del remanente de la placa Mezcalera, y comienza el magmatismo Nazas, cuyos productos volcanogénicos son emplazados estratigráficamente sobre la Formación Zacatecas en los Bloques Coahuila y Tampico. Este magmatismo, así como el prisma acrecionario obducido por la subducción generó un alóctono denominado por Dickinson y Lawton (2001), "Complejo de Subducción Mesa Central" donde se observa el contacto estratigráfico entre las formaciones Zacatecas y Nazas, y en el cual se registra el cambio de un margen pasivo a un margen activo (Figura 5).

A su vez, el Bloque Coahuila fue sujeto a extensión intracontinental, como es evidenciado por lechos rojos del Triásico tardío depositados en cuencas *rift* (González-García, 1984) en Dickinson y Lawton, 2001), pero desde su acreción a Laurentia en la orogenia OMS hasta la fecha, el Bloque Coahuila básicamente no ha cambiado de lugar (Molina-Garza, 2005).

A finales del Triásico (~200 Ma) comienza el emplazamiento de la pluma del manto CAMP en la región del proto-Atlántico central. Este evento se considera el disparador de la generación de una dorsal oceánica en dicha región, y es muy probable que sea el precursor de la extensión intracontinental que terminó de colapsar los orógenos Apalachiano y OMS, y que además generó las cuencas *rift* circum-atlánticas.

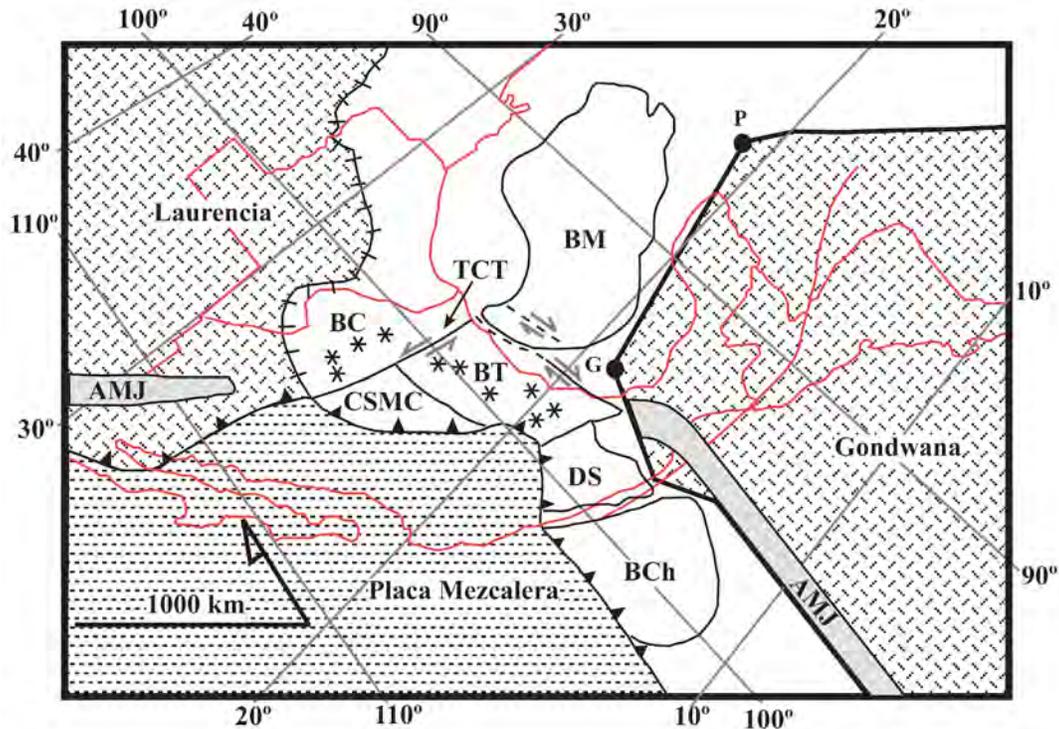


Figura 5. Reconstrucción geotectónica de México del Triásico Medio (~232 Ma) al Jurásico Medio (~164 Ma). Posición del cratón sudamericano a los 164 Ma reconstruida con respecto a la **Figura 4**. Los asteriscos denotan rocas fechadas del arco Nazas. **AMJ** = Arco Magmático jurásico; **CSMC** = Complejo de Subducción Mesa Central; **TCT** = Transformante Coahuila Tamaulipas. Tomado de Dickinson y Lawton (2001).

Jurásico

Desde el Triásico medio hasta finales del Jurásico medio (~160 Ma) predominó un ambiente de extensión intracontinental en la región del proto-GdM, denominada por Marton y Buffler (1994) como la etapa de *rift* (extensión). Así mismo, continuó el magmatismo Nazas del Triásico hasta culminar en el Jurásico medio (~175 Ma). Es de notarse que el magmatismo Nazas coincide con la etapa *rift* del GdM, lo cual significa que además de estar sometida la región circum-GdM a extensión intracontinental, estaba en una posición tras-arco antes y durante la apertura del GdM (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999). Debido a esto, es un poco complicado discernir si las cuencas *rift* fueron generadas por extensión tras-arco o intracontinental. Sin embargo, el trabajo de Barboza-Gudiño *et al.* (2008) propone buenos argumentos para diferenciar ambos sistemas.

A principios del Jurásico medio (~180 Ma) comienza la generación de piso oceánico a lo largo de la recién formada dorsal del Atlántico central comenzando así el desmembramiento de Pangea Ecuatorial (Withjack *et al.* 1998). A los ~170 Ma esta

dorsal da un salto hacia el este, abandonando corteza litosférica Africana en su flanco oeste, y a los ~160 Ma da un salto hacia el oeste, desertando corteza litosférica Americana en su flanco este (Bird y Burke, 2006).

Estos eventos disparan el desacoplamiento continental regional con la incipiente retirada austral de Gondwana, lo que da lugar a la traslación lateral -375 a 400 km- hacia el este de los Bloques Tampico y Del Sur a lo largo de la transformante Coahuila-Tamaulipas (Figura 5) entre los ~174-164 Ma (Dickinson y Lawton, 2001). En la reconstrucción de Pangea de Dickinson y Lawton (2001), dicha transformante de cinemática sinistral permite reestablecer los Bloques Tampico y Del Sur a una paleo-posición al oeste de su actual posición, ya que dicha posición actual crea un traslape con Suramérica en reconstrucciones de Pangea, por lo tanto es necesario un mecanismo que mueva los bloques al oeste para evitar dicho traslape en las reconstrucciones.

Este mecanismo ha sido propuesto por varios investigadores (p.e. Anderson y Schmidt, 1983); sin embargo, se invocan diversas transformantes en un patrón *en-echelon* con orientaciones NW-SE que efectivamente segmentan México, y en especial los Bloques Tampico y Del Sur, asumiendo entonces que no mantienen coherencia cortical. Estos bloques aquí se asume mantienen coherencia cortical como una sola entidad, debido a que su límite occidental no es desplazado por una gran transformante inferida en el lineamiento que forma la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Anderson y Schmidt, 1983). Además, la presencia linear y continua del APT que se extiende a lo largo de los Bloques Coahuila y Tampico en México actual (Figura 2) es indicativo de que ambos bloques no fueron ni desplazados individualmente, ni fueron segmentados por varias transformantes.

Cabe mencionar que la configuración pre-desmembramiento de Pangea propuesta para los Bloques Tampico y Del Sur implica una rotación antihoraria de ~30° producto del desplazamiento de estos hacia el este (Dickinson y Lawton, 2001). Además, estos autores proponen que el Macizo de Chiapas (producto del APT) fue emplazado en el Bloque Tampico, ya que al tratar al MC como parte del Bloque Tampico permite que la parte de Chiapas del BM haya sido rotado junto con los bloques Tampico y Del Sur mientras estos fueron trasladados al este durante el desmembramiento incipiente de Pangea. Previa a la traslación de estos bloques y la apertura del GdM, el BM se encontraba en una paleo-posición al este de los bloques, acoplado cerca de la actual desembocadura del Río Bravo (Figura 5).

Dos hipótesis principales han sido propuestas para la apertura del GdM: 1) el Bloque Maya estaba acoplado al margen septentrional de Suramérica y se desplazó australmente bajo la cinemática de Suramérica con respecto a Norteamérica (Dickinson y Coney, 1980); 2) el Bloque Maya se liberó de ambas placas Americanas y rotó antihorariamente como una microplaca independiente durante la apertura del GdM (Pindell, 1985). La forma de cuña de la corteza oceánica dentro del GdM favorece la segunda interpretación (Figura 6) (Marton y Buffler, 1994; Dickinson y Lawton, 2001).

Diacrónicamente (~170 Ma) con la traslación hacia el este de los Bloques Tampico y Del Sur, se generó la dorsal del Caribe (proto-fosa del Caimán) (Wawrzyniec *et al.* 2003), y comenzó el desacoplamiento, así como la rotación antihoraria (~22°) del Bloque Maya (p.e. Bird y Burke, 2006). Esto desembocó en la generación de la depresión central de la cuenca del GdM, la cual se encontraba por debajo del nivel del

mar y en donde comenzó primero la deposición de lechos rojos, los cuales fueron sobreyacidos por evaporitas callovianas no-marinas de entre ~164-159 Ma (Marton y Buffler, 1994). Fue alrededor de este tiempo cuando se emplazó el *Texas volcanic rifted margin*, ya que antecede la generación de corteza oceánica y marca el comienzo del desacoplamiento del BM (Mickus et al. 2009).

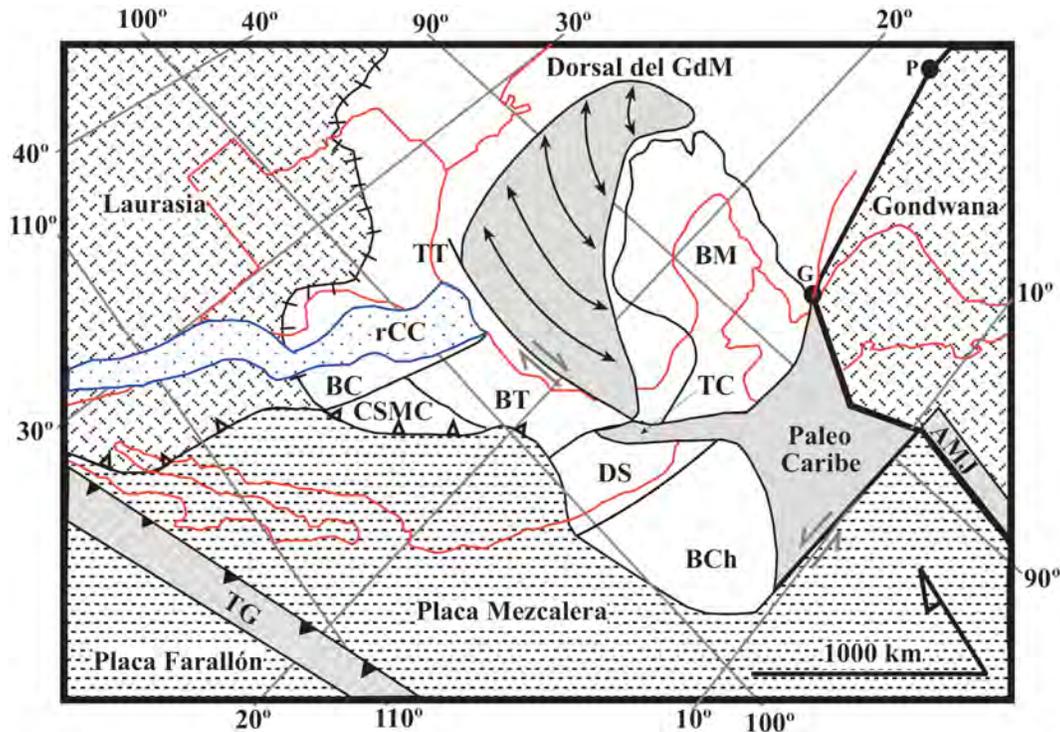


Figura 6. Reconstrucción geotectónica de México del Jurásico Medio (~164 Ma) al límite Jurásico-Cretácico (~144 Ma). Posición del cratón sudamericano a los 144 Ma reconstruida con respecto a la **Figura 4**. rCC = *Rift California Coahuila*; TC = Terreno Cuicateco; TG = Terreno Guerrero; TT = Transformante Tehuantepec. Tomado de Dickinson y Lawton (2001).

Las evaporitas callovianas formaban una sola estructura previa a la formación de piso oceánico a lo largo de la dorsal efímera del GdM, la cual al desarrollarse a los ~150 Ma partió en dos el cuerpo de sal dando inicio a la etapa de *drift* (deriva) (Figura 6). Ambas provincias salinas fueron desplazadas hacia el norte y sur, respectivamente, durante el tiempo que duró la generación de corteza oceánica (Salvador, 1987; Marton y Buffler, 1994). La provincia norte se encuentra frente a las costas de Texas y Louisiana, y es representada por la cuenca de sal del GdM norte; mientras que la provincia sur se encuentra frente a las costas de Tabasco y Campeche, y es representada por la cuenca de sal de Campeche (Figura 2). El desplazamiento, tanto de la sal como del Bloque Maya hacia el sur, agregó otros ~20° de rotación antihoraria inducida por la generación de corteza oceánica (Dickinson y Lawton, 2001).

Debido a que Dickinson y Lawton (2001) proponen que el Macizo de Chiapas fue emplazado en el Bloque Tampico, pero actualmente es observado en el Bloque Maya, se infiere que al rotar antihorariamente el Bloque Maya a lo largo de la transformante Tehuantepec durante la fase de generación de corteza oceánica en el GdM, el Bloque Maya acopló al Macizo de Chiapas y lo acarrió hasta su actual posición. Entonces, al

incluir las rotaciones inducidas a los Bloques Tampico y Del Sur, con las rotaciones al Bloque Maya se obtiene que el Macizo de Chiapas fue rotado $\sim 72^\circ$ en dirección antihoraria, lo cual está en acuerdo con los datos paleomagnéticos reportados por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#).

Hacia los ~ 140 Ma se completó la formación de la cuenca del GdM y cesó la rotación del Bloque Maya, alcanzando este su actual configuración con respecto a los demás bloques corticales ([Figuras 6 y 7](#)).

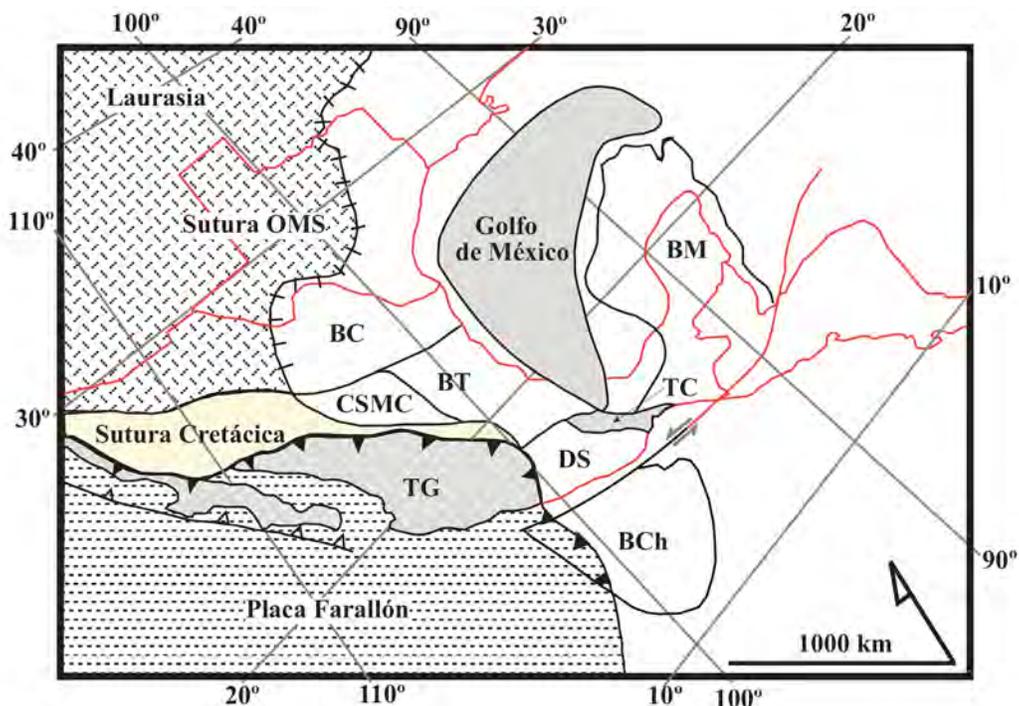


Figura 7. Reconstrucción geotectónica de México del límite Jurásico-Cretácico (~ 144 Ma) al Cretácico Medio (~ 112 Ma). Nótese que para este tiempo, México adquirió su configuración actual. Tomado de [Dickinson y Lawton \(2001\)](#).

Con respecto al Terreno Cuicateco, la cinemática antihoraria del Bloque Maya durante la apertura del GdM provee una explicación geométrica a la configuración y naturaleza de dicho terreno, el cual es de afinidad oceánica y forma una cuña entre el Bloque Del Sur y el Macizo de Chiapas ([Figuras 6 y 7](#)). Durante la retirada meridional de Suramérica, previa o empezando la apertura del GdM, la rotación arqueada del Bloque Maya a lo largo de la transformante Tehuantepec atrapó un residuo de corteza oceánica paleo-Caribeña formada durante la retirada de Suramérica con cizallamiento dextral ([Dickinson y Lawton, 2001](#)). Este modelo está de acuerdo con el génesis del Terreno Cuicateco formándose *in situ* como una cuenca *rift* o *pull-apart* asociada a la apertura del GdM ([Ortega-Gutiérrez et al. 1994](#)).

Esta interpretación es avalada por [Alaníz-Álvarez et al. \(1996\)](#), quienes reportan edades U-Pb de milonitización de ~ 165 Ma, así como datos estructurales que evidencian al menos tres eventos deformacionales en el complejo milonítico Sierra de Juárez, el cual es el límite occidental del Terreno Cuicateco. De estos tres eventos, D2 es atribuido a deformación dúctil a gran escala por cinemática dextral, por lo cual, los autores adjudican D2 al acomodamiento de la deformación por la traslación y rotación del

Bloque Maya durante las etapas iniciales de la apertura del GdM. Es de notarse que esta zona de cizalla y la falla maestra Oaxaca son paralelas al tren de la transformante Tehuantepec, y que entre ambas fallas se delimita al Terreno Cuicateco.

Para concluir, durante su desplazamiento meridional, separado de- y junto con el Bloque Maya, el MC adquirió una topografía de *horst y graben*, en cuyas cuencas se depositaron lechos rojos de las Formaciones Todos Santos y San Ricardo. Subyaciendo ambas formaciones, se observan depósitos volcanogénicos del Jurásico Inferior al Medio (~199-161 Ma) que presentan características geoquímicas de arco magmático. Debido a su edad y carácter geoquímico de arco magmático, se propone en esta tesis que las rocas volcánicas en Chiapas son parte del magmatismo Nazas. La asociación estratigráfica entre las rocas volcanogénicas y los lechos rojos es de especial importancia para este trabajo, por lo que se verá a detalle esta relación en el Capítulo 3.

Por lo pronto, se adelanta que la edad máxima de la Formación Todos Santos no es del Jurásico Superior como se tenía pensado (p.e. Blair, 1987), sino del Jurásico Inferior al Medio, lo que implica que su deposición comenzó durante la etapa *rift* y posiblemente continuo depositándose durante la etapa de *drift*. Así mismo, la Formación San Ricardo comenzó a depositarse en el Jurásico Superior durante las últimas etapas del *drift*, marca la transición de sistemas deposicionales continentales a marinos y registra el final de las rotaciones del Bloque Maya. Esto es sustentado por los estudios paleomagnéticos de Guerrero *et al.* (1990) para dicha formación, cuyo paleopolo indica concordancia con el segmento del Jurásico superior de la CVPA.

Capítulo 3 – Geología del Área de Estudio

3.1 Marco Geológico Actual

En términos tectónicos Chiapas es parte del límite sur del BM, el cual se puede dividir en dos dominios: estable e inestable (Cros *et al.*, 1998; Meneses-Rocha, 2001). La principal característica que permite definir estos dominios es el acomodamiento en las litologías del BM de la deformación producida y transmitida por el campo de esfuerzos generado por el sistema de fallas Polochic-Motagua y el movimiento de la placa del Caribe con respecto a la placa Norteamericana. Cabe mencionar que el término estable es aquí usado libremente para definir áreas sin deformación significativa.

El dominio estable lo comprenden al sur el Macizo de Chiapas (MC) y al norte la Plataforma de Yucatán, las cuales son áreas que no han sufrido deformación significativa desde principios del Cretácico (Cros *et al.*, 1998; Meneses-Rocha, 2001); mientras que el dominio inestable lo define el Cinturón de Pliegues del Neógeno (CPN), región deformada por tectónica transpresiva desde el Mioceno hasta el presente (Molina-Garza *et al.*, 1992; Meneses-Rocha, 2001). El dominio inestable del CPN está a su vez compuesto por 4 provincias tectónicas (Figura 8) de contrastantes estilos de deformación estructural: la provincia del Anticlinorio del Chicomuselo; la provincia del Monoclinal de la Sierra; la provincia de Fallas Transcurrentes; y la provincia de Fallas Inversas (Meneses-Rocha, 2001).

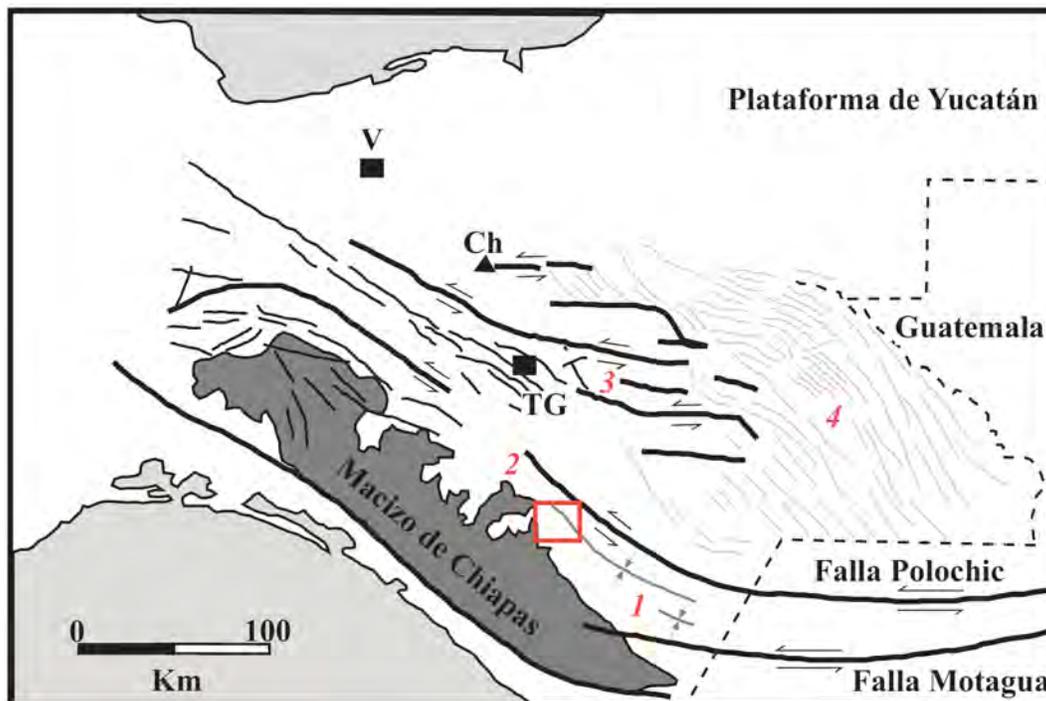


Figura 8. Provincias tectónicas del CPN en el Estado de Chiapas. 1 = Anticlinorio del Chicomuselo; 2 = Provincia del Monoclinal de la Sierra; 3 = Provincia de Fallas Transcurrentes; 4 = Provincia de Fallas Inversas; Ch = Volcán El Chichón; TG = Tuxtla Gutiérrez; V = Villahermosa. El recuadro rojo representa la localización aproximada del área de estudio. Tomado de García-Palomo *et al.* (2004).

A partir del Mioceno, el CPN fue (Meneses-Rocha, 2001), y sigue siendo (García-Palomo *et al.*, 2004) afectado por tectónica transpresiva relacionada a un campo de esfuerzos regional con un esfuerzo compresivo máximo dirigido al NE. Así mismo, los mecanismos focales de eventos sísmicos en la trinchera Mesoamericana, así como en la región comprendida por el CPN indican desplazamientos laterales izquierdos (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989), lo cual es avalado por fallamiento transcurrente responsable de ~70km de desplazamientos sinistresales en el centro de Chiapas desde el Mioceno al presente (Meneses-Rocha, 2001).

Regionalmente, el sistema de fallas Polochic-Motagua y el CPN forman en Chiapas una extensa zona de deformación que acomoda las interacciones entre las placas del Caribe, Norteamericana y Cocos. Esta zona de deformación es considerada como la junta triple entre dichas placas (Figuras 1a) (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989; Meneses-Rocha, 2001).

El sistema de fallas Polochic-Motagua se conecta con la Provincia de Fallas Transcurrentes del CPN (ambos de cinemática sinistral), a través de un salto de falla compresivo-lateral derecho, el cual provoca la propagación de la deformación fuera de la región inter-segmo hacia el noreste, favoreciendo plegamiento y cabalgamiento en la Provincia de Fallas Inversas (Figura 8) (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000).

Los saltos de falla son desviaciones perpendiculares del plano de deslizamiento de una falla (Scholz, 1999), entonces la deformación expresada en la Provincia de Fallas Inversas (hacia el noreste del salto) se esperaría también hacia el suroeste del salto. Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000) consideran que la presencia de un bloque competente representado por el MC impide que la deformación se propague hacia el suroeste y que por lo tanto, no se observe el mismo estilo deformacional en la Provincia del Monoclinal de la Sierra, dentro de la cual se encuentra el área de estudio de esta investigación.

Sin embargo, con la foto-interpretación y durante las campañas de campo se lograron identificar dos duplas anticlinal-sinclinal no reportadas en el mapa geológico del Estado de Chiapas (SGM, 2006), cuyos ejes longitudinales tienen vergencia similar a los ejes de los pliegues de la Provincia de Fallas Inversas. La evidencia sugiere que la deformación sí se propagó, aunque en menor magnitud, al sur y suroeste del salto de falla. De hecho, los pliegues del área de estudio son la culminación septentrional de los pliegues del Anticlinorio del Chicomuselo (Figura 8).

En términos fisiográficos, dentro de la región comprendida por la subprovincia de las Sierras del Sur de Chiapas (Castro-Mora y Ortíz-Hernández, 2003) -dentro de la cual se encuentra el MC- afloran casi exclusivamente rocas precámbricas y del Paleozoico. De acuerdo a la columna estratigráfica interpretada por el SGM (2006), las unidades litológicas que afloran en esta subprovincia son: el Complejo Metamórfico Prebatolítico, la Unidad La Sepultura, las Formaciones Chacus, Santa Rosa, Grupera, Vainilla/Paso Hondo, los intrusivos permo-triásicos, así como las Formaciones Todos Santos, San Ricardo y Sierra Madre que representan el Jurásico-Neocomiano.

El Complejo Metamórfico Prebatolítico, los intrusivos permo-triásicos, así como las Formaciones Todos Santos, San Ricardo y Sierra Madre serán descritas en la estratigrafía local, pero se excluirán el resto de las formaciones arriba mencionadas ya que no afloran en el área de estudio.

Las subprovincias fisiográficas de la Depresión Central de Chiapas y las Sierras del Sur de Chiapas se traslapan con las provincias tectónicas del Monoclinal de la Sierra y Anticlinorio del Chicomuselo, por lo tanto, cabe aclarar que aunque en dichas subprovincias fisiográficas afloran rocas que representan el dominio inestable (Formaciones Santa Rosa, Gruperá, Vainilla/Paso Hondo, Todos Santos, San Ricardo y Sierra Madre) ya que forman parte del CPN, aquí se consideran parte del dominio estable del MC porque:

- a) El límite norte de la subprovincia fisiográfica de las Sierras del Sur de Chiapas convenientemente marca el principio del Cretácico, así como de litologías progresivamente más recientes hacia el noreste Chiapaneco (ver Figura 16).
- b) Las litologías representativas del Proterozoico al Jurásico raramente afloran al noreste de este límite, no son subyacidas por depósitos evaporíticos y aunque presenten deformación previa, la deformación reciente las afecta a menor grado que a las litologías al noreste del límite.
- c) Las litologías del Cretácico al presente que afloran al noreste del límite fisiográfico en las provincias tectónicas de Fallas Transcurrentes e Inversas, son subyacidas por depósitos evaporíticos que actuaron como niveles de desacoplamiento (Davis y Engelder, 1985) que promovieron plegamiento y cabalgamiento durante la deformación transpresiva en el Mioceno, responsable de la presente configuración estructural del estado Chiapaneco (Meneses-Rocha, 2001).

3.2 Características Estructurales

El área de estudio está localizada en la punta septentrional del valle formado por la confluencia entre las provincias tectónicas del Monoclinal de la Sierra con el Anticlinorio del Chicomuselo y una ramificación oblicua del Macizo de Chiapas (Figura 8). Dicha confluencia controla la estructura y morfología del área de estudio, lo cual es reflejado por el alineamiento de las sierras con la orientación de las fallas dentro del área de estudio (Figura 9).

Así mismo, la estructura y características del área permiten interpretarla como un *graben* asimétrico, siendo los horsts representados por las Sierras La Vaca y San Andrés (paralelas a la fallas Uzpanapa, Cafetal y Ángel) que forman el límite este-noreste del *graben*, así como por las Sierras Trementina y La Silla (paralelas a las fallas Tigrilla y Tinajita, respectivamente) que delimitan el *graben* al oeste-noroeste. El *graben* es representado por el piso del valle entre ambos horsts (Figura 9). El *horst* occidental es dividido en dos bloques por la falla La Aurora: el bloque meridional está conformada por la Sierra Trementina, la cual se compone principalmente por granitoides permotriásicos, mientras que el bloque septentrional es representada por depósitos volcánicos Jurásicos de la Sierra La Silla y la Meseta Cacao.

Las Sierras Trementina y La Silla son delimitadas al occidente por las fallas La Tigrilla y La Tinajita, respectivamente. Se tomaron mediciones estructurales con echados de $>50^\circ$ en afloramientos sedimentarios al pie de dichas sierras que posiblemente son el producto de las zonas de falla, ya que en afloramientos directamente al este de las zonas de falla los echados son someros.

Las relaciones de campo -las cuales serán descritas a detalle en la estratigrafía local- sugieren que la porción meridional (Sierra Trementina) es el bloque con mayor

levantamiento, ya que expone rocas graníticas y metamórficas representativas del basamento, siendo su menor y mayor nivel topográfico a los ~600 y ~1000 m.s.n.m, respectivamente. Mientras que el bloque al norte de la falla La Aurora cayó con respecto al bloque meridional, lo cual es evidenciado por la foto-interpretación, así como por el contacto donde la cubierta volcánica descansa sobre una roca meta-granítica a un nivel topográfico de ~500 m.s.n.m. De hecho, esta falla es interpretada por el SGM (2006) como una falla normal y además, las actitudes estructurales de un afloramiento de lechos rojos sobre la traza de la falla normal presentan echados casi-verticales de $>70^\circ$, posiblemente confirmando la presencia de dicha falla. Estratigráficamente, los granitoides permo-triásicos subyacen a los volcánicos jurásicos.

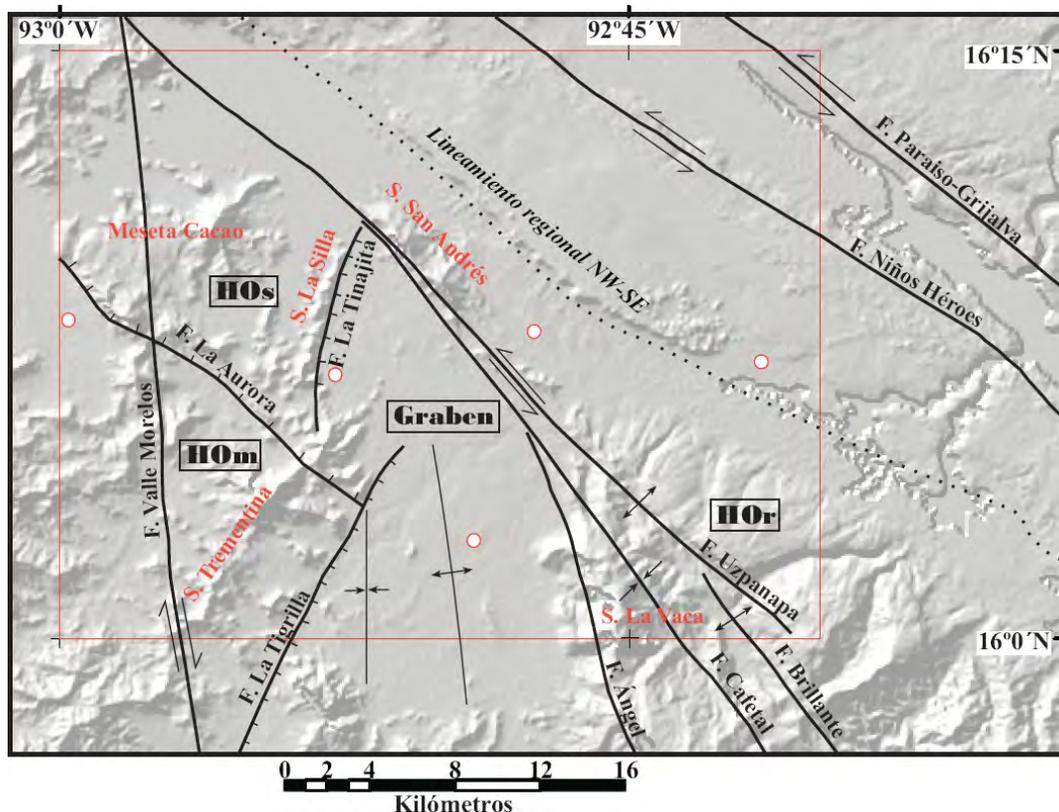


Figura 9. Características estructurales del área de estudio. **HOr** = *Horst* oriental; **HOs** = *Horst* occidental, porción septentrional; **HOM** = *Horst* occidental, porción meridional. Los círculos representan los poblados referidos en **Figura 1b**.

La falla Valle Morelos es una falla regional no resuelta en el mapa geológico del Estado de Chiapas (SGM, 2006), inferida a través de la foto-interpretación e imágenes de elevación digital, pero corroborada en campo. En las partes elevadas (~800 m.s.n.m) de la Sierra Trementina se observaron anfibolitas foliadas, bandeadas, plegadas y en general, intensamente deformadas (Figura 10) que son aquí asignadas al Complejo Metamórfico Pre-Batolítico. Estas rocas subyacen estratigráficamente a los granitoides permo-triásicos y afloran sobre la traza de la falla, lo que sugiere que fueron exhumadas a lo largo de la zona de falla, ya que se observan sobreyaciendo a los granitoides. Así mismo, topográficamente abajo (~700 m.s.n.m) y al este sobre la misma zona de falla, los granitoides muestran diques con cizalla dextral (Figura 11a), así como de deformación frágil representada por salvandas de hasta 1m de ancho (Figura 11b). La observación que rocas de basamento estén sobreyaciendo una unidad litológica más

reciente implica la presencia de una cabalgadura. De hecho, el afloramiento de las anfibolitas presenta fallamiento inverso con cizalla dextral.



Figura 10. Anfibolitas con bandas leucocráticas migmatíticas paralelas a la foliación primaria. Nótese fallamiento inverso donde falla antitética (A´) sugiere cizalla dextral.



Figura 11a. Dique máfico mostrando cizallamiento dextral.

Figura 11b. Enjambre de diques máficos intrusionando granitoides. Nótese zona de salvanda en el extremo izquierdo de la foto.



El *horst* oriental es representado por granitoides permo-triásicos en la Sierra San Andrés, así como por un potente paquete de areniscas leucocráticas jurásicas en la Sierra La Vaca. La falla Uzpanapa se extiende a lo largo del pie sur-occidental de la Sierra San Andrés, pero en la Sierra La Vaca forma el eje (junto con la falla Brillante)

de un anticlinal, mientras que la sub-paralela falla Cafetal forma el eje de un sinclinal en la misma sierra (Figura 9). Este par anticlinal-sinclinal fue inferido con la foto interpretación y corroborado en campo por observaciones directas al pie nor-oriental y sur-occidental de la Sierra La Vaca. No se tomaron actitudes estructurales, pero como puede observarse en el mapa geológico del Estado de Chiapas (SGM, 2006), la orientación de los ejes de los pliegues es NW-SE.

Al pie sur-occidental de la Sierra San Andrés, la falla Uzpanapa es evidenciada por deformación frágil en forma de fallas conjugadas, espejos de falla y estrías en afloramientos de los volcánicos jurásicos (que asemejan volcanes monogenéticos), los cuales están alineados conspicuamente a lo largo de dicha falla. Así mismo, sobre el piso del valle, ~2km al este de las Sierras Trementina y La Silla, también se observan aflorando muñones de volcánicos jurásicos notablemente paralelos con la falla La Tigrilla (ver Figura 17).

En el *graben* (o el piso del valle) afloran lechos rojos jurásicos asignados a la Formación Todos Santos, los cuales subyacen a las areniscas leucocráticas. El reconocimiento en campo permitió detectar la continuación del sinclinal de la Sierra La Vaca hacia el piso del valle, así como la presencia de otra dupla anticlinal-sinclinal parcialmente sepultada en el *graben* (Figura 9). Las actitudes estructurales tomadas de escasos afloramientos en el piso del valle permiten inferir un anticlinal con orientación NNW-SSE, así como un sinclinal con orientación N-S. Este par de pliegues solamente se observan en el piso del valle entre las Sierras La Vaca y Trementina, pero no así entre las Sierras La Silla y San Andrés donde la actitud estructural de los estratos tiene rumbos al norte y noroeste con echados moderados (~30°) al este y noreste, respectivamente. Estas observaciones sugieren que el piso del valle es una zona de transición entre la vergencia regional de las Sierras San Andrés y La Vaca, con la orientación regional de las Sierras Trementina y La Silla, las cuales se conjugan en la esquina NW del área de campo.

Los anteriores argumentos sugieren que la partición de la deformación es acomodada por campos de esfuerzos localizados que no pueden ser explicados simplemente por un esfuerzo compresivo máximo regional orientado al NE (p.e. Meneses-Rocha, 2001). En resumen, la geología estructural del área de campo es más compleja de lo que sugieren estudios anteriores, de tal manera que tratar de entenderla a detalle va más allá del alcance de esta investigación. Sin embargo, el propósito de describir lo más posible las características estructurales del área se dan con la finalidad de facilitar la descripción del siguiente apartado.

3.3 Estratigrafía Local

3.3.1 Proterozoico

Complejo Metamórfico Prebatolítico

El complejo aflora diseminadamente en la región central del MC, principalmente en valles fluviales de los Ríos Ningunilo, Pando y Los Amates localizados al S-SW de Villa Flores. El complejo es compuesto por milonitas, anfibolitas (Figura 10), gneises ortogénicos, rocas meta-ígneas y se encuentra intrusionado por los granitoides del MC (Figura 11) (Schaaf *et al.*, 2002). Los protolitos del complejo son cuarzo-monzodioritas,

granodioritas, cuarzo-monzonitas, granitos y gabros (Schaaf *et al.*, 2002). En López-Ramos (1979), se provee información con respecto a los primeros investigadores que describieron y reportaron la presencia de este complejo, siendo Sapper (1894) el primero en reconocer su antigüedad.

- *Antecedentes*

Las rocas del complejo exhiben características de deformación dúctil como texturas heteroblásticas y de recristalización milonítica; fusión parcial (anatexis) con leucosoma y melanosoma; estructuras migmatíticas de foliación, plegamiento, y bandeamiento; estructuras *augen* en porfiroclastos lenticulares de plagioclasa y feldespato; estructuras tipo *boudin*; planos de foliación con indicadores cinemáticos sigmoides, así como recristalización y alargamiento del leucosoma (Figuras 10 y 12) (Heck, 2000; Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005). Así mismo, encajonan a los intrusivos permo-triásicos del MC, los cuales son heterogéneos en composición -desde gabros hasta granitos- y presentan características de deformación dúctil, como porfiroblastos de feldespato, y planos de foliación en cuarzo recristalizado que forman milonitas localmente (Heck, 2000; Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005).



Figura 12. Detalle de anfibolita. Nótese sobreimpresión cataclástica en las bandas migmatíticas leucocráticas, las cuales son paralelas a la foliación primaria. Muestra proviene del afloramiento mostrado en **Figura 10**.

Heck (2000) detectó dos fases de deformación dúctil. La 1ª fase de deformación (D1) se define por planos de foliación primaria y zonas de milonita con orientación N-S y cizallamiento dextral. El leucosoma de los gneises migmatíticos se encuentra plegado dentro de los planos de foliación D1, lo cual indica que el metamorfismo de alto grado y anatexis asociada ocurrieron concurrentemente que D1. La 2ª fase (D2) está sobreimpuesta a D1, y es definida por planos de foliación en zonas de milonita con orientación E-W acompañadas por cizallamiento sinistral. Heck (2000) considera que D1 es exclusiva del complejo, ya que solamente observa D2 en los granitoides del MC. Sin embargo, sobre la planicie costera de Chiapas, a lo largo de la pendiente sur-

occidental del Macizo de Chiapas, se observaron ambas fases de deformación en los granitoides del MC (T.F. Wawrzyniec, 2009, *comunicación personal*).

De las observaciones conjuntas se desprende que las estructuras de deformación dúctil en los granitoides no son tan desarrolladas como en las rocas encajonantes del complejo, ya que D1 es más prevalente en el complejo, mientras que D2 domina en los granitoides (Heck, 2000; Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005).

De las relaciones de campo descritas por Heck (2000), Schaaf *et al.* (2002) y Weber *et al.* (2005) se desprende que:

- 1) El complejo metamórfico encajona y por lo tanto precede la intrusión del MC.
- 2) La deformación D1 es definida por un evento metamórfico de alto grado que afectó al complejo durante la intrusión del MC.
- 3) La deformación D2 es una sobreimpresión que registra condiciones metamórficas de grado intermedio que diacrónicamente afectaron al complejo metamórfico y los granitoides del MC después del emplazamiento del MC.
- 4) Las rocas metamórficas del complejo son más antiguas que los intrusivos permo-triásicos del MC, y por lo tanto son consideradas el basamento que el MC intrusionó.

Como ya se mencionó y a manera de complemento para este apartado, el complejo metamórfico aflora en el área de estudio en las partes elevadas de la Sierra Trementina (Figura 10) donde se observaron anfíbolitas de textura granoblástica de grano medio que presentan una foliación paralela a la orientación longitudinal de los anfíboles, aquí interpretada como la foliación primaria. Los anfíboles se identifican principalmente por su pigmentación verde oscuro, así como por el clivaje conjugado de 60-120°. Se distinguen de las diópsidas (inferidas por su asociación con este tipo de roca) en que estas forman granoblastos de color verde claro, las cuales a su vez se diferencian de la epidota (casi del mismo color) en que esta no forma prismas, pero rellena vetillas y fracturas de tensión. También se observan bandas migmatíticas leucocráticas (evidenciadas por pliegues ptigmáticos y texturas graníticas mezclándose e inyectándose en las anfíbolitas) con sobreimpresiones miloníticas (caracterizadas por microbrechas cataclásticas alineadas con las bandas) que generalmente son paralelas a la foliación principal (Figura 12).

En cuanto a la geocronología, Schaaf *et al.* (2002) reportan las siguientes edades:

- a) Una isocrona Rb-Sr de 7 puntos en roca total da una edad de 509 \pm 97Ma, la cual se interpreta como el evento tectonothermal responsable en formar el basamento del MC.
- b) Las edades Rb-Sr de biotita en roca total de 7 muestras son relativamente homogéneas entre 214 \pm 11Ma y 244 \pm 12Ma, las cuales son interpretadas como edades de enfriamiento.
- c) Las edades modelo Nd-T_{DM} de granitoides y ortogneises son de 1.0 a 1.2Ga, mientras que las edades de gabbro-anfíbolitas son de 1.4 a 1.6Ga. Estas edades indican el tiempo de extracción y subsecuente asimilación por la corteza de los precursores heredados del manto.

Weber *et al.* (2005) reportan edades U-Pb de 58 fracciones de zircones con interceptas inferiores entre 250 \pm 2Ma y 258.4 \pm 1.9Ma, e interceptas superiores entre 1017 \pm 27Ma y 1046.6 \pm 5.6Ma donde la intercepta inferior indica la edad de cristalización

ígneas de la roca, mientras que la intercepta superior se interpreta como la edad de los núcleos en zircones heredados.

Con respecto al complejo metamórfico, estas edades sugieren lo siguiente:

- 1) Los precursores heredados que dan edades modelo $>1.4\text{Ga}$ requieren provenir de una corteza proterozoica pre-Grenvilliana, mientras que los precursores heredados e interceptas superiores $>1.0\text{Ga}$ son de afinidad Proterozoica-Grenvilliana, entonces el basamento Grenvilliano del MC es material cortical reciclado de $>1.0\text{Ga}$ (Schaaf *et al.*, 2002).
- 2) La isocrona de 509Ma interpretada por Schaaf *et al.* (2002) como un evento tectonotermal de afinidad Pan-Africana no fue corroborada con los datos de zircón reportados por Weber *et al.* (2005).
- 3) Las interceptas inferiores de zircón documentan como Permo-Triásico el principal evento tectonotermal que afectó el basamento del MC (Weber *et al.* 2005), y son complementadas por las edades triásicas de enfriamiento Rb-Sr de biotita (Schaaf *et al.*, 2002).
- 4) Weber *et al.* (2005) trataron de establecer la diferencia temporal entre los eventos D1 y D2, sin embargo esto no pudo ser resuelto, y optaron por interpretar ambos eventos de deformación como pertenecientes a un solo evento tectonotermal que duró aproximadamente de 260 a 230Ma, con su pico entre 260-250Ma.

Entonces, los antecedentes permiten sugerir que el Complejo Metamórfico Prebatolítico: a) predata los intrusivos permo-triásicos del MC y por lo tanto es un basamento pre-Mesozoico; b) representa el basamento con afinidad Grenvilliana del MC; c) fue afectado por dos eventos de metamorfismo (D1 y D2) durante el evento tectonotermal que emplazó el MC.

3.3.2 Paleozoico

Intrusivos permo-triásicos

Los intrusivos permo-triásicos son la unidad estratigráfica que compone $>70\%$ de la superficie del MC, los cuales son considerados el basamento del BM (Molina-Garza *et al.*, 1992; Weber *et al.*, 2005). Las litologías graníticas de esta unidad son de composición heterogénea, y manifiestan características de deformación dúctil, así como de metamorfismo intermedio (Figuras 11, 13, 14 y 15) (p.e. Schaaf *et al.*, 2002).



Figura 13. Enclave autolítico máfico con bordes de enfriamiento en los granitoides permo-triásicos al pie de la Sierra San Andrés mostrando cizalla dextral.

Weber *et al.* (2005) nota que la deformación dúctil manifestada por los intrusivos permo-triásicos del MC no se exhibe en otros complejos intrusivos del APT del este de México interpretado por Torres *et al.* (1999). Mientras que Blair (1987, 1988) sugiere que el basamento del BM formó una topografía tipo *horst* y *graben* -durante el comienzo del Mesozoico- relacionada al *rifting* incipiente en la futura cuenca del Golfo de México, sobre la cual se depositaron principalmente lechos rojos de la Formación Todos Santos.



Figura 14. Microbrecha melanocrática paralela a la foliación principal indica desarrollo diacrónico de ambas estructuras.

- ***Antecedentes***

Como se ha concluido anteriormente, los intrusivos permo-triásicos fueron encajonados por el basamento pre-Mesozoico, el cual precede al evento tectonotermal permo-triásico que emplazó dichos granitoides (Weber *et al.*, 2005). Debido a su heterogeneidad composicional, su mineralogía, así como distintos grados de deformación y metamorfismo, estos granitoides tienen diferentes apariencias (p.e. Schaaf *et al.*, 2002).

En general y para complementar el presente apartado, los granitoides se distinguen en el área de estudio por su textura fanerítica de grano grueso y una foliación bien desarrollada, así como por una pigmentación amarillenta (Figura 11) y rosada (Figura 13). Además, en el área de campo del presente estudio y sobre la planicie costera de Chiapas, a lo largo de la pendiente sur-occidental del MC, se observó que estos granitoides presentan estructuras miloníticas y texturas gnéisicas incipientes (Figura 14), así como pseudo-taquilitas (Figura 15) relacionadas al metamorfismo de alto grado y deformación D1, que también exhibe el Complejo Metamórfico Prebatolítico (T.F. Wawrzyniec, 2009, *comunicación personal*).

De acuerdo al mapa geológico de Chiapas producido por el Servicio Geológico Mexicano (2006), los granitoides permo-triásicos a su vez encajonan rocas plutónicas a lo largo de todo el pie de la pendiente sur-occidental del MC donde afloran granitoides

con edades del Cretácico temprano (140-124Ma) -en la frontera con Oaxaca hasta la Ciudad de Arriaga- y del Terciario (24-1.7Ma) -desde Arriaga hasta la frontera con Guatemala-. Las rocas volcánicas del Terciario afloran diseminadamente sobre la pendiente nor-oriental del MC, así como al pie de la pendiente sur-occidental en el área cercana a la Ciudad de Tapachula y la frontera con Guatemala (SGM, 2006).



Figura 15. Seudo-taquilíta (señalada con flechas rojas) semi-paralela con respecto a la foliación principal sugiere que se desarrolló diacrónicamente a dicha foliación. Nótese enclave máfico paralelo a la foliación principal cortado por falla de cinemática sinistral.

De los antecedentes (Heck, 2000; Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005; SGM, 2006) se desprende lo siguiente:

- 1) Los granitoides del MC intrusieron y por lo tanto son precedidos y encajonados por el basamento pre-Mesozoico.
- 2) Las deformaciones D1 y D2 fueron impresas en los granitoides permo-triásicos del MC.
- 3) Los granitoides permo-triásicos encajonan rocas plutónicas relacionadas al margen continental activo del Pacífico mexicano.

Con respecto a la geoquímica, el análisis e interpretación de datos realizado por Schaaf *et al.* (2002) sobre granitoides muestreados en la región central del MC indican que:

- a) bajo la clasificación de álkalis totales $[(Na_2O+K_2O) vs. SiO_2]$, se clasifican como gabros, dioritas, granodioritas, tonalitas, granitos alkálicos y subalkálicos;
- b) las distribuciones de elementos mayores y elementos traza caracterizan a estas rocas plutónicas como una secuencia calco-alkalina de arco continental por subducción;
- c) las composiciones isotópicas de Sr y Nd son relativamente primitivas y casi condriticas, lo cual sugiere magmas de un manto poco diferenciado.

Con respecto a la geocronología y como había sido ya discutido, Weber *et al.* (2005) interpretaron como Permo-Triásico el principal evento tectonotermal que afectó el basamento pre-Mesozoico del MC. Las edades U-Pb de ~250Ma obtenidas para el

Complejo Metamórfico Prebatolítico se basan en la cristalización de zircones, los cuales comienzan a cristalizar a temperaturas $>1000^{\circ}\text{C}$ (Hanchar y Hoskin, 2003) y por lo tanto, indican las fases iniciales, así como el pico de dicho evento.

En contraste, los datos geocronológicos presentados por otros autores para los granitoides del MC se basan en el fechamiento de minerales que cristalizan a temperaturas $<400^{\circ}\text{C}$ (Faure y Mensing, 2005) lo cual puede sugerir la fase terminal del evento tectonotermal y el enfriamiento de la secuencia granítica permo-triásica del MC. A continuación se resumen dichos datos geocronológicos para los granitoides del MC:

- a) Damon *et al.* (1981) reportan edades minerales de K-Ar con un rango de 290-170Ma, así como una isocrona Rb-Sr de 10 puntos de mica en roca total que da una edad de $256\pm 10\text{Ma}$.
- b) Mujica-Mondragón (1987) reportó edades minerales K-Ar (biotita, muscovita, feldespato, hornblenda) con rangos de 271-222Ma y 165-154Ma, a los cuales interpretó como dos eventos magmáticos.
- c) Schaaf *et al.* (2002) reportaron edades Rb-Sr de biotita en roca total de muestras que son relativamente homogéneas entre $214\pm 11\text{Ma}$ y $244\pm 12\text{Ma}$, y las cuales son interpretadas como edades de enfriamiento. Asimismo reportan una edad (bajo el mismo método) de $175\pm 9\text{Ma}$.

Es necesario mencionar que se ignora si los granitoides fechados por Damon *et al.* (1981) y Mujica-Mondragón (1987) presentan la deformación D1 y D2 descrita y reportada por Heck, (2000).

Con respecto a los granitoides del MC, estas edades sugieren lo siguiente:

1. Las edades minerales K-Ar y Rb-Sr de biotita en roca total, aunadas a las edades U-Pb en zircones del basamento pre-Mesozoico, ratifican la interpretación de Weber *et al.* (2005) en la cual interpreta un solo evento tectonotermal que duró del Pérmico Superior (260Ma) al Triásico Medio (230Ma).
2. El segundo evento magmático propuesto por Mujica-Mondragón (1987) ocurrió del Jurásico Medio al Jurásico Tardío (165-154Ma); además, la edad de $175\pm 9\text{Ma}$ reportada por Schaaf *et al.* (2002) puede indicar que las edades reportadas por ambos autores sean parte de un solo pulso magmático. No obstante, es posible que estas edades en los granitoides representen el reseteo de las sistemáticas K-Ar y Rb-Sr debido a un evento volcánico que perduró del Jurásico Inferior al Jurásico Medio y el cual quedó registrado a lo largo de la pendiente nor-oriental del MC en Cintalapa (Castro-Mora *et al.*, 1975) y el área de la presa La Angostura (esta investigación).
3. En conjunto, la interpretación de los fechamientos apunta hacia un sistema magmático que perduró mucho después de su inyección permo-triásica, pasando por un hiato del Triásico Medio al Superior, para después reactivarse del Jurásico Inferior al Medio y mantenerse intermitentemente activo hasta el fin del Neocomiano donde inició otro hiato que no sería roto hasta el comienzo del Mioceno cuando se activa en Chiapas el actual margen continental del Pacífico Mexicano.

Entonces, los antecedentes permiten proponer que los intrusivos permo-triásicos: a) son encajonados por, y postdatan al basamento pre-Mesozoico; b) fueron afectados por los eventos deformacionales D1 y D2 durante el emplazamiento del MC; c) representan

magmas de arco calco-alkalinos poco diferenciados; d) encajonan rocas extrusivas e intrusivas que abarcan desde el Jurásico temprano hasta el presente, lo que indica constante actividad magmática en el MC.

3.3.3 Mesozoico

Formación Todos Santos

La localidad tipo de esta formación se encuentra cerca de la Villa Todos Santos en los Altos Cuchumatanes, Guatemala. Esta formación es compuesta exclusivamente por depósitos siliciclásticos y carbonatados de origen continental, y se caracteriza por tener matriz y clásticos de color rojizo-oscuro en sus distintas facies fluviales, lacustres y aluviales (Sapper, 1894).

En Chiapas, los lechos rojos de la Formación Todos Santos afloran en la provincia tectónica del Monoclinal de la Sierra, paralelos al pie de la pendiente nor-oriental del MC. Estos afloramientos están expuestos desde Oaxaca (límite norte) donde forman una estrecha faja que se prolonga in-interrumpida hasta las cercanías del pueblo de Cintalapa en Chiapas, área donde la faja es interrumpida por erosión anterior al depósito de la cobertura carbonatada del Cretácico (Figura 16) (SGM, 2006).

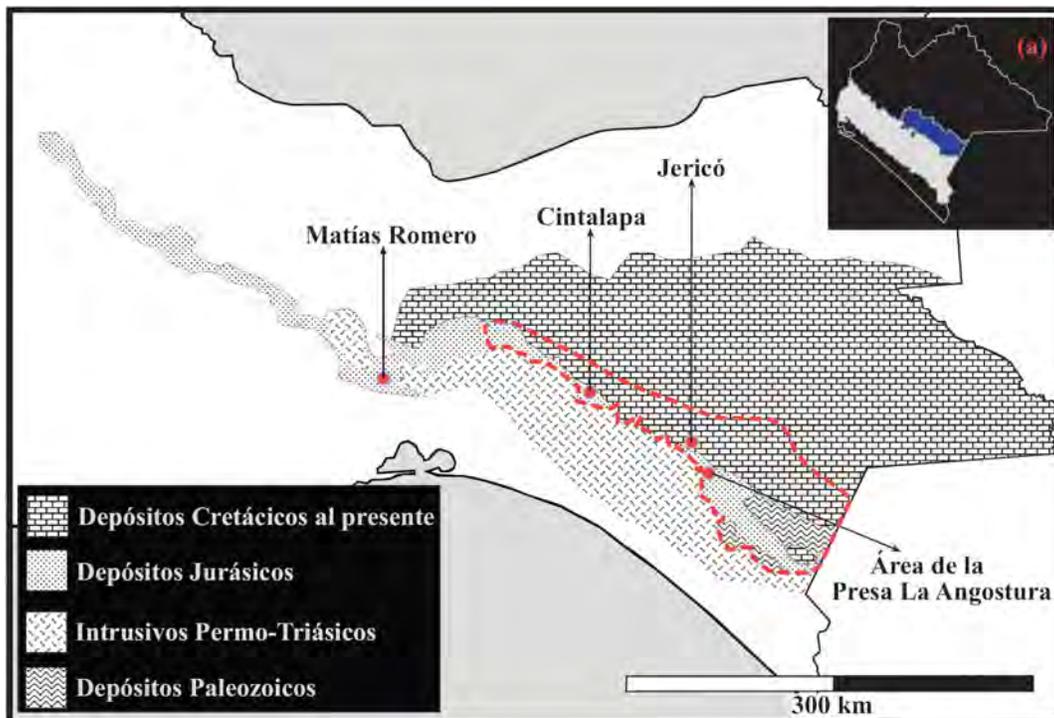


Figura 16. Mapa esquemático que enseña la geología regional, así como las localidades de interés para esta investigación referidas en el texto. La línea roja delimita la Provincia Tectónica del Monoclinal de la Sierra de Meneses-Rocha (2001). El recuadro (a) ilustra como las subprovincias fisiográficas de la Depresión Central de Chiapas (azul), así como las Sierras del Sur de Chiapas (gris) convenientemente marcan el principio del Cretácico en Chiapas (Castro-Mora y Ortiz-Hernández, 2003), así como su traslape con las Provincias Tectónicas del Anticlinorio del Chicomuselo y el Monoclinal de la Sierra.

El cinturón de afloramiento de lechos rojos se reanuda en el brazo nor-occidental de la presa La Angostura, cerca del poblado de Jericó, donde se extiende hacia la región del Chicomuselo, rodea el núcleo de rocas Paleozoicas representadas por el Anticlinorio del Chicomuselo (Figura 16), y siguiendo el tren de la transformante Polochic, la faja continua aflorando hasta la costa este de Guatemala (límite sur).

- *Antecedentes*

De acuerdo a Clemons y Burkart (1969), la Formación Todos Santos aflora exclusivamente al norte de la transformante Polochic donde la cubierta carbonatada del Mesozoico ha sido removida por levantamiento y erosión. Al sur de la transformante Polochic esta formación no se encuentra expuesta.

En base a estudios palinomórficos y paleontológicos en diversas localidades (p.e. Richards, 1963; Clemons y Burkart, 1969; Anderson et al, 1973; Blair, 1987, 1988), se le asignó una edad Oxfordiana-Neocomiana. Pero edades isotópicas provenientes de una secuencia volcánica (Castro-Mora et al., 1975) que subyace a la Formación Todos Santos en el área de Cintalapa sugieren edades del Jurásico Inferior al Superior. Así mismo, López-Ramos (1979) le asigna una edad del Triásico Superior hasta el Jurásico Medio, por lo tanto, la edad de la Todos Santos es ambigua.

En Chiapas, el grosor de la Formación Todos Santos varía de <250 a >1350m (Blair, 1987). Se observa sobreyaciendo discordantemente a las formaciones que componen el Macizo de Chiapas, así como a las Formaciones Grupera y Vainilla /Paso Hondo en la localidad del Anticlinorio del Chicomuselo (Anderson et al., 1973; Castro-Mora et al., 1975; Lopez-Ramos, 1979). Localmente, sobreyace discordantemente a una secuencia andesítica previamente reportada por Castro-Mora et al. (1975).

En Guatemala, el grosor total de la Todos Santos varía de <10 a >1200m, y se observa sobreyaciendo discordantemente a la Formación Chochal, a la Formación Tactic, y a granitoides pre-Mesozoicos. Esto indica que la Todos Santos fue depositada en topografía excepcionalmente irregular, tanto en Guatemala como en Chiapas (Dengo, 1969; Clemons y Burkart, 1969).

En Chiapas, Meneses-Rocha (1985) y Blair (1987, 1988) interpreta esta topografía irregular como paleotopografía de pilares (horst) y cuencas (*graben*) tectónicas desarrollada en un ambiente tectónico extensional tipo *rift* continental. Sobre esta paleotopografía de pilares y cuencas tectónicas, se acumularon intercalaciones megasecuenciales con cambios verticales de cientos de metros en facies fluviales, lacustres y aluviales (Blair, 1987, 1988).

La ciclicidad en estos cambios verticales de facies obedece a periodos de quietud o actividad tectónica, donde la tasa de subsidencia que afecta al piso de las cuencas determina la distribución de ambientes deposicionales específicos. Por lo tanto, durante periodos de quietud tectónica la subsidencia es negligible y se facilita la deposición de facies aluviales; mientras que durante periodos de actividad tectónica, las altas tasas de subsidencia promueven la deposición de las facies fluviales y lacustres (Blair, 1987, 1988). Cabe mencionar que al reportar derrames, tobas y delgados depósitos de cenizas de caída intercalados con las facies lacustres, Blair (1987) tentativamente asocia el emplazamiento de la secuencia andesítica en Cintalapa reportada por Castro-Mora et al.

(1975) con volcanismo contemporáneo a la sedimentación mega-secuencial. Esta secuencia andesítica también aflora en el área de estudio y por lo tanto es de central importancia al presente trabajo, denominándosele como facies volcánica El Diamante (Figura 17).

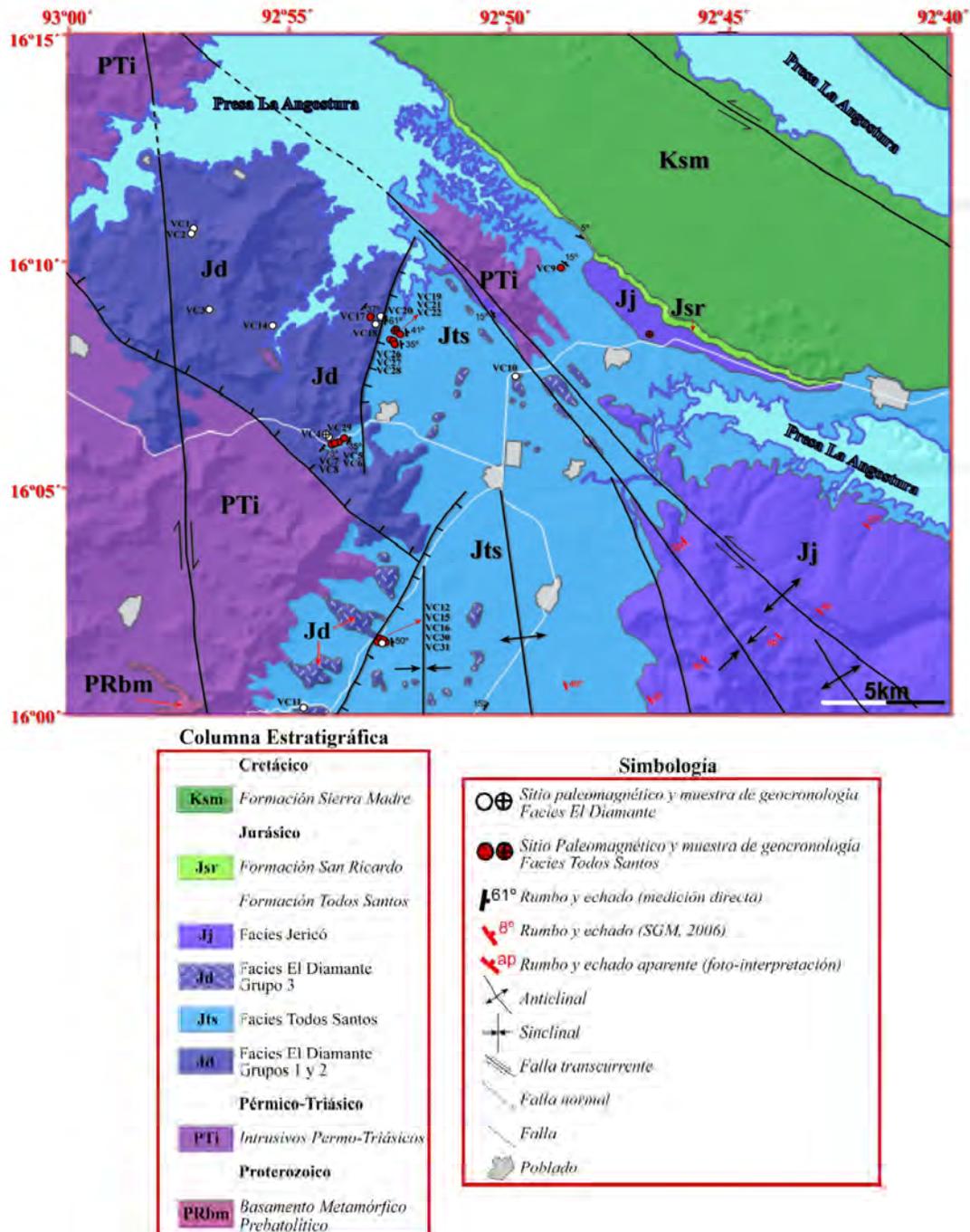


Figura 17. Mapa geológico del área de la presa La Angostura cartografiado para este estudio con base en la carta topográfica 1:50000 La Concordia-E15D81.

En Guatemala, Clemons y Burkart (1969) notan que los cambios petrológicos en las distintas facies que conforman la Todos Santos son indicativos de proveniencia local. Esto significa que en su contenido clástico, las facies reflejan la fuente que las

constituye; como por ejemplo, una arenisca arkósica sobreyaciendo rocas graníticas, o un conglomerado de cantos carbonatados sobreyaciendo las calizas de la Formación Chochal. Entonces, la heterogeneidad petrológica en las distintas facies de la Formación Todos Santos es controlada por la geología local subyacente, y como ya se ha visto de acuerdo a [Blair \(1987, 1988\)](#) la quietud o actividad tectónica refleja el estilo deposicional.

Esta heterogeneidad petrológica, así como variados estilos deposicionales en las diferentes litofacies de la Formación Todos Santos se observaron en el área de la presa La Angostura. Este trabajo opta por referirse a las facies como litofacies, ya que el término facies se utiliza para distinguir ambientes deposicionales específicos, mientras que litofacies se refiere a conspicuos contrastes litológicos entre las rocas aquí descritas. Por lo tanto, con base en estas diferencias petrológicas, aquí se propone distinguir tres diferentes litofacies dentro de la formación: la litofacies volcánica El Diamante, y las litofacies sedimentarias Todos Santos y Jericó ([Figura 17](#)). A continuación, estas litofacies se describen individualmente.

Litofacies El Diamante

- **Observaciones/relaciones de campo**

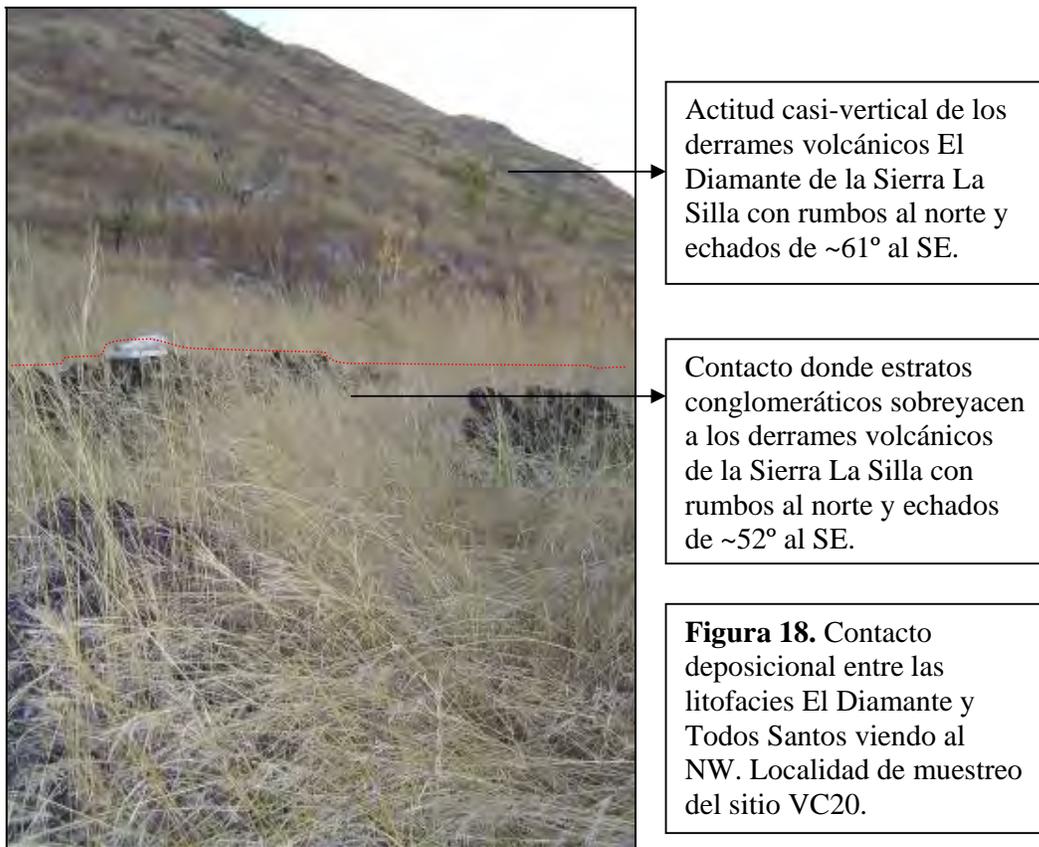
Como se ha mencionado previamente, la secuencia andesítica en la localidad de Cintalapa ya ha sido reportada por [Castro-Mora et al. \(1975\)](#), quien la nombró andesitas Pueblo Viejo, y para las cuales reportó seis edades isotópicas de 196 ± 3 hasta 148 ± 6 Ma, o sea, del Jurásico Inferior al Jurásico Superior (no se reporta cual método de datación utilizaron). En el área de estudio del presente trabajo afloran rocas hypabisales tentativamente asociadas a las andesitas Pueblo Viejo. Estas rocas volcánicas no han sido reportadas previamente en la literatura y el [SGM \(2006\)](#) las mapea como productos volcanogénicos del Terciario. Por lo tanto, ante la ausencia de un nombre y debido a la proximidad estratégica de diversos afloramientos clave con el poblado de El Diamante, se propone asignar dicho nombre a esta litofacies volcánica.

De acuerdo a su apariencia textural y petrográfica, así como por las relaciones de campo entre los afloramientos muestreados, la secuencia volcánica se divide en tres grupos: **1)** el grupo con textura porfirítica compuesto por feno- y mega-fenocristales embebidos en una matriz gris; **2)** el grupo con textura porfirítica compuesta por micro-fenocristales embebidos en una matriz rojiza-púrpura; y **3)** el grupo con textura casi afanítica compuesta por una matriz café-rojiza con escasos micro-fenocristales, y estructuras amigdaloides.

Grupo 1. Este grupo se halla en la porción NW del área de estudio y debido al contraste estructural, topográfico y petrográfico del área muestreada, se subdivide en dos **sub-grupos**: **a)** El poblado El Diamante se encuentra al pie de un angosto lineamiento estructural formado por la Sierra La Silla que presenta topografía de alta pendiente y bajo relieve, la cual marca el límite oriental del sub-grupo VC18, VC20; **b)** El poblado Valle Morelos está al pie del margen nor-occidental de una meseta de alto relieve (Meseta Cacao) que alberga el sub-grupo VC1, VC2, VC3. Cabe recordar que en términos estructurales, el Grupo 1 aflora en la porción septentrional del *horst* occidental ([ver Figuras 9 y 17](#)).

Las rocas de VC14 no se encuentran en la misma localidad que VC18 y VC20, de hecho forman la base de la Meseta Cacao que alberga el **sub-grupo b**), sin embargo se incluyen en el **sub-grupo a**) debido a que presentan mayor afinidad petrográfica y textural con dicho sub-grupo.

Sub-grupo a). De acuerdo a la foto-interpretación, el lineamiento estructural (Sierra La Silla) mide ~8 km de longitud por ~1 km de ancho, es de apariencia tabular con orientación NNE-SSW y un basculamiento casi vertical hacia el SE. A lo largo del pie de la pendiente sur-oriental del escarpe de esta estructura se encuentra el contacto donde se aprecia como la litofacies Todos Santos, sobreyace deposicionalmente a la litofacies El Diamante ([Figura 18](#)).



En el contacto, las actitudes estructurales de la litofacies Todos Santos es 15°/52° al SE, mientras que de la litofacies El Diamante es 9°/~61° al SE, lo cual es indicativo de una discordancia angular ([Figura 18](#)). Sin embargo, las actitudes entre ambas litofacies son muy cercanas, lo cual sugiere que la litofacies sedimentaria fue depositada brevemente después del emplazamiento de esta estructura. De acuerdo a [Boggs \(2001\)](#), a la discordancia donde estratos sedimentarios sobreyacen litologías ígneas o metamórficas también se le puede referir como "*nonconformity*".

Conservados sobre la estructura que conforma la Sierra La Silla ([Figura 19](#)), se observan intercalaciones de derrames de 6-10 metros de espesor, inter-estratificados con depósitos volcanoclásticos ([Figura 20](#)) de <1-4 metros de espesor. La actitud estructural de ambos depósitos es 39°/37° al SE. Los derrames son de color gris-púrpura, están intercalados, son masivos y bien litificados. Las texturas volcánicas están bien

preservadas, y salvo una muy angosta costra de oxidación, no se notan afectados por el intemperismo, pero si por efectos erosivos, sugiriendo que han sido expuestos recientemente.

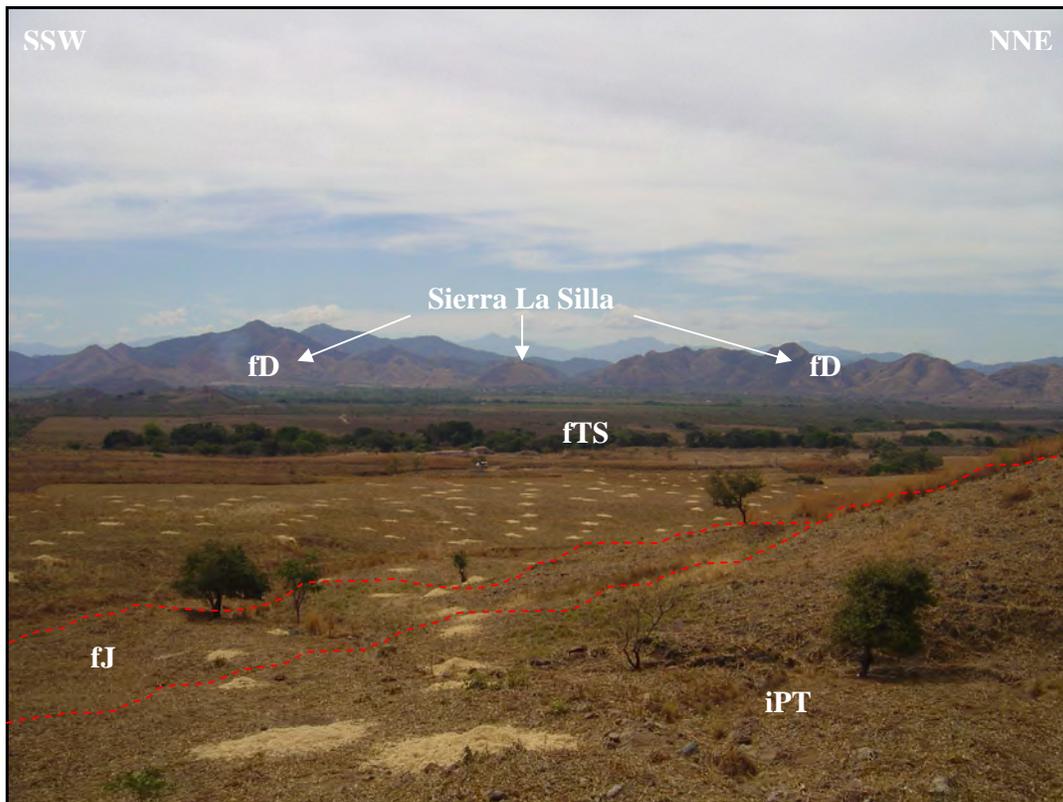


Figura 19. Panorámica viendo hacia el oeste, sobre la Sierra San Andrés compuesta por intrusivos permo-triásicos (**iPT**) y en su base por la litofacies Jericó (**fJ**). En el fondo se observa la Sierra La Silla constituida por la litofacies El Diamante (**fD**), mientras que el piso del valle es formado por la litofacies Todos Santos (**fTS**).

Los depósitos volcánico-clásticos (**Figura 20**) encontrados sobre la Sierra La Silla (**Figura 19**), a ~610 m.s.n.m, son cohesivos, moderadamente litificados, caracterizados por soportar fragmentos líticos mal clasificados, en una matriz limolítica, café-rojiza, muy bien clasificada (>60% de roca total). Los fragmentos líticos son angulosos a sub-redondeados, y varían desde las arenas gruesas hasta bloques de >1 metro; son compuestos predominantemente por andesitas y brechas volcánico-clásticas, pero en menor cantidad por basaltos vesiculados e iddingsitizados, así como por clastos conglomeráticos de composición volcánico-clástica. La estructura de los depósitos no presenta gradación, ni estratificación interna; en ocasiones se observan "lentes" de clastos soportando clastos, pero en general el arreglo de los clastos es caótico, siendo su composición heterolitológica, de proveniencias volcánica y sedimentaria (**Figura 20**). Una interpretación exacta sobre el ambiente deposicional de este tipo de depósito va más allá del alcance de este trabajo. Sin embargo, las observaciones aunadas a las relaciones de campo indican dos posibles mecanismos de deposición: como flujos piroclásticos, o como flujos de escombros. Esto implica proximidad con un aparato volcánico.



Figura 20. Afloramiento (a) y fotomicrografía (b) de los depósitos volcánico-clásticos representativos del sitio paleomagnético VC17 sobre la Sierra La Silla. Nótese en (b) la tenue pigmentación rojiza en la matriz, así como el alto contenido de cuarzo bien clasificado y detritos volcánicos mal clasificados.

Las muestras del sitio VC18 (~566 m.s.n.m) muestreadas sobre la Sierra La Silla, son bloques andesíticos subredondeados dentro de un depósito volcánico-clástico de aspecto muy parecido a un flujo de escombros (lahar), unos 300 m al sur-este, topográficamente por debajo de VC17; mientras que las muestras de VC20 (~550 m.s.n.m) provienen del derrame próximo al contacto deposicional (Figura 18). Ambas rocas son prácticamente indistinguibles por lo cual se da una descripción megascópica conjunta.

Se observó una roca volcánica color gris, de textura porfirítica compuesta por una fábrica idiomórfica embebida en una matriz afanítica gris (<75% de roca total) (Figura 21). Se observan tres fases opacas y una blanca (>25% de roca total). Las fases opacas cristalizan predominantemente como micro-fenocristales (60%), mientras que la fase blanca domina en los fenocristales (40%). Ambas fases presentan mega-fenocristales. No se observan coronas de reacción, ni orientación preferencial en ninguna de las fases.

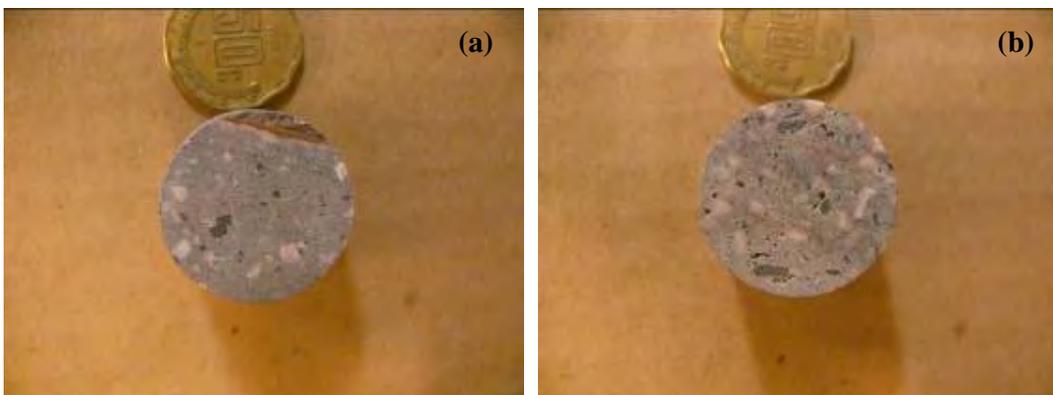


Figura 21. Núcleos paleomagnéticos de los sitios VC18 (a) y VC20 (b).

El color blanco, hábito tabular y prismático, y en algunos casos maclado sencillo identifican a esta fase como plagioclasa o feldespato. No se observan anillos concéntricos de zoneamiento composicional, ni núcleos alterados. En las fases opacas predomina el hábito acicular; también se observan hábitos tabulares, pero los hábitos prismáticos son romboédricos, hexagonales, y rectangulares. Los opacos de hábitos tabular y hexagonal se consideran como anfíboles, mientras que los opacos de hábitos

tabular y rectangular se interpretan como piroxenos. Los opacos de hábito romboédrico y acicular probablemente son las fases opacas ya descritas.

VC14 se localiza ~3km al este-sureste de VC3, a una elevación de 500 m.s.n.m. cerca de la ladera oriental de la Meseta Cacao (Figuras 9 y 17). Alrededor de esta localidad, la escasa cubierta vegetal junto con las fluctuaciones del nivel del agua del reservorio permiten apreciar claramente el contacto donde la secuencia volcánica sobreyace rocas metamórficas de pigmentación rosada con textura gnéisica que presentan planos de foliación definidos por porfiroblastos elongados de cuarzo y feldespato (Figura 22). Debido a esta relación estratigráfica, se interpreta que los depósitos de VC14 subyacen a VC1, 2 y 3, así como a las coladas de la Sierra La Silla.



Figura 22. Muestra del ortogneis que subyace las rocas volcánicas del sitio VC14.

Las muestras de VC14 revelan una textura porfirítica de fábrica idio-hipidiomórfica embebida en una matriz afanítica gris (<90% de roca total). Se observa una fase clara compuesta por feno- y mega-fenocristales, además de otra fase opaca representada exclusivamente por micro-fenocristales. Además, se observan varios enclaves alotriomórficos de textura granítica que miden de 3 a 8mm (Figura 23).

Figura 23. Muestra del sitio VC14. Flechas indican los enclaves de textura granítica.



La fase clara (95%) es de hábitos tabular y prismático, presenta maclados sencillos, es predominantemente rosa, excepto en los fenocristales que presentan zoneamiento concéntrico. Los bordes son rosas, pero los núcleos pueden ser blancos o de un rosa más

pálido. Esta fase se interpreta como feldespatos. La fase opaca (5%) es de hábito acicular, y ocurre flotando en la matriz, así como inclusiones alotriomórficas dentro de la fase clara.

En algunas muestras, ambas fases forman estructuras de orientación preferencial. No se notan las bandas vítreas de flujo descritas en VC29, sin embargo, el eje largo de los hábitos tabular y acicular exhiben fuerte paralelismo con trazas relictas que pudieron haber sido planos vítreos.

Sub-grupo b). La Meseta Cacao ([Figura 9](#)) es una estructura masiva que no presenta lineamientos tan aparentes como los de la estructura que alberga los sitios VC18 y VC20. Sin embargo, el reconocimiento en campo, así como la foto-interpretación e imágenes de elevación digital permiten sugerir tres puntos: 1) La Meseta Cacao y la Sierra La Silla están delimitados al sur por la porción meridional del *horst* occidental, el cual es compuesto por granitoides permo-triásicos y como se recordará, es un bloque levantado con respecto a la porción septentrional del mismo horst. 2) La Meseta Cacao y la Sierra La Silla son compuestos por lo que aparenta ser la misma secuencia volcánica, y por lo tanto, mantienen continuidad estratigráfica. Sin embargo, no se sabe con certeza si conservan continuidad estructural. 3) En campo se apreció el contacto donde la meseta subyace rocas metamórficas ([Figura 17](#)). Si asumimos continuidad estructural entre la Meseta Cacao y la Sierra La Silla, y recordamos que la litofacies Todos Santos sobreyace deposicionalmente a las rocas volcánicas de la Sierra La Silla, entonces estratigráficamente la meseta y la sierra son subyacidas por rocas metamórficas (aquí interpretadas como intrusivos permo-triásicos metamorfoseados).

Ya que en las partes altas de la meseta la cubierta vegetal es espesa, las observaciones en campo se limitaron a cortes carreteros que exponen numerosos afloramientos masivos e intensamente intemperizados. Estos se mantienen relativamente litificados, pero se despedazan en bloques a lo largo de juntas tabulares de enfriamiento. No se observan estructuras de flujo, ni vesiculares, y en algunos afloramientos, la intensa alteración borra toda evidencia de texturas volcánicas.

Las muestras de VC1, 2, 3 provienen de afloramientos sobre cortes carreteros en las partes altas de la meseta, aproximadamente a 700 m.s.n.m, observándose intensamente intemperizadas y erosionadas.

En el caso de VC1, es tanta la alteración, que incluso en los núcleos es difícil distinguir texturas volcánicas. La matriz y los fenocristales están casi homogenizados, pero se alcanzan a distinguir tres distintos hábitos prismáticos alotriomórficos ([Figura 24a](#)). La matriz es de color turquesa-amarillento y los fenocristales son blancos, transparentes y gris azulado. Debido a su hábito, dureza y color, los transparentes se identifican como cuarzo. Los blancos pueden ser feldespatos o plagioclasas y los opacos, anfíboles o piroxenos. El arreglo de las juntas en el corte carretero le da un aspecto tabulado al afloramiento.

VC2 se encuentra ~200m al sur y aflora sobre el camino. El arreglo tabular es el mismo que VC1, pero no se tomaron actitudes estructurales. La roca está alterada, es amarillenta, descolorida, pero claramente menos intemperizada. Las muestras tienen una textura porfirítica, con fábrica alotrio-hipidiomórfica de al menos tres fases (<15% de roca total) embebidas en una matriz afanítica amarillenta (>85% de roca total) ([Figura](#)

24b). Se distinguen hábitos prismáticos y tabulares en las fases claras y opacas. Abundan los mega-fenocristales y fenocristales sobre los micro-fenocristales, los cuales son de fábrica alotriomórfica. No se notan coronas de reacción.

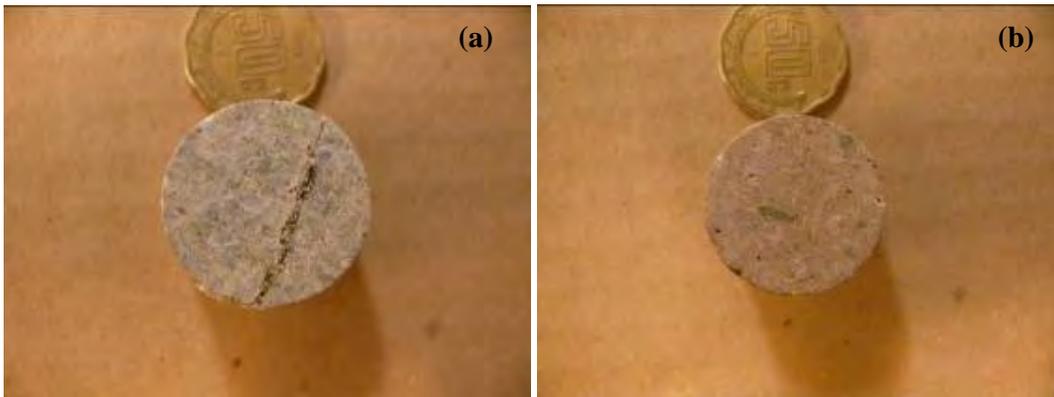


Figura 24. Núcleos paleomagnéticos de los sitios VC1 (a) y VC2 (b).

Las fases claras (70%) predominantemente son de color rosa, y en algunas de ellas se exhiben maclas sencillas. Los fenocristales más alterados parecen estar zoneados concéntricamente, ya que sus bordes son rosas y los núcleos se descoloran a blanco. Estas observaciones pueden indicar que la fase dominante es de feldespatos. Las fases opacas (30%) son de color gris azulado y presentan más fenocristales con hábito tabular que las fases claras. Se observan acículas y hábitos prismáticos rectangulares y hexagonales. Esto indica al menos dos fases que podrían ser piroxenos y anfíboles.

VC3 se localiza ~4.5km al sur-este de VC1 y VC2. El afloramiento presenta el mismo arreglo tabular que los anteriores afloramientos (Figura 25a), pero no se midieron actitudes estructurales.



Figura 25a. Aspecto tabular de los afloramientos en la Meseta Cacao

Figura 25b. Núcleo paleomagnético del sitio VC3.



Tiene un color de intemperismo turquesa-amarillento similar al de VC1, incluso se notan texturas completamente alteradas y homogenizadas. Sin embargo los núcleos revelan texturas bien preservadas. Estos presentan una textura porfirítica, con fábrica idio-hipidiomórfica de al menos tres fases (<20% de roca total) embebidas en una matriz afanítica gris (>80% de roca total) (Figura 25b). Se distinguen más hábitos prismáticos que tabulares en las fases claras y opacas. Se observan más micro-fenocristales que en VC2. No se notan coronas de reacción.

Las fases claras (60%) predominantemente son de color rosa, y en las de hábito tabular se exhiben maclas sencillas. Al igual que VC2, los fenocristales prismáticos mas alterados tienen zonación concéntrica representada por bordes rosas alrededor de núcleos blancos con tonalidades azules. Esto indica que la fase dominante es de feldespatos con núcleos alterados. Los mega-fenocristales predominan en la fase con zonación concéntrica.

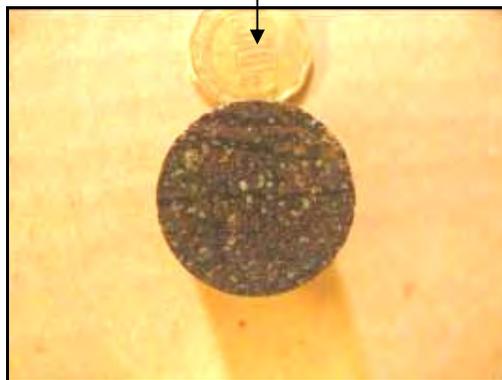
Las fases opacas (40%) son de color gris azulado y presentan menos fenocristales con hábito tabular que las fases claras. Se observan acículas y hábitos prismáticos rectangulares y hexagonales. Esto indica al menos dos fases que podrían ser piroxenos o anfíboles. Los micro-fenocristales opacos abundan sobre los claros.

Grupo 2. La localidad de este grupo se ubica ~2km al suroeste del poblado El Diamante, en una cantera sobre la carretera estatal 28 (Figura 26), directamente al sur del lineamiento estructural formado por la Sierra La Silla (Figura 19). Las descripciones son de observaciones en afloramiento y muestras de los sitios VC4 y VC29. Al igual que el Grupo 1, este grupo aflora en el bloque caído del *horst* occidental (Figura 9).



Figura 26. Aspecto del afloramiento representativo de VC4 muestreado para el análisis de geocronología.

Figura 27. Núcleo del sitio VC29. Nótese las bandas opacas en su parte superior.



VC4. La expresión topográfica de esta localidad es cónica. El afloramiento presenta evidencia de haber sido minado, es de color café rojizo, masivo, bien litificado y se observa fuertemente intemperizado, pero se conserva cohesivo aun en las partes más intemperizadas (Figura 26). En general, el afloramiento se erosiona en bloques y cantos

competentes de formas angulosas y redondeadas, los cuales se observan en relieve emanando de la matriz menos competente, asemejando erosión por exfoliación. No se observan estructuras de flujo, ni vesiculares. Debido a su aspecto intemperizado, aparenta tener una textura afanítica.

Bajo inspección megascópica en núcleos paleomagnéticos del afloramiento, se observó una roca volcánica de color rojizo-púrpura, de textura porfirítica compuesta por una fábrica idiomórfica color blanco envuelta por otra fábrica alotriomórfica color púrpura; ambas están embebidas en una matriz afanítica roja (<75% de roca total) con un contenido de fenocristales y microfenocristales (>25% de roca total) de al menos tres distintas fases. La abundancia relativa entre las tres fases es 46/40/4%.

La fase idiomórfica (46%) está compuesta por fenocristales y microfenocristales blancos de hábito tabular y prismático, que en algunos casos presentan maclados sencillos, así como anillos concéntricos de zonación composicional alrededor de núcleos alterados. Los fenocristales tabulares menores a 1mm presentan una conspicua foliación de orientación preferencial.

La fase alotriomórfica (40%) se compone por fenocristales de pigmentación púrpura, posiblemente opacos, que se nuclean e interconectan alrededor de la fase blanca, asemejando coronas de reacción producidas por alteración deutérica. Esta fase exclusivamente ocurre envolviendo a la fase blanca.

La última fase (4%) la componen microfenocristales euhedrales y anhedrales opacos de hábitos cúbico y acicular, respectivamente. Estos aparecen en contacto, así como inclusiones dentro de los hábitos tabular y prismático de la fase blanca, pero también se observan flotando en la matriz completamente disociados de las fases blanca y púrpura.

VC29. Topográficamente hacia abajo sobre la misma ladera, ~400m al sureste del sitio VC4, se encuentra expuesto por un arroyo el sitio VC29. En este sitio el afloramiento se observa pulido por el arroyo y menos intemperizado que VC4. La roca mantiene una coloración rojiza-púrpura, pero debido al menor grado de intensidad del color rojo en la matriz, indicando menor grado de oxidación, se interpreta que este sitio ha sufrido mucho menor intemperismo que el sitio VC4.

Aun así, el efecto erosivo del arroyo se expresa en múltiples cavidades de ~1mm que podrían ser vesículas, pero dada su naturaleza rectangular, probablemente albergaban fenocristales. Al igual que VC4, este afloramiento comparte la misma actitud estructural donde las juntas definen un patrón tabular de orientación NE-SW buzando ~21° al NE.

Aproximadamente 300m al este de VC29, río arriba sobre el mismo arroyo se encuentra el contacto donde el Grupo 2 subyace un paquete de la litofacies Todos Santos. La actitud estructural del contacto es 40°/73° al SE. En esta localidad se muestrearon los sitios paleomagnéticos VC5, 6, 7, 8, los cuales serán descritos en su propio apartado.

Una característica diagnóstica del afloramiento son bandas delgadas (<1mm) y anchas (>5mm) de textura vítrea opaca. Las bandas anchas son paralelas unas con otras, mientras que las bandas más delgadas pueden ser paralelas u oblicuas con respecto a las bandas anchas (Figura 27). En general, estas estructuras penetrativas presentan una

fuerte orientación preferencial y tienen apariencia de estar fluyendo. Es probable que este bandeamiento sea generado por flujo volcánico (Philpotts, 1989).

Bajo inspección megascópica (Figura 27) en núcleos paleomagnéticos del afloramiento, se observó una roca volcánica rojiza-púrpura, de textura porfirítica compuesta por una fábrica idiomórfica color blanco-verduzco parcialmente envuelta por otra fábrica alotriomórfica color púrpura; ambas están embebidas en una matriz afanítica (<70% de roca total) que con respecto a VC4, presenta un incremento notable en la cantidad de fenocristales y microfenocristales (>30% de roca total) de al menos tres fases. La abundancia relativa entre las tres fases es de 50/35/15%.

La fase idiomórfica (50%) es compuesta por fenocristales y microfenocristales blancos con pigmentación verde de hábito tabular y prismático, que presentan maclados sencillos, pero no presentan anillos concéntricos de zonación composicional, ni núcleos alterados. Los feno- y microfenocristales se observan arreglados aleatoriamente, y no presentan una foliación de orientación preferencial.

La fase alotriomórfica (35%) la componen fenocristales púrpuras que se nuclean e interconectan parcialmente alrededor de la fase idiomórfica; esta interconexión no es tan fuerte, las coronas de reacción se notan en menor cantidad, y aparte, no envuelven completamente a los fenocristales blancos como en VC4.

La fase de opacos (15%) la componen fenocristales y microfenocristales eu-subhedrales de hábitos cúbicos y prismáticos. Aparecen como inclusiones dentro y alrededor de la fase blanca, así como flotando en la matriz completamente disociados de las fases blanca y púrpura.

Grupo 3. Las rocas de este grupo se localizan sobre el piso del valle, aflorando en conjunto como estrechas y aisladas estructuras de muy bajo relieve que forman lineamientos paralelos a los ejes longitudinales de las sierras Trementina (VC11), y San Andrés (VC10) (Figura 9). Dichos sitios, encontrados en extremos opuestos del valle sobre la carretera estatal 28, son representativos de este grupo. De acuerdo a las observaciones en campo y la foto-interpretación, se asume que todo el piso del valle está constituido por lechos rojos de la litofacies Todos Santos, y por lo tanto, este grupo intrusiva y se intercala con los lechos rojos (Figura 17).

Los afloramientos de este grupo son muñones cónicos, masivos, de escasa vegetación, sin juntas tabulares de enfriamiento. Invariablemente presentan evidencia de haber sido minados. La apariencia general de estos afloramientos es casi idéntica a la del sitio VC4. Sin embargo, las diferencias fundamentales entre VC4 y los afloramientos del Grupo 3, es que VC4 es de textura porfirítica sin estructuras vesiculares, ni amigdaloides, mientras que el Grupo 3 es de textura afanítica con estructuras vesiculares y amigdaloides (Figura 28).

Cabe mencionar que la estructura amigdaloidal parte de la formación de vesículas, las cuales son burbujas de gas atrapadas dentro de un flujo de lava. Inicialmente adoptan formas esféricas, pero dependiendo de la movilidad y reología del flujo, estas pueden deformarse en elipses. El enfriamiento en la fase final del flujo produce que el gas precipite y revista las paredes del interior de la vesícula con la fase precipitada, produciendo así amígdalas (Philpotts, 1989).

La localidad de VC10 tiene estructuras amigdaloides con zeolitas y cuarzo, las cuales son generalmente de forma elíptica, y en menor cantidad, esféricas. En las elípticas su longitud varía de <1mm hasta 5cm, mientras que el grosor máximo es de 5mm. Las amígdalas esféricas tienen diámetros de <1mm hasta 2cm. Otras amígdalas de varias dimensiones tienen formas alargadas, convulsionadas e irregulares. Todas ellas embebidas en una matriz afanítica púrpura-rojiza (>95% roca total) (Figura 28a).

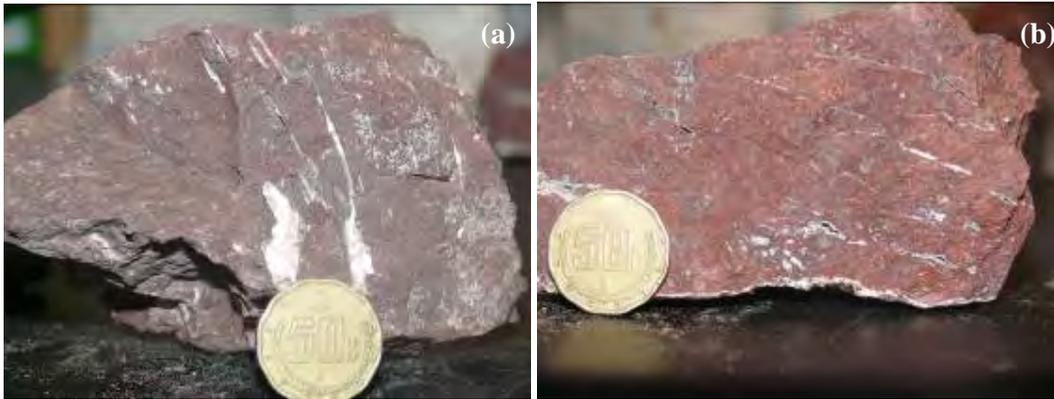


Figura 28. Muestras de los sitios VC10 (a) y VC11 (b) que exhiben textura afanítica, así como la deformación de las amígdalas.

En esta localidad se observa intensa deformación frágil, la cual se expresa en forma de fallas oblicuas con superficies conjugadas, indicadores cinemáticos que revelan desplazamientos normal e inverso, espejos de falla y estrías, así como vetillas rellenas por mineralización secundaria que podrían representar fracturas de tensión, las cuales generalmente indican la orientación del esfuerzo compresivo máximo (σ_1). Sin embargo, no se tomaron mediciones estructurales, ya que van más allá del alcance de esta investigación. Este afloramiento está alineado ~3km hacia el noroeste con otro de este mismo grupo (Figura 17). Ambos son básicamente indistinguibles y comparten las mismas características de deformación al pie sur-occidental de la Sierra San Andrés, corroborando así la presencia de una zona de falla (Falla Uzpanapa-Brillante) paralela al eje longitudinal de dicha sierra (Figura 9) reportada por el SGM (2006).

En la localidad de VC11 las estructuras amigdaloides contienen cuarzo y zeolitas que predominantemente forman planos lineales de un grosor máximo que no excede 3mm, dentro de una matriz afanítica roja (>95% roca total). Se observan zonas aisladas con amígdalas esféricas y elípticas con dimensiones <2mm. En general, los planos presentan arreglos *en echelon* subordinados de forma oblicua a un plano principal, los cuales tienen longitudes de >7cm y dentro de los cuales se observan micro-brechas compuestas por clastos de la matriz. Los planos subordinados son paralelos unos con otros, no intersectan el plano principal, tienen longitudes de <3cm, y también presentan micro-brechas. Se especula que el arreglo de las amígdalas es propio de un flujo viscoso, pero no se descarta que el arreglo sea syn-tectónico. Sin embargo, no se tienen argumentos estructurales para corroborar esto (Figura 28b).

Aproximadamente 1km al sureste de VC11, se observa como la extensión topográfica de este afloramiento es sobreyacida en un contacto erosivo (no se tomaron actitudes estructurales), por un potente paquete (>100m) de la litofacies sedimentaria Jericó, la cual (como se verá en su propio apartado) está intercalada con la parte superior de la litofacies Todos Santos en la localidad de Jericó. Por lo tanto, si el Grupo 3 subyace

estratigráficamente a la litofacies Jericó, esto fortalece el argumento que sugiere que el Grupo 3 es subyacente directamente por la litofacies Todos Santos. Entonces se concluye que el Grupo 3 intrusión a la litofacies Todos Santos, pero no así a la litofacies Jericó.

El sitio VC12 (Figura 29) de textura casi afanítica, presenta estructuras amigdaloides y contiene fenocristales (~10%) hipidiotriomórficos blancos y opacos embebidos en una matriz púrpura-rojiza. Esta textura afanítica solamente fue descubierta en los núcleos paleomagnéticos, ya que la señal diagnóstica de esta localidad son los enclaves o zonas de brecha que dominan el afloramiento (Figura 30). Las brechas carecen de matriz, y por lo tanto, son soportadas por clastos; su clasificación es mala, ya que se observan arenas gruesas hasta guijas de >1cm de diámetro. Las arenas gruesas, así como las guijas finas son en su mayoría redondeadas a sub-redondeadas, pero en general, entre más grande el detrito, más angulosa es su morfología. Los detritos son rojos, púrpuras, negros, y grisáceos; dentro de ellos se observan texturas porfiríticas y afaníticas, vesículas y amígdalas, bandeamiento por flujo, así como fenocristales blancos con maclas sencillas y núcleos remplazados. También se observan cuarzos y plagioclasas detríticas, así como clastos de limolitas.



Figura 29. Panorámica del sitio VC12 al pie de la Sierra Trementina viendo hacia el este-noreste. En el fondo se observa la Sierra La Vaca compuesta por la litofacies Jericó (**fJ**), así como un pequeño cerro representativo del Grupo 3 de la litofacies El Diamante (**fD**), mientras que el piso del valle es compuesto por la litofacies Todos Santos (**fTS**).

En un principio, se interpretó esta unidad como un conglomerado y por lo tanto no fue incluido en los análisis geoquímicos, ya que la heterogeneidad en los detritos sugiere distintas litologías, y el redondeo de las partículas “finas” indica reciclaje sedimentario. Sin embargo y como ya se mencionó, los núcleos paleomagnéticos revelaron que este

sitio presenta textura afanítica. Entonces, se favorece una interpretación donde el flujo de lava representativo de este afloramiento asimiló un depósito volcániclastico proximal a la fuente (Figura 30). Además, los experimentos de desmagnetización para este sitio rindieron direcciones univectoriales, mientras que los sitios sedimentarios VC15, 16, 30 y 31 que descansan sobre VC12 presentaron direcciones multivectoriales. Esto sugiere que VC12 es de origen volcánico, ya que los demás sitios volcánicos (a excepción de VC3) presentaron direcciones univectoriales.

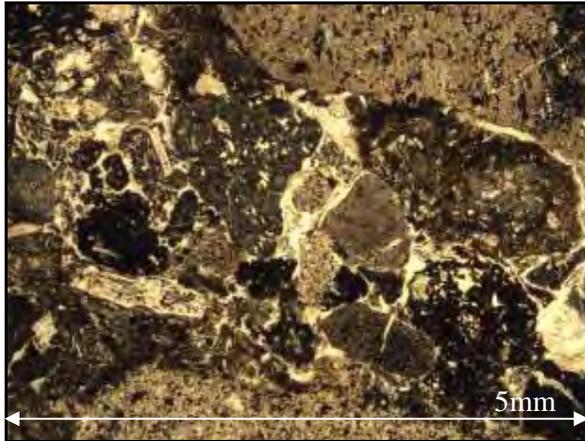


Figura 30. Fotomicrograma de VC12 tomado bajo polarizadores paralelos que exhibe la naturaleza volcániclastica de dicho sitio. Nótese la ausencia de matriz, así como el sub-redondeo de los clastos.

Aparentemente, este afloramiento descansa sobre la litofacies Todos Santos. El contacto no se encontró, pero debido a la elevación de este afloramiento (592 m) con respecto a la elevación del piso del valle (~570 m) del cual este afloramiento emana, el sitio VC12 parece sobreyacer a la litofacies Todos Santos (Figura 29).

Sin embargo, es muy importante recalcar que la anterior observación es ambigua, ya que este afloramiento, así como todas las coladas de lava al pie de la pendiente sur-oriental de la Sierra Trementina se encuentran al oeste de la falla de La Tigrilla (Figura 17), la cual define el límite oriental del bloque levantado compuesto por granitoides permo-triásicos (Figura 9). Asumiendo que el levantamiento ocurrió después del emplazamiento de los volcánicos sobre los granitoides, lo cual se observa en los Grupos 1 y 2, esto implicaría que dichas coladas de lava también fueron levantadas de un nivel inferior con respecto al piso del valle, implicando entonces que VC12 subyace a la litofacies Todos Santos. De hecho, a diferencia de los sitios VC10 y VC11, sobre este flujo volcánico reposa un paquete sedimentario de lechos rojos de ~10 m. La actitud estructural del contacto entre el paquete de lechos rojos y el afloramiento volcánico es $350^{\circ}/50^{\circ}$ al este. En este paquete se muestrearon los sitios paleomagnéticos VC15, 16, 30 y 31 que serán descritos en su propio apartado.

Se concluye que VC12 subyace estratigráficamente a VC10 y VC11, y por lo tanto no es temporalmente correspondiente al Grupo 3. Sin embargo, la textura amigdalur y apariencia física de núcleos de VC12 permiten clasificarla como parte de este grupo. Se podría contra-argumentar que las coladas que representan a VC11 también se localizan al pie de la Sierra Trementina y al oeste de la falla La Tigrilla (Figura 9) y por lo tanto, fueron levantadas junto con VC12, pero el emplazamiento de VC11 fue posterior al levantamiento, ya que no subyace un paquete sedimentario como lo hace VC12.

Entonces, aquí se considera que VC11 y VC10 representan un episodio volcánico posterior al que emplazó a VC12, así como a los Grupos 1 y 2. Este argumento es sustentado por todas las anteriores observaciones, así como por las direcciones paleomagnéticas presentadas por el Grupo 3, las cuales son discordantes con respecto a la dirección esperada para la Formación Todos Santos. Aunado a esto, las direcciones en el sitio volcánico VC12, así como aquellas de los sobreyacentes sitios sedimentarios VC15, 16, 30 y 31 son concordantes con la dirección esperada.

En conclusión, si bien es cierto que la cobertura Cuaternaria de aluvión cubre el piso del valle y oscurece las relaciones de campo, en base a la foto-interpretación, el arreglo, el aislamiento, la morfología, la textura afanítica y amigdular de los afloramientos del Grupo 3 se sugieren los siguientes puntos: a) Los afloramientos sobre el piso del valle aparentan ser volcanes monogenéticos, o bien, cuellos o taponos volcánicos productos de sub-volcanismo. b) En general, los afloramientos representan flujos emplazados sobre la litofacies Todos Santos, y por lo tanto, son posteriores al emplazamiento del Grupo 1 y 2, ya que estos subyacen a los lechos rojos y además, no se evidencian emplazados sobre la litofacies Todos Santos como lo hace el Grupo 3.

Basándonos en las observaciones y relaciones de campo, así como en los argumentos presentados, la litofacies El Diamante representa al menos dos eventos volcánicos. El primero representado por los Grupos 1 y 2, subyace a la litofacies Todos Santos. El segundo representado por el Grupo 3, corta y sobreyace estratigráficamente a los lechos rojos de la litofacies Todos Santos, pero subyace a la litofacies Jericó.

- **Petrografía**

Con el propósito de establecer sus relaciones texturales, mineralogía y composición modal, los resultados presentados a continuación ofrecen una clasificación petrográfica de los volcánicos basada en una lámina delgada por sitio paleomagnético. El alto grado de alteración que presentan las muestras, tanto en espécimen de mano como en lámina delgada, inhibieron una adecuada cuantificación modal y por lo tanto, un contador de puntos no fue utilizado. Entonces, la clasificación petrográfica ofrecida es más de carácter cualitativo que cuantitativo. Las descripciones aquí presentadas están basadas en los textos de [Mackenzie y Guilford \(1986\)](#), [Adams *et al.* \(1987\)](#), y [Philpotts \(1989\)](#).

Grupo 1. Este grupo de textura porfirítica presenta fenocristales hipidio-alotriomórficos, embebidos en una matriz hipocristalina cuyos microlitos en ocasiones presentan una fuerte fábrica traquítica. Ambos sub-grupos presentan fenocristales con texturas de desequilibrio, ya que se observan corroídos, reabsorbidos (redondeados), y con texturas esqueléticas.

La composición modal de los fenocristales del **sub-grupo a)** (VC14, 18 y 20) es conformada por feldespato potásico (50%), plagioclasa (30%), anfíbol (15%) y piroxeno (5%); mientras que la del **sub-grupo b)** (VC1, 2 y 3) es de feldespato potásico (60%), plagioclasa (20%), cuarzo (15%) y biotita (5%). En ambos sub-grupos se asume que la composición de la matriz es igual a la de los fenocristales. Entonces, la clasificación petrográfica para el **sub-grupo a)** es de dacita de anfíbol y piroxeno, mientras que para el **sub-grupo b)** es de dacita de cuarzo y biotita. Las principales características texturales se describen a continuación.

Los feldespatos potásicos y plagioclasas se identifican en polarizadores paralelos por su bajo relieve, color blanco-crema empolvado debido a alteración secundaria a sericita (la cual se distingue por su grano fino y birrefringencia de tercer orden con altos colores de interferencia con polarizadores cruzados), así como por el maclado sencillo de Carlsbad. Pero se diferencian en polarizadores cruzados porque los feldespatos potásicos pueden o no presentar maclado sencillo (sanidina), maclado de retícula (anortoclasa) y no presentan maclado lamelar polisintético de albita como lo hacen las plagioclasas, las cuales exhiben maclados sencillo y polisintético, así como zonación concéntrica. También se observaron en menor cantidad mega-fenocristales de ortoclasa, los cuales se distinguen por tener maclado sencillo con lamelas de exsolución de albita oblicuas al maclado de Carlsbad (Figura 31).

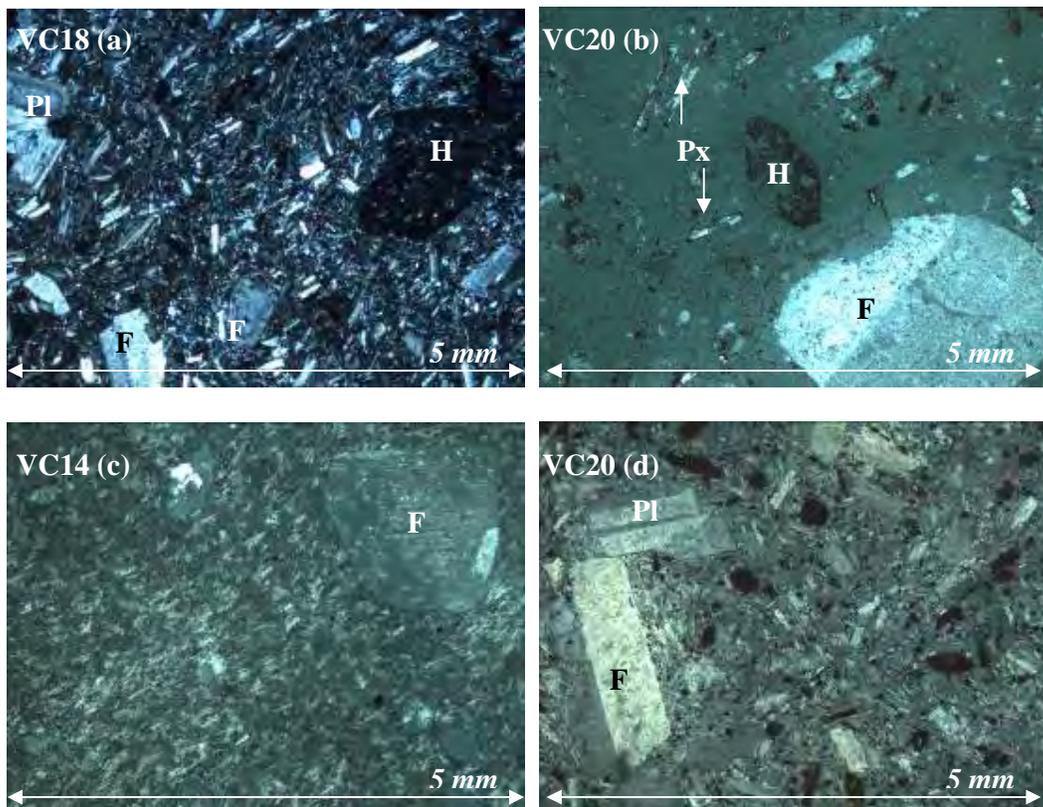


Figura 31. Fotomicrografías tomados bajo polarizadores cruzados mostrando los feldespatos (F) y plagioclasas (Pl) del **sub-grupo a)**. H = Horblenda; Px = Piroxeno.

Los anfíboles parecen estar representados por horblendas esqueletales o completamente reemplazadas por opacos. Se distinguen por su sección basal prismática hexagonal que presenta clivaje conjugado de 60-120°, por las acículas longitudinales que conservan núcleos que exhiben pleocroísmo café-verdoso en polarizadores paralelos, así como extinción inclinada, birrefringencia intermedia y anómala en polarizadores cruzados (Figura 32).

Los piroxenos están completamente reemplazados por opacos y minerales del grupo de las serpentinas, las cuales típicamente reemplazan a los piroxenos y se distinguen por su hábito fibroso y pleocroísmo con polarizadores paralelos. El grado de serpentinitización de los piroxenos impide dilucidar si estos son orto- o clinopiroxenos, ya que ni el pleocroísmo, ni la birrefringencia (ambas propiedades más altas en los clinopiroxenos)

pueden ser utilizados para diferenciarlos. Además, ambos tienen secciones basales octaédricas con clivaje conjugado de 90° y secciones aciculares con clivaje longitudinal (Figura 33).

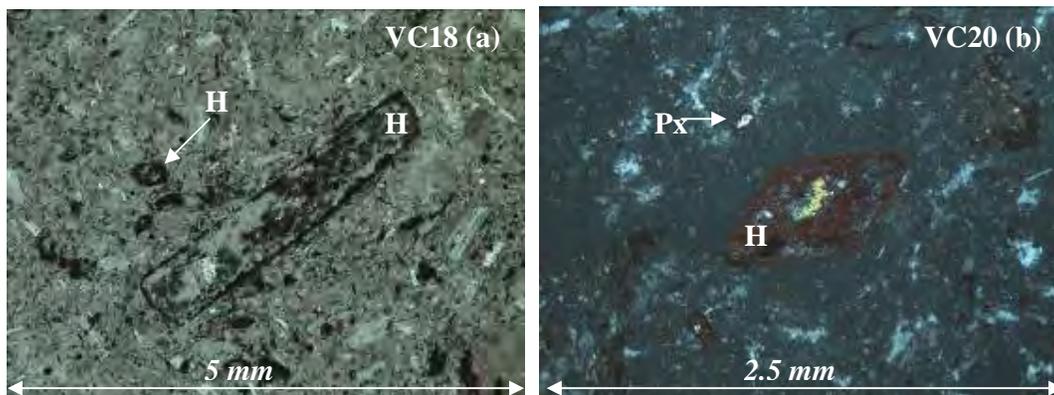


Figura 32. Lámina (a) tomada bajo polarizadores paralelos exhibe sección longitudinal de horblenda (H) esquelética que conserva un núcleo pleocroico café, mientras que sus bordes están completamente reemplazados por opacos. Fotomicrografía (b) en polarizadores cruzados muestra típica sección basal de horblenda con clivaje conjugado de 60-120° reemplazada por hematita; (Px) = Piroxeno. Nótese matriz devitrificada en ambas láminas.

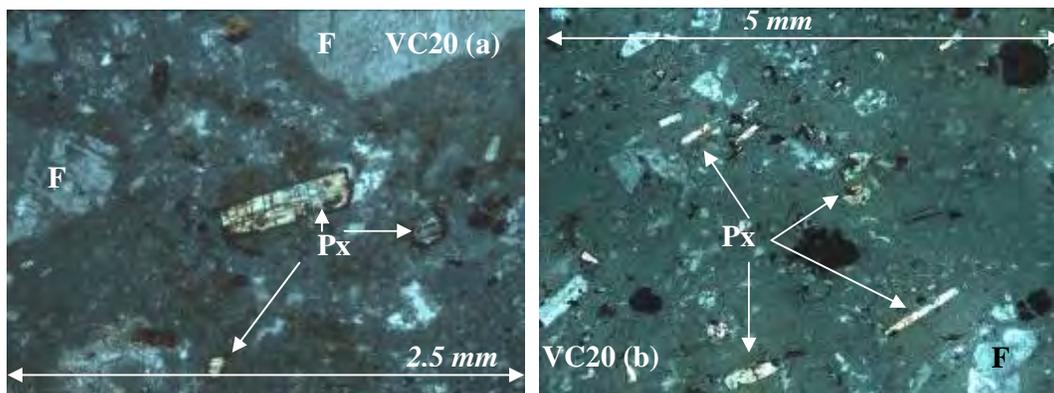


Figura 33. Láminas (a) y (b) tomadas bajo polarizadores cruzados muestran secciones longitudinales y basales-octahédricas de piroxenos (Px) reemplazados por serpentinas. Nótese feldspatos (F) sericitizados, corroídos y reabsorbidos en una matriz devitrificada.

La biotita se distingue principalmente en la matriz por su pleocroismo amarillo-café bajo polarizadores paralelos y alta birrefringencia con polarizadores cruzados (Figura 34). Se observan algunos fenocristales que exhiben núcleos con estas características, pero están casi completamente reemplazados por opacos y podrían confundirse con anfíboles, a no ser porque los núcleos en secciones longitudinales exhiben extinción recta. Los cuarzos bajo polarizadores paralelos se parecen a los feldspatos y plagioclasas por tener un color blanco-crema empolvado (debido a las inclusiones fluidas), pero se diferencian por no exhibir alteración, por presentar bahías cerradas y parcialmente cerradas, por tener un relieve ligeramente más pronunciado, la ausencia de maclados o clivaje, así como leve extinción ondulosa y baja birrefringencia azul-grisácea con polarizadores cruzados (Figura 34). El cuarzo también se distingue por tener hábitos anedrales de morfología subredondeada, pero en algunos casos presenta

prismas hexagonales di-piramidales. Esto es debido a que el cuarzo tiene dos polimorfos principales, siendo el cuarzo- β el primero en cristalizar a temperaturas $>573^\circ$, pero al descender la temperatura por debajo de dicho umbral, se revierte al polimorfo- α de baja temperatura, el cual en ocasiones retiene la morfología del polimorfo- β (Philpotts, 1989).

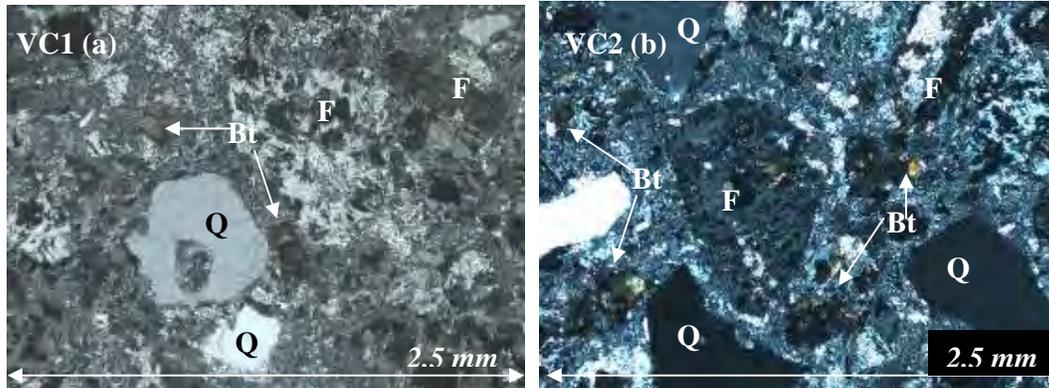


Figura 34. La lámina (a) tomada con polarizadores paralelos muestra el pleocroismo de la biotita (Bt), mientras que el fotomicrografía (b) exhibe su alta birrefringencia bajo polarizadores cruzados. Nótese las bahías y la ausencia de alteración en los cuarzos (Q), así como el alto grado de alteración de los feldespatos (F) y de la matriz en general.

En resumen, las principales características contrastantes entre los **subgrupos a)** y **b)**, es que en el **sub-grupo a)** los fenocristales no son tan abundantes, el cuarzo se encuentra como accesorio, los ferromagnesianos son identificables, aparecen en cantidad modal y además VC18 y VC20 presentan evidencia de devitrificación. Mientras que el **sub-grupo b)** presenta polimorfos de cuarzo- α como fase modal, el contenido de fenocristales es más alto, exhibe más fenocristales con texturas de desequilibrio y la alteración secundaria por sericitación es más intensa. Además, en el **sub-grupo b)** consistentemente se observan xenocristales de cuarzo policristalino metamórfico $<1-2\text{mm}$ (Figura 35a), mientras que solamente son observados en VC14 del **sub-grupo a)**. La diferencia es que los xenocristales en VC14 son de $2-5\text{mm}$ (Figura 35b).

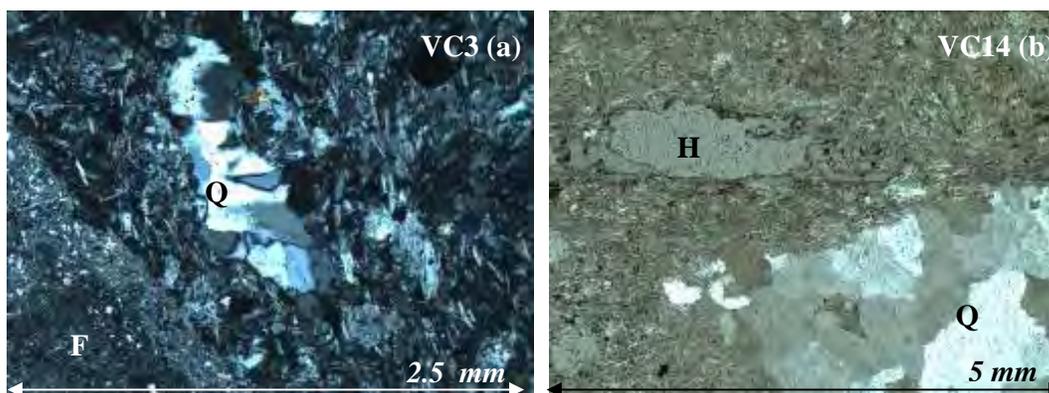


Figura 35. Xenocristales de cuarzos policristalinos. Fotomicrografía (a) bajo polarizadores cruzados exhibe fenocristal de feldespato (F) con sericitación. Lámina (b) bajo polarizadores paralelos muestra fenocristal esquelético de horblenda (H) con tenue pleocroismo café verdoso en sus bordes. Nótese fuerte fábrica traquítica en ambas láminas.

En campo se colectó una muestra para lámina delgada de la roca metamórfica (Figura 22) que subyace a VC14 (Figura 23). Bajo microscopio se observa una foliación gnéissica de cuarzos policristalinos y feldespatos potásicos segregadas en bandas composicionales paralelas (Figura 36). La textura policristalina de los cuarzos es indicativa de re-cristalización. Los límites suturados, los cuales no forman juntas triples de $\sim 120^\circ$, así como el grano grueso y pronunciada extinción ondulosa entre cuarzos individuales sugiere esfuerzo-deformación moderada. La mineralogía y la textura de esta roca permiten interpretarla como un ortogneis. Por lo tanto, debido al parecido físico, su proximidad, así como a la similitud mineralógica entre el ortogneis y los intrusivos permo-triásicos que afloran en el área de estudio, permite sugerir que VC14 produjo metamorfismo de contacto en granitoides permo-triásicos sobre los cuales se emplazó. Entonces, es posible que los xenocristales de cuarzo policristalino encontrados en las láminas delgadas arriba mencionadas (Figura 35), especialmente VC14, hayan sido arrancados de los ortogneises por los magmas que emplazaron dichas rocas.

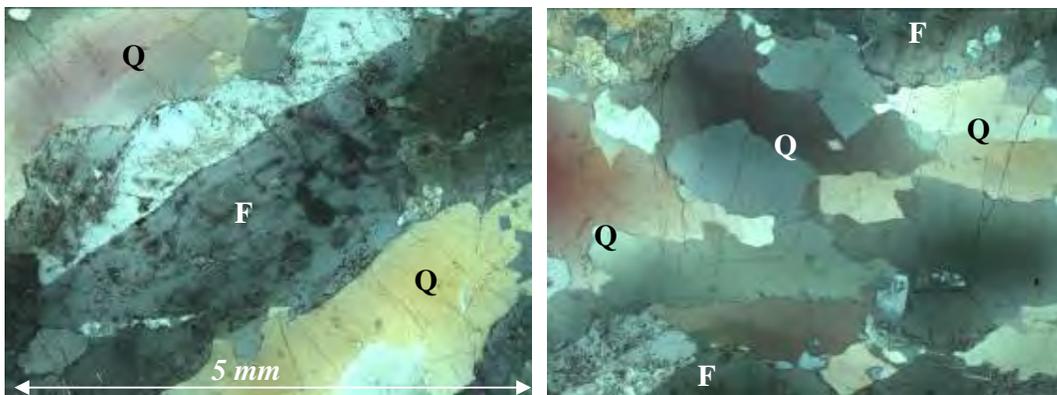


Figura 36. Fotomicrografías del ortogneis bajo polarizadores cruzados mostrando segregación composicional en bandas elongadas de cuarzo (Q) y feldespato (F).

Grupo 2. Este grupo se caracteriza por tener bandas donde se concentran fases opacas que envuelven a otros fenocristales, sin embargo es muy similar al **Grupo 1**. De hecho, VC4 es casi indistinguible del **sub-grupo b**), pero se diferencia por presentar más cuarzo en su matriz criptocristalina, dentro de la cual presenta óxidos rojizos intersetales vistos bajo polarizadores cruzados y además, presenta clastos de cuarzo de origen sedimentario (Figura 37a/b). Estos son compuestos por granos individuales redondeados sin bordes suturados, razones por las cuales se diferencian de los cuarzos policristalinos metamórficos exhibidos en la Figura 35.

En VC29, la Figura 37c/d tomada con polarizadores cruzados exhibe claramente el contraste entre las bandas de flujo (las cuales asemejan a la matriz devitrificada de VC20, están dominadas por opacos isotrópicos y solamente presentan micro-fenocristales) contra una matriz devitrificada y parcialmente reemplazada por óxidos rojizos, en la cual se observan fenocristales de sanidina y plagioclasa reabsorbidos y sericitizados, así como piroxenos reemplazados por serpentina. También se observaron anfíboles esqueléticos.

La composición modal de los fenocristales de VC4 es de feldespato potásico (60%), plagioclasa (20%) y cuarzo (20%). Mientras que la de VC29 es conformada por feldespato potásico (70%), piroxeno (20%) y plagioclasa (10%). Entonces, la clasificación petrográfica es de dacita de cuarzo y dacita de piroxeno, respectivamente.

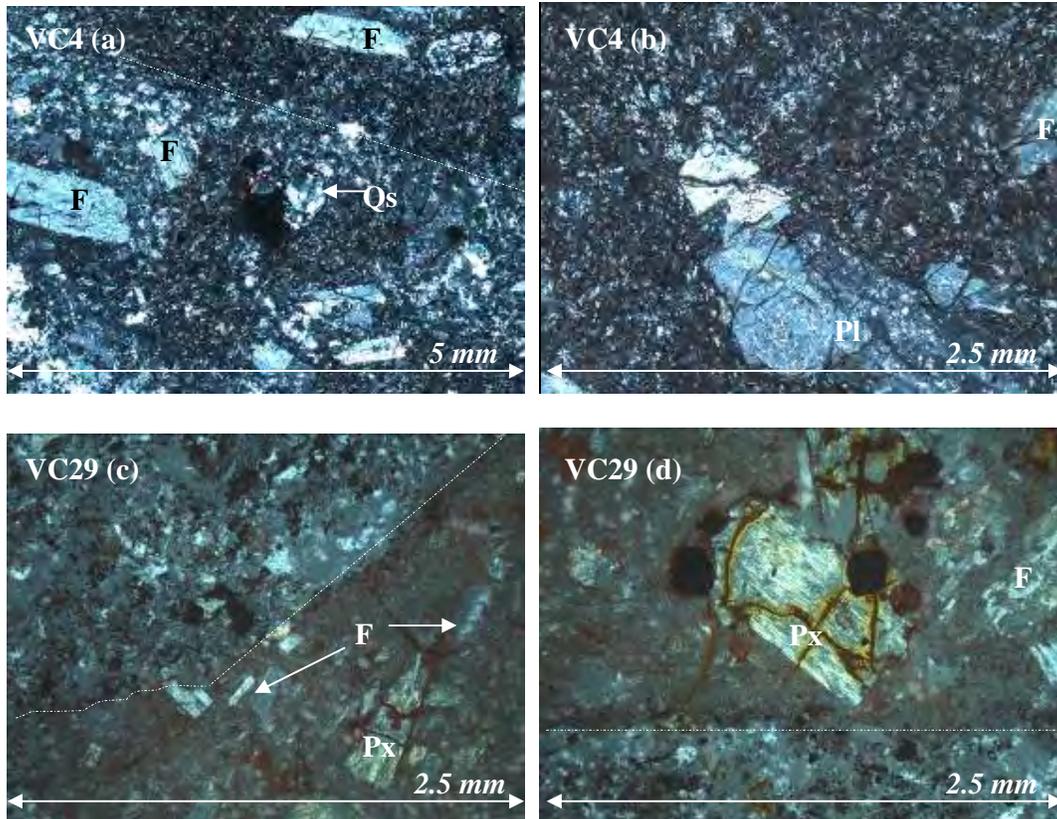


Figura 37. Láminas tomadas bajo polarizadores cruzados del Grupo 2. Nótese el cuarzo sedimentario (**Qs**), la banda de flujo distinguida por su abundancia de opacos en la parte superior de la lámina VC4 (**a**), así como los óxidos rojizos intersertales en la lámina VC4 (**b**). En las láminas VC29 (**c**) y (**d**) las bandas de flujo son más evidentes por su textura devitrificada, la abundancia de opacos y el contraste gris con respecto a la matriz reemplazada por un óxido rojizo, con abundantes feldespatos (**F**) corroídos y piroxenos (**Px**) reemplazados por serpentina.

Grupo 3. Este grupo presenta una textura amigdaloidal porfirítica con microfenocristales predominantemente equigranulares embebidos en una matriz criptocristalina totalmente reemplazada por óxidos rojizos.

La composición modal de VC10 es compuesta por plagioclasa (85%) y olivino (15%), mientras que la de VC11 es conformada por plagioclasa (>95%) y hornblenda (<5%), siendo entonces la clasificación petrográfica de basalto de olivino y basalto de hornblenda, respectivamente. Las principales características texturales son a continuación descritas.

Los olivinos son alotriomórficos y se observan completamente reemplazados por iddingsita. Ya que la iddingsitización impide observar la birrefringencia de tercer orden característica de los olivinos, estos se distinguen por su alto relieve y falta de clivaje, pero principalmente por las fracturas irregulares y curvilíneas -rellenadas por opacos isotrópicos- que se observan con polarizadores cruzados (**Figuras 38a /b**).

Las amígdalas generalmente presentan morfología esférica o elíptica, pero esta también puede ser romboédrica. La gran mayoría está revestida por zeolitas distinguidas por su

relieve negativo y extinción radial uniforme que acentúa su hábito radial fibroso (Figura 38d), así como por polimorfos secundarios de cuarzo llamados tridimita y cristobalita, típicos de cavidades en rocas volcánicas (Philpotts, 1989). El hábito de la tridimita tiende a ser de cuña (Figura 38c) que presenta maclado sencillo a lo largo del fenocristal, mientras que el de la cristobalita es cúbico (Figura 38d). Ambos polimorfos presentan leve extinción ondulatoria. Así mismo, se observan venas rellenas de los minerales secundarios arriba descritos, pero también solamente se observa la traza de dichas venas, ya que se infiere que el relleno secundario de estas y de algunas amígdalas, fue removido durante la creación de la lámina delgada.

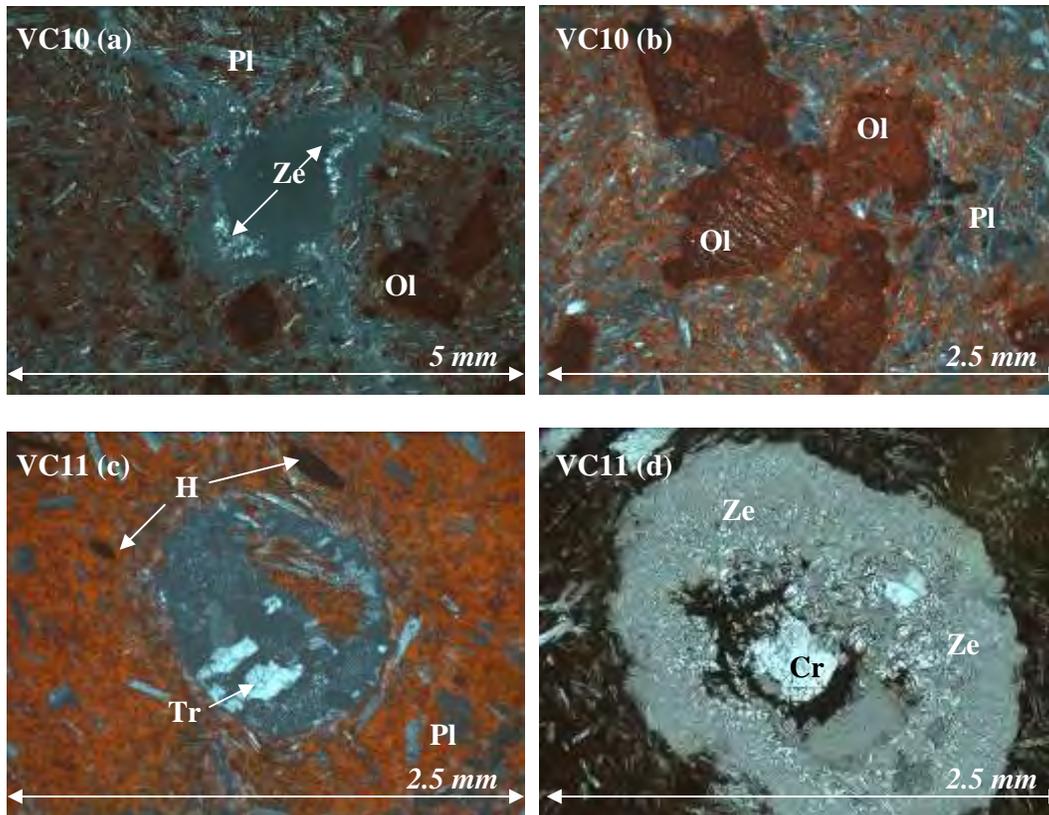


Figura 38. En los fotomicrografías (a), (b) y (c) tomados bajo polarizadores cruzados se aprecia la pasta anisotrópica café-rojiza criptocristalina que compone la matriz. Mientras que la lámina (d) tomada con polarizadores paralelos muestra su aparente hábito isotrópico. **Cr** = Cristobalita; **Tr** = Tridimita; **H** = Horblenda; **Ol** = Olivino; **Pl** = Plagioclasa; **Ze** = Zeolitas.

Las plagioclasas aciculares embebidas en la matriz en ocasiones forman una tenue fábrica pilotaxítica, pero generalmente este no es el caso, sobre todo en lugares de las láminas donde los fenocristales están casi ausentes (Figura 38c).

En cuanto a la matriz, con polarizadores paralelos se observa una pasta opaca que en sus bordes y límites con fenocristales tiene una ligera coloración rojiza (Figura 38d), pero con polarizadores cruzados la pasta adquiere una pigmentación café-rojiza, lo cual indica que la pasta es anisotrópica. Esto aunado a las anteriores observaciones permite interpretar al mineral remplazante como hematita. También se nota que solamente los fenocristales realmente isotrópicos se mantienen opacos con polarizadores cruzados.

En resumen, las texturas, mineralogía y composiciones modales del Grupo 3 lo hacen prácticamente indistinguible de sitio a sitio, a no ser porque la única diferencia entre VC10 y VC11 es la ausencia de olivino en VC11 y hornblenda en VC10.

Para concluir, la petrografía permitió encontrar diferencias importantes entre los grupos que conforman a los volcánicos El Diamante:

- 1) Los Grupos 1 y 2 presentan una paragénesis de fases hidratadas (hornblenda, biotita) característica de magmas de arco evolucionados, en los cuales el desequilibrio exhibido por los fenocristales, así como el conjunto de las características mineralógicas y texturales sugieren la existencia de aparatos volcánicos subyacidos por grandes cámaras magmáticas donde ocurrieron procesos de cristalización fraccionada de fundidos hidratados (Mori, 2007).
- 2) La paragénesis de fases anhidras (plagioclasa, olivino) y características petrográficas del Grupo 3 son típicas de magmas basálticos extrusionados a través de pequeños volcanes monogenéticos subyacidos por cámaras magmáticas de efímera duración que pudiesen inhibir a los magmas estacionarse y estar sujetos a grados avanzados de cristalización fraccionada (Mori, 2007).
- 3) Estos argumentos corroboran las diferencias texturales megascópicas, y además complementan las observaciones y relaciones de campo para la litofacies volcánica El Diamante. Entonces, se concluye que los Grupos 1 y 2 de carácter dacítico subyacen estratigráficamente a los basaltos del Grupo 3, los cuales son relativamente más recientes.

- **Geocronología**

Justificación

La intención de realizar análisis de geocronología U-Pb en zircones de la litofacies volcánica el Diamante obedece a dos propósitos: el primero es para determinar la edad absoluta de dicha secuencia volcánica en el área de estudio y así poder compararla con las edades de los volcánicos en Cintalapa (Castro-Mora *et al.* 1975), así como con los volcánicos del arco Nazas (Bartolini, 2003; Barboza-Gudiño, 2008). Ya que los volcánicos El Diamante subyacen a la litofacies Todos Santos, el segundo propósito sirve para establecer una edad máxima de deposición para dicha litofacies y así poder brindarle un control temporal adecuado sin ambigüedades.

Procedimientos analíticos

La muestra analizada proviene del sitio paleomagnético VC4. Se menciona de antemano que la descripción de los siguientes procedimientos son tomados de Izaguirre-Pompa (2009). El separado de zircones fue realizado en el Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, utilizando las siguientes técnicas convencionales: 1) fragmentación de ~2kg de la muestra en una trituradora de quijada, 2) tamizado de la muestra triturada, 3) lavado con agua destilada de la fracción tamizada <0.18mm, 4) separado de minerales magnéticos, diamagnéticos y paramagnéticos con un separador Frantz, y 5) decantación de zircones por medio de un embudo de separación mineral utilizando yoduro de metileno de densidad ~3.33 gr/cm³.

Posteriormente, la datación con la sistemática U-Pb en zircones se llevó a cabo en la Universidad de Stanford, California, EU, con un aparato SHRIMP-RG (*Sensitive High*

Resolution Ion Microprobe Reverse Geometry). Los zircones separados fueron montados, junto con un estándar de edad conocida (R33), en una probeta con resina epóxica que fue desbastada hasta exponer una superficie cercana a la mitad ecuatorial de los zircones. Se pulió la probeta con abrasivos de diamante en emulsión de 6 y 1 μm para obtener un pulido óptimo de los zircones. Se tomaron fotos en luz reflejada y transmitida, así como imágenes de catodoluminiscencia con un microscopio electrónico de barrido con el propósito de seleccionar los puntos de análisis. Antes de introducir la probeta al aparato, esta fue lavada con HCl y agua destilada para limpiarla de posible plomo. En seguida fue recubierta con una delgada capa de oro para obtener máxima conductividad al momento de incidir el haz de iones de oxígeno a la probeta. Los análisis de U-Th-Pb se hicieron en 12 zircones seleccionados a partir de las imágenes de microscopio y catodoluminiscencia.

El instrumento opera con un haz de iones primario de oxígeno de $\sim 2\text{-}4$ nA excavando un área de $\sim 25\text{-}30$ μm de diámetro con una profundidad de $\sim 1\text{-}2$ μm . El instrumento cuenta con un detector de sensibilidad de detección de 5-30 cuentas por segundo por ppm de Pb. Los datos generados son el resultado de 5-6 ciclos de contabilización por parte del detector. De forma secuencial se miden nueve picos que indican la proporción isotópica del zircón analizado: ^{90}Zr , ^{16}O , ^{204}Pb , background ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{238}U , ^{248}Th ^{16}O y ^{254}U ^{16}O . Las relaciones de $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se normalizan con los análisis del zircón estándar R33 de edad concordante U-Pb 418.9 ± 0.4 Ma (2σ) (Black *et al.* 2004). Para obtener un control analítico de las relaciones Pb/U, el estándar R33 es medido después de analizar 4 o 5 zircones desconocidos. Las concentraciones de uranio se monitorean por medio del análisis del zircón estándar C23 con ~ 550 ppm de U o el zircón estándar MAD con ~ 4200 ppm de U. Los datos son entonces reducidos y graficados con los programas Squid e Isoplot/Ex (Ludwig, 2001, 2003).

Resultados y Discusión

El resultado obtenido de los análisis en 11 zircones de VC4, arroja una edad media ponderada de 188.8 ± 3.2 Ma, o sea, una edad toarciense del Jurásico Inferior (Figura 39). Debido a que los zircones comienzan a cristalizar a temperaturas $>1000^\circ\text{C}$ (Hancher y Hoskin, 2003), estos indican las fases iniciales de cristalización de la roca y por lo tanto, la edad es interpretada como una edad absoluta de cristalización.

Dicho resultado se visualiza en un diagrama de concordia de Tera-Wasserburg, en el cual se grafican los resultados de los zircones medidos contra la curva de concordia de dicho diagrama. En el diagrama se observan las mediciones puntuales, así como los elipses de error de cada medición. Aquellas mediciones cuyos puntos o elipses caigan sobre la curva de concordia son denominadas concordantes y se grafican en rojo. La medición que no entró en la estadística final es aquella graficada en verde (Figura 39). Dicha medición es claramente concordante con una edad de ~ 250 Ma, sin embargo no se incluyó ya que es interpretada como un zircón heredado, el cual probablemente fue muestreado de los granitoides permo-triásicos por los flujos de lava que emplazaron a los volcánicos.

Debido a que los volcánicos El Diamante subyacen a los lechos rojos de la litofacies Todos Santos, y estos claramente están depositados sobre los volcánicos, se puede inferir que la edad absoluta aquí presentada, es la edad máxima de deposición de la litofacies Todos Santos en la localidad de VC4.

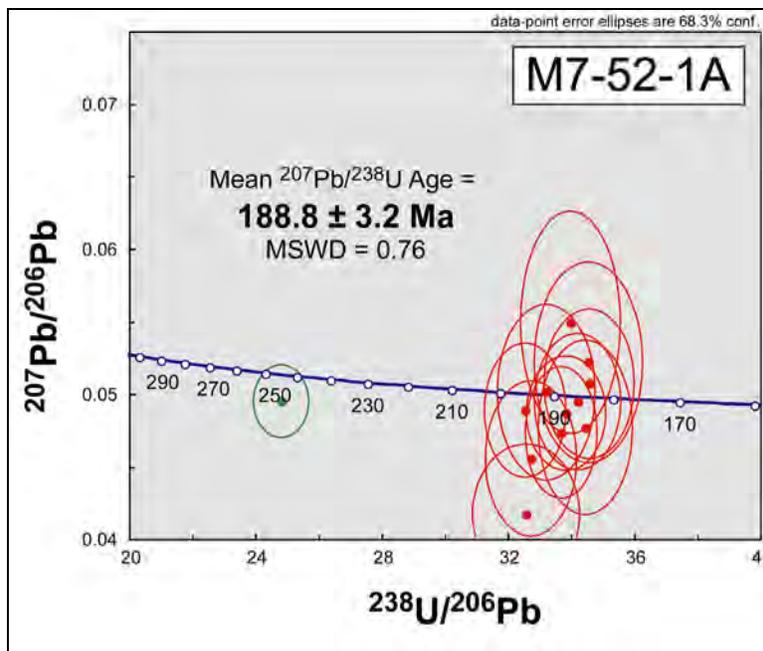


Figura 39. Diagrama de concordia de Tera-Wasserburg para el sitio VC4 de la litofacies volcánica El Diamante.

La geocronología es complementada por análisis geocronológicos U-Pb en zircones detríticos de la litofacies Todos Santos, así como de la litofacies Jericó (ver Figura 57). La muestra 08CHI-02 obtenida en la localidad de los sitios paleomagnéticos VC21 y VC22 proporcionó una población (n=91) de zircones jurásicos con edades concordantes de 196-161Ma (ver Figura 57c). Estos datos sugieren el comienzo del volcanismo en Chiapas a partir del Sinemuriano (~196Ma) hasta finalizar en el Calloviano (~161Ma). Pero principalmente, como este rango de edades provienen de zircones detríticos de lechos rojos que sobreyacen coladas de lava de la Sierra La Silla, la edad más reciente (~161Ma) podría ser interpretada como la edad máxima de deposición en esta localidad. Sin embargo, debido a la relativa cercanía de VC21 y VC22 con la localidad donde ya se tiene una edad máxima de deposición para estratos que sobreyacen a la roca volcánica fechada, se opta por interpretar la edad más reciente como la edad mínima relativa de deposición de la litofacies Todos Santos.

Así mismo, en la localidad de Plan de Agua Prieta, la población de zircones jurásicos de la muestra 08CHI-05 (n=12) tomada de la sobreyacente litofacies Jericó dan un rango de edades 199-175Ma, lo que refuerza las interpretaciones del comienzo y final del volcanismo en Chiapas del Jurásico Inferior al Medio (ver Figura 57a). Sin embargo, si se interpretase la edad más reciente de esta muestra como la edad mínima de deposición, eso significaría que la litofacies Jericó se depositó antes que la litofacies Todos Santos, lo cual no es el caso debido a las relaciones de campo. Por lo tanto es preferible combinar ambas edades mínimas relativas para dar un rango temporal mínimo relativo de deposición para ambas litofacies y en su conjunto de la Formación Todos Santos.

Estos datos son afines a las edades reportadas por Castro-Mora *et al.* (1975) para las andesitas Pueblo Viejo en el área de Cintalapa. Así como de edades de volcánicos $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en horblenda de $184.1 \pm 1.7\text{Ma}$, y $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en roca total de $180 \pm 5\text{Ma}$ en el

área de Cintalapa y ~25km al suroeste de Villa Flores, respectivamente (B. Weber, 2008, *comunicación personal*).

El conjunto de los fechamientos aquí presentados se resumen de la siguiente manera:

- 1) El fechamiento de la localidad de VC4 proporciona una edad absoluta para las rocas volcánicas, así como una edad máxima de deposición para los lechos rojos de 188.8 ± 3.2 Ma.
- 2) Los fechamientos de zircons detríticos de las muestras 08CHI-02 y 08CHI-05 sugieren el comienzo y final del volcanismo en Chiapas del Jurásico Inferior (199-196Ma) al Medio (175-161Ma), así mismo, estos fechamientos proveen un rango para la edad mínima relativa de deposición de ~175-161Ma para la Formación Todos Santos.
- 3) Entonces, las edades de las distintas litofacies de la Formación Todos Santos indican que la formación abarca del Jurásico Inferior al Medio, aunque no existen datos que delimiten la edad de los depósitos Todos Santos más jóvenes.
- 4) Por lo tanto, el cúmulo de estos fechamientos permiten sugerir afinidad temporal con el magmatismo del arco Nazas (Barboza-Gudiño *et al.* 2008).

- **Geoquímica**

Justificación

La finalidad de realizar análisis de elementos traza en la litofacies volcánica el Diamante es para elucidar si el ambiente tectónico que facilitó el emplazamiento de dicha litofacies fue convergente o extensional. Esta idea surge a raíz de dos consideraciones a nivel regional que podrían explicar el volcanismo observado en Chiapas durante el Jurásico.

La primera, junto con la geocronología, busca establecer si existe o no una relación espacio-temporal entre la litofacies El Diamante (~188 Ma) con el arco magmático (Formación Nazas) relacionado al margen occidental activo de Laurencia durante el Jurásico (Bartolini, 2003; Barboza-Gudiño, 2008). La segunda consideración es análoga y toma en cuenta un hipotético magmatismo extensional afectando Chiapas, de la misma forma en que se registra magmatismo extensional tipo OIB (Ocean Island Basalt) asociado a la apertura del GdM en Nuevo León (Garrison y McMillan, 1999).

Procedimientos analíticos

Todos los datos de elementos traza fueron obtenidos por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) en el Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, usando un instrumento Thermo Series X^{II}. Las muestras fueron primero trituradas y pulverizadas, para después ser preparadas para los análisis geoquímicos en el laboratorio ultra limpio del CGEO. Los elementos traza fueron determinados con ~50 mg de muestra pulverizada, la cual fue digerida en 1 mililitro de ácido fluorhídrico (HF) mas 0.5 mililitros de ácido nítrico (8 N HNO₃) dentro de vasos de precipitado sellables de teflón Savillex®, los cuales se colocaron sobre un plato caliente sobre-noche a ~100°C. Los ácidos se evaporaron y las muestras fueron enjuagadas dos veces con 16 gotas de ácido nítrico (16 N HNO₃). Una vez evaporado totalmente el ácido, 2 mililitros de agua desionizada mas 2 mililitros de ácido nítrico (8 N HNO₃) se agregaron a las muestras que fueron colocadas sobre un plato caliente sobre-noche a ~100°C. Todas las muestras

quedaron en solución completa después de este paso. Las muestras fueron entonces diluidas 1:2000 para proveer las concentraciones adecuadas dentro del rango de detección del instrumento, así como para proporcionar las fuertes señales requeridas para datos de alta precisión. Las muestras fueron diluidas en una solución estándar interna compuesta por Ge (10 ppb), In (5 ppb), Tm (5 ppb) y Bi (5 ppb) para monitorear la deriva instrumental. La calibración y reducción de datos se basaron en la digestión de 4 estándares internacionales de roca (AGV-2, BHVO-2, BCR-2, JB-2), 2 estándares internos (ZZ, MAR), así como 2 blancos que siguieron los mismos procedimientos químicos que las muestras y los estándares (Mori et al, 2007).

Resultados y Discusión

Las concentraciones de elementos traza presentadas por la litofacies El Diamante presentan características típicas de fundidos de magmas de arco, lo cual es evidenciado por:

- 1) Fuerte enriquecimiento en los elementos de radio iónico amplio o LILEs (p.e. Rb, Cs, Sr, Ba) con respecto a los elementos de alto potencial iónico o HFSEs (p.e. Hf, Sr, Nd) (Figura 40);
- 2) Enriquecimiento en tierras raras ligeras (p.e. La, Ce, Eu) con respecto a las tierras raras pesadas (p.e. Gd, Tb, Lu) (Figura 41);
- 3) Las anomalías positivas de Ba y Pb, así como la anomalía negativa en Nb y Ta (Figura 40), considerada como la característica geoquímica diagnóstica en arcos magmáticos (p.e. Hawkesworth et al. 1993; White, 2005).

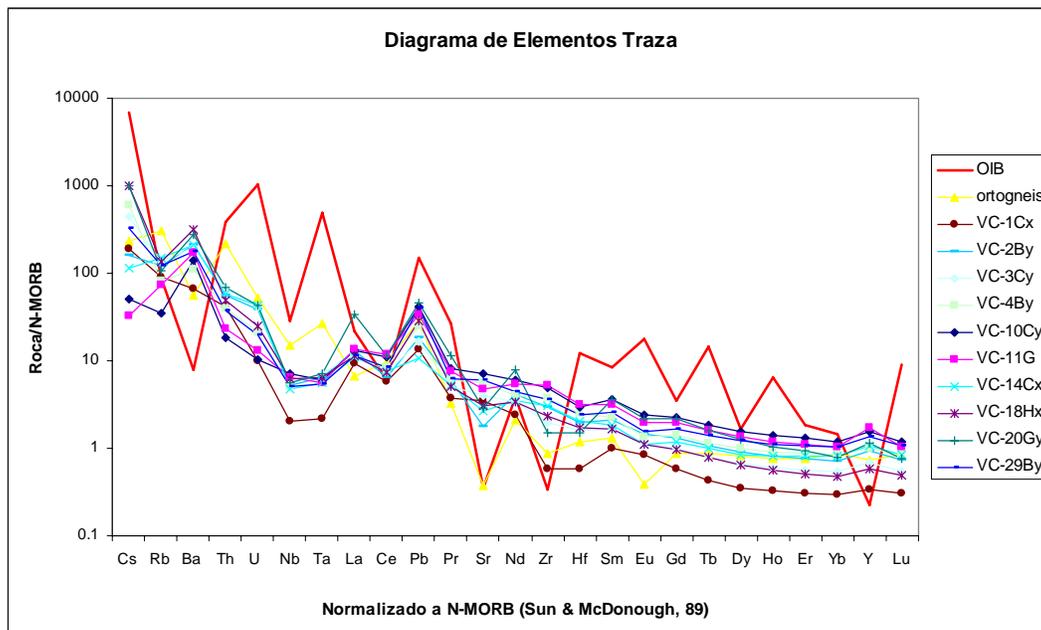


Figura 40. Diagrama de elementos traza de la litofacies volcánica El Diamante.

De acuerdo a White (2005), en el caso de la tectónica convergente (magmas de arco), la geoquímica de elementos traza es profundamente influenciada por los cambios sufridos por la placa subducida desde su generación en una dorsal oceánica hasta su reciclaje en un margen convergente. Dicha placa ha sido hidratada (enriquecida en Sr por el agua marina), alterada hidrotermalmente y ha adquirido una cubierta sedimentaria de origen esencialmente continental. Esta cubierta sedimentaria es enriquecida principalmente por

elementos de radio iónico amplio (LILEs), los cuales debido a su bajo potencial iónico son relativamente solubles y fácilmente movilizados durante procesos de intemperismo en las rocas continentales, por lo tanto encontrándose en altas concentraciones en los sedimentos oceánicos. De la misma forma, los elementos de alto potencial iónico (HFSEs) se caracterizan por su insolubilidad e inmovilidad durante procesos metamórficos y de intemperismo, por lo tanto su concentración en la cubierta sedimentaria es mínima. Finalmente, el Pb es un elemento traza de alta insolubilidad encontrado en significativas concentraciones en la cubierta sedimentaria debido a que forma fuertes complejos con el Cl, lo cual facilita su movilidad en soluciones metamórficas e hidrotermales. Entonces, cuando la placa subduce con parte de la cubierta sedimentaria, ambas se deshidratan, liberando y transportando en solución los elementos móviles hacia la sobreyacente cuña del manto, región donde se generan los magmas de arco. Obviamente, aquellos elementos de alta inmovilidad presentes en la placa subducida no entrarán en solución tan fácilmente. La inescapable conclusión de estos argumentos implica que los elementos -móviles e inmóviles- influyen directamente en las concentraciones de elementos traza, ya que son un fiel reflejo de las contribuciones aportadas por los sedimentos subducidos. Esto nos permite discriminar entre magmas generados por subducción (como es el caso de la presente investigación), contra aquellos magmas generados por fusión adiabática de la astenósfera en ambientes de tectónica extensional (Fitton *et al.* 1991). Estos últimos, generalmente se distinguen por un enriquecimiento en los HFSEs con respecto a los LILEs, así como concentraciones más elevadas en las tierras raras comparadas con las concentraciones de tierras raras de magmas de arco (Fitton *et al.* 1991; White, 2005).

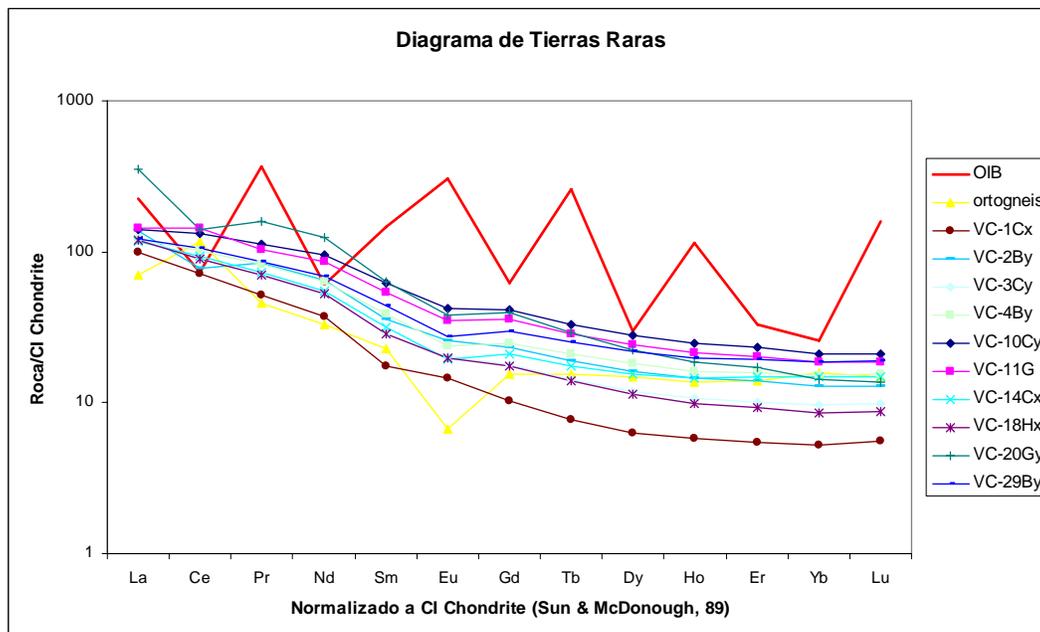


Figura 41. Diagrama de tierras raras de la litofacies volcánica El Diamante.

Entonces a grandes rasgos, los fundidos astenosféricos con respecto a los fundidos de arco están enriquecidos en HFSEs, así como en Nb y Ta, ya que estos elementos son relativamente abundantes en el manto. Así mismo, el empobrecimiento en LILEs, como Ba y Sr, se debe a que los fundidos astenosféricos ascendentes tienen poca o nula interacción con fluidos enriquecidos en dichos elementos, como sería el caso en ambientes de fusión adiabática. Por lo tanto, cuando comparamos las concentraciones

entre Nb y Ta vs. Ba y Sr en fundidos de arco magmático, encontramos una relación inversamente proporcional donde el enriquecimiento en LILEs con respecto a HFSEs se debe a la interacción del magma con fluidos enriquecidos en LILEs.

Con el propósito de recalcar el magmatismo convergente como el ambiente tectónico que suministró los fundidos para el emplazamiento de la litofacies El Diamante, en ambas figuras (40 y 41) se graficaron las concentraciones de elementos traza (Sun y McDonough, 1989) representativas de magmas intraplaca (OIB) asociadas a fundidos astenosféricos, como el magmatismo OIB interpretado en Nuevo León por Garrison y McMillan (1999), el cual relacionan a la apertura del GdM.

Esta comparación ilustra como las concentraciones de los elementos traza están directamente relacionadas a los procesos que gobiernan el magmatismo en distintos ambientes tectónicos, confirmando así la señal de subducción en la litofacies El Diamante y además proporcionando argumentos -junto con la geocronología (Figuras 39 y 57)- para establecer una relación espacio-temporal con la Formación Nazas.

Finalmente, la ausencia de una señal OIB en los elementos traza de la litofacies El Diamante descarta la consideración de magmatismo en un ambiente extensivo en Chiapas como aquel interpretado en Nuevo León por Garrison y McMillan (1999). Dicho magmatismo en Nuevo León es representado por protolitos metavolcánicos y metaplutónicos contenidos en diapiros evaporíticos de la Cuenca La Popa, los cuales arrojan edades metamórficas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de ~146 Ma, sin embargo, los anteriores autores determinaron que la edad relativa de cristalización de los protolitos corresponde al Jurásico Inferior-Medio, por lo tanto adjudicado el magmatismo al *rifting* continental experimentado por el GdM durante este tiempo. Pero sobre todo, los protolitos presentan anomalías negativas de Ba y Sr, así como la anomalía positiva de Nb y Ta, característica diagnóstica de magmatismo intraplaca (White, 2005).

Sin embargo, es esencial tener presente que aunque la señal de subducción esté bien establecida y aceptada en la literatura, dicha señal también puede ser generada por fusión de la corteza durante magmatismo de tectónica extensional. Este es el caso del magmatismo toleítico CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) (Figura 2), el cual esta asociado al desmembramiento de Pangea, es observado en cuencas *rift* circum-Atlánticas, y es a continuación sintetizado (Pegram, 1990; Marzoli *et al.* 1999; Janney y Castillo, 2001).

Los argumentos propuestos por Pegram (1990) para explicar la señal de subducción en un ambiente extensional son los siguientes:

- a) Los magmas toleíticos no sufrieron contaminación significativa durante su ascenso a través de la corteza continental, ya que las variaciones isotópicas y de elementos traza no son consistentes con componentes de magmas tipo MORB u OIB, o sea, los magmas ascendieron ya enriquecidos con una señal de arco.
- b) Los magmas que controlan la geoquímica de elementos traza en las toleitas son derivados de un manto litosférico sub-continental enriquecido en sedimentos. Dicho manto fue incorporado a la litosfera continental y metasomatisado por subducción durante actividad de arco previa a la orogenia Grenvilliana (~1000 Ma).
- c) Entonces, las toleitas CAMP son productos de magmatismo derivado de fuentes mantélicas sub-continentales ligadas genéticamente, geoquímicamente y temporalmente a la sobreyacente corteza continental.

En otras palabras, las toleitas CAMP presentan señal geoquímica de arco debido a que el fundido del que derivan, es un fundido de arco asimilado por el manto subcontinental, por lo tanto, las toleitas presentan características isotópicas y de elementos traza típicas de magmas de arco (Pegram, 1990).

Posteriormente Janney y Castillo (2001), presentaron resultados de elementos traza de la corteza oceánica del Atlántico central. Sus resultados indican que basaltos generados entre 160-120 Ma exhiben concentraciones de elementos traza similares a la típica señal de magmatismo MORB, pero con una componente de contaminación OIB; mientras que la señal de magmatismo MORB en basaltos generados entre 120-80 Ma es casi idéntica a la señal producida por basaltos MORB recientes. Debido a que el magmatismo CAMP tiene una señal de arco, así como una edad bastante bien establecida a los ~200 Ma (p.e. Marzoli *et al.*, 1999), de lo anterior se desprende que para los 160 Ma, la fuente generadora de la señal de arco estaba completamente agotada, dando así paso a fuentes típicas de las dorsales oceánicas para generar una señal MORB en los basaltos de la corteza oceánica del Atlántico central (Janney y Castillo, 2001).

Basándonos en las anteriores pruebas, se podría argumentar en contra o al menos ponerse en duda que los volcánicos El Diamante son productos de magmatismo convergente, aun y cuando presenten señal de arco. Hay que considerar que, no obstante el magmatismo CAMP tenga señal de arco debido a la asimilación de un reservorio con propiedades geoquímicas de arco, todos sus productos toleíticos son derivados de fusión parcial del manto a profundidades relativamente someras (p.e. Pegram, 1990), lo cual implica poca o nula diferenciación (cristalización fraccionada) durante un rápido ascenso sin estancamiento del fundido en una corteza atenuada. Estas características son diagnósticas de magmatismo extensional.

En contra-posición, la petrografía, así como la apariencia física de los volcánicos El Diamante apuntan hacia una composición calco-alcalina, la cual es un derivado de cristalización fraccionada y asimilación de la roca encajonante a profundidades de >100 km, cuyo ascenso es retardado debido a una corteza engrosada (p.e. White, 2005; Mori *et al.*, 2007), lo cual promueve mayor diferenciación, y por lo tanto resulta en una roca típica de arcos magmáticos.

Sin embargo, es necesario mencionar que los volcánicos del Grupo 3 presentan características petrográficas de volcánicos en ambientes extensionales. Esta observación aunada a que el volcanismo de dicho grupo es posterior al emplazamiento de los Grupos 1 y 2 implica la posibilidad de que el Grupo 3 haya sido emplazado en un ambiente extensional posterior al ambiente convergente y que además, la señal de arco por estas rocas presentado, sea producto de una corteza enriquecida en propiedades geoquímicas de arco. Esta idea se propone debido a la topografía *horst* y *graben* observada en el área de campo, a la naturaleza extensional y trans-tensional de la apertura del GdM, así como al amplio intervalo temporal en que este evento ocurrió. Sin embargo, esta sugerencia va más allá del alcance de esta investigación, y por lo tanto el Grupo 3 se considera como perteneciente al mismo sistema convergente que emplazó a los Grupos 1 y 2.

Tomando en cuenta las anteriores consideraciones, se resume lo siguiente:

- 1) El ambiente tectónico observado no siempre presentará la señal de elementos traza esperada para dicho ambiente, sea este convergente o extensional. Por lo tanto, es necesario considerar todas las relaciones espacio-temporales para

- determinar un ambiente tectónico, ya que es aventurado definir un ambiente tectónico basándonos simplemente en las concentraciones de elementos traza.
- 2) Los patrones de elementos traza mostrados por la litofacies El Diamante no son concordantes con patrones de magmas tipo OIB; además, la petrografía sugiere una composición calco-alkalina, mientras que las texturas y mineralogía apuntan hacia una diferenciación de la roca por cristalización fraccionada. Por lo tanto, se descarta la consideración de un ambiente tectónico extensional para el emplazamiento de los volcánicos El Diamante en Chiapas.
 - 3) A reserva de que se lleven a cabo estudios isotópicos, geoquímicos y geocronológicos más detallados, los datos geoquímicos disponibles, así como las relaciones espacio-temporales apuntan hacia un ambiente tectónico convergente que facilitó el emplazamiento de los volcánicos El Diamante.
 - 4) Los anteriores argumentos, aunados a la geocronología, indican que tanto la litofacies volcánica El Diamante, como la Formación Nazas están relacionadas genética- y temporalmente.
 - 5) El inciso previo implica que el BM debió tener una posición paleogeográfica similar a la del Complejo de Subducción Mesa Central para poder ser afectado por el magmatismo que emplazó a la Formación Nazas.

Litofacies Todos Santos

- ***Observaciones/relaciones de campo***

Los distintos depósitos de la litofacies Todos Santos se caracterizan por tener pigmentación roja, así como por su marcada predominancia en detritos volcanoclásticos melanocráticos; por esta sencilla razón se retiene el nombre de Todos Santos para la litofacies del mismo nombre.

Como ya se ha visto, la litofacies Todos Santos sobreyace discordantemente a los intrusivos permo-triásicos, presentándose incluso una interdigitación en la base de la Todos Santos con la parte superior de los volcánicos El Diamante, pero subyace en contacto transicional a la litofacies Jericó.

Así como en Guatemala, en la localidad de la Presa La Angostura, Chiapas, se corrobora la observación de [Clemons y Burkart \(1971\)](#) con respecto a la constitución de los distintos depósitos por fuentes detríticas fuertemente localizadas. En todos los afloramientos de la litofacies Todos Santos se observa la proximidad y en ocasiones, contacto discordante con la litofacies volcánica El Diamante, fuente detrítica principal de la litofacies Todos Santos.

Debido a las contrastantes características entre los paquetes sedimentarios observados en el área de estudio, a continuación se presentan las observaciones de afloramientos en campo, así como las descripciones de los núcleos paleomagnéticos muestreados, para finalmente interpretarlas como depósitos específicos a su respectivo ambiente deposicional. El conjunto de las observaciones, descripciones e interpretaciones se enmarcan como columnas estratigráficas esquemáticas ([Figura 42](#)).

Columna 1 (C1). Este grupo de afloramientos se encuentra sobre un escarpe en la carretera estatal 28, aproximándose por el sur hacia el poblado de Jericó, localidad donde [Blair \(1987\)](#) definió en seis secciones las intercalaciones mega-secuenciales de

facies fluviales, lacustres y aluviales para la Formación Todos Santos. En esta localidad fueron muestreados los sitios VC23, 24, 25.

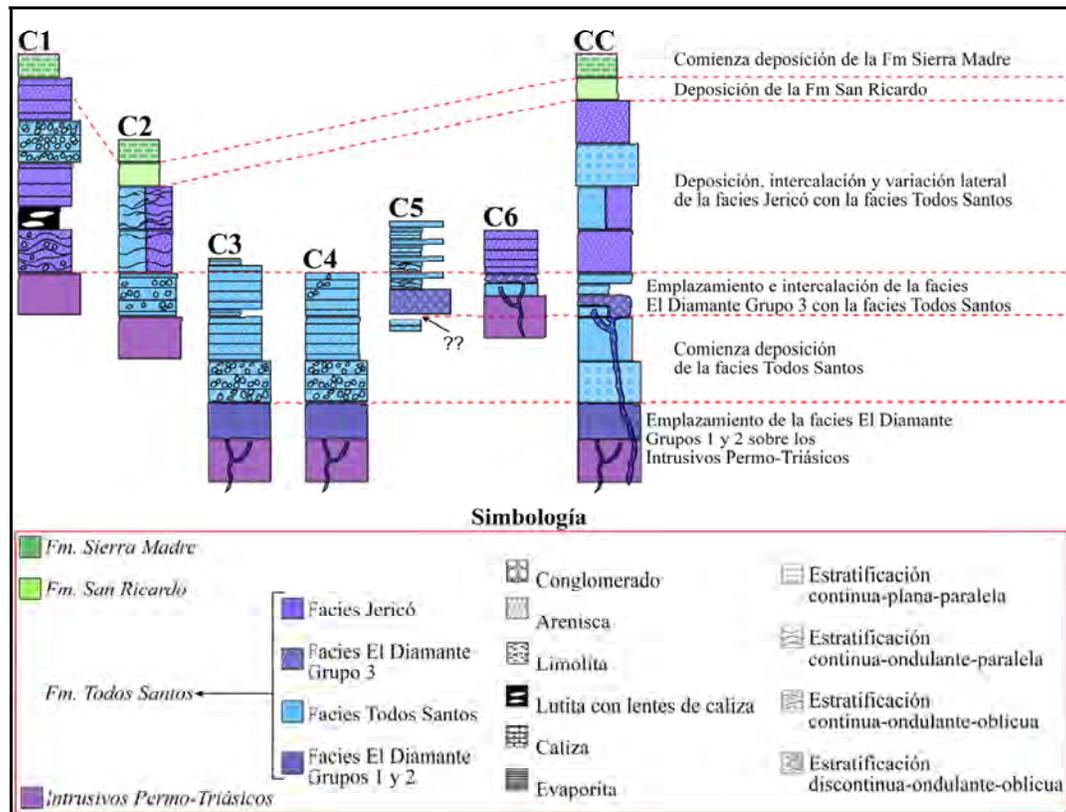


Figura 42. Columnas esquemáticas representativas de los afloramientos del área de campo. Véase texto para la localización de cada columna en **Figura 17**. CC = Columna Compuesta.

Las intercalaciones mega-secuenciales son compuestas por cuatro asociaciones de litofacies. Estas son interpretadas como depósitos fluviales de alto y bajo gradiente (areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada y areniscas con intercalaciones planas-paralelas de lutitas, respectivamente), depósitos lacustres (lutitas con lentes de caliza), y depósitos de abanico aluvial (conglomerados de estratificación masiva plana-paralela).

Esta localidad es estratégica ya que la carretera hacia Jericó corta una secuencia de afloramientos espectaculares de las litofacies Jericó, Todos Santos, y de la Formación Sierra Madre. Esta secuencia representa la transición de depósitos continentales en el inicio del Jurásico Superior, a depósitos marinos durante finales del Jurásico-principios del Cretácico y representa el lineamiento regional NW-SE (**Figura 9**). La actitud estructural es $330^{\circ}/10-30^{\circ}$ al NE. El afloramiento adjudicado a la litofacies Todos Santos descrito a continuación (**Figura 43**) se interdigita con la litofacies Jericó, la cual será definida posteriormente.

Este impresionante afloramiento a 673 m.s.n.m., es un conglomerado polimíctico. Tanto los clastos, como granos individuales en la matriz tienen pigmentación rojiza-púrpura. Se observa estratificación discontinua-plana-paralela, compuesta por intercalaciones de estratos tabulares (areniscas) y lenticulares (conglomerados) con grosores de 5-50 cm;

la estructura interna de estratos individuales exhibe estratificación planar. La base de los estratos más delgados (5-10 cm) definen los planos de estratificación del afloramiento, los cuales son erosivos. Los estratos delgados son compuestos por areniscas líticas (<70% cuarzo, >25% clastos, <5% feldspatos) moderadamente a mal clasificadas, moderadamente a mal litificadas, de grano grueso subanguloso, cementadas por una matriz (>10%) intersertal de carbonatos (calcita), sílice (cuarzo) y óxidos (hematita). Los estratos lenticulares (10-50 cm) se traslapan lateralmente; son compuestos predominantemente (80%) por guijas, guijarros, cantos, y en menor proporción, por bloques subredondeados (20%) y fuertemente imbricados; de texturas volcánicas (85%), meta-sedimentarias (10%) y graníticas (5%); soportados por una matriz de arenisca lítica, moderadamente clasificada, de arenas gruesas subangulosas. Se midió la imbricación de los clastos en diferentes estratos, que posiblemente indican una paleo corriente con dirección de flujo al NW (Figura 44).

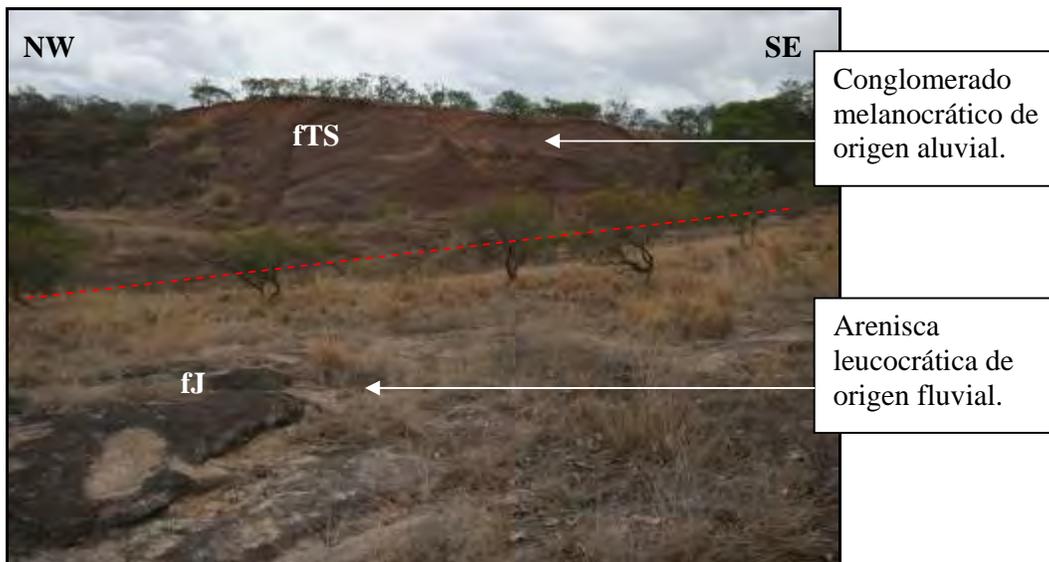


Figura 43. Panorámica viendo hacia el N del contacto deposicional entre las litofacies Jericó (fJ) y Todos Santos (fTS). El afloramiento en el fondo mide ~15m de altura.



Figura 44. Detalle del conglomerado polimítico. Nótese la predominancia de clastos melanocráticos (volcánicos) con respecto a clastos leucocráticos (graníticos y metamórficos). La imbricación de los clastos indica paleo-flujo de izquierda (SE) a derecha (NW).

Este conglomerado es también petromítico (clastos inestables), ya que lo componen diferentes litologías; con la excepción de las cuarzitas y pedernales, las litologías de todos los clastos son relativamente inestables física- y químicamente, por lo tanto podría denominarse como tal (Boggs, 2001). La predominancia de clastos volcánicos indica la proveniencia de la fuente detrítica principal, aquí identificada como la litofacies El

Diamante. De la misma forma, los clastos graníticos y meta-sedimentarios (pizarras, pedernales y cuarzitas) sugieren otras fuentes. Las proveniencias de estos clastos se adjudican a la litofacies El Diamante, los intrusivos permo-triásicos, y el Grupo Santa Rosa (Hernández-García, 1973) o las Formaciones Vainilla/Paso Hondo (Hinojosa, 1964), respectivamente.

Los planos de estratificación erosiva, el tamaño e imbricación de los detritos, así como la tenue intercalación interna de un afloramiento aparentemente masivo, sugieren un sistema aluvial de alta energía próximo a la fuente.

Columna 2 (C2). Este grupo de afloramientos (Figura 45) se localizan en la periferia del poblado de Plan de Agua Prieta. Al igual que la Columna 1, esta columna se localiza sobre el mismo escarpe que forma el lineamiento regional NW-SE (Figura 9) que representa la transición de depósitos epiclásticos en el Jurásico Superior, a depósitos carbonatados de plataforma somera a principios del Cretácico.



Figura 45. Afloramientos representativos de lechos rojos fluviales que conforman el lineamiento regional NW-SE, siendo la base representada por (a) y la cima por (b). Nótese la predominancia de superficies erosivas en ambos afloramientos, así como la presencia de clastos en (a) y la ausencia de ellos en (b). El sitio paleomagnético VC9 fue muestreado en el afloramiento (a).

Directamente al oeste de Plan de Agua Prieta se encuentra la Sierra de San Andrés. Sobre la pendiente nor-oriental de esta sierra compuesta por granitoides permo-triásicos descansa la litofacies Todos Santos. Por lo tanto, los lechos rojos son subyacidos por los granitoides.

La base de esta columna en la localidad de VC9, los afloramientos se componen exclusivamente por areniscas sub-arkósicas (<75% cuarzo, >20% feldespatos, <5% clastos) mal clasificadas, mal litificadas, con pigmentación café-rojiza, de arenas gruesas a finas, subangulosas a subredondeadas, cementadas por una matriz (<10%) intersertal de carbonatos (calcita), sílice (cuarzo) y óxidos (hematita). Las arenas

soportan gravas (~10% de roca total) subredondeadas a subangulosas, mal clasificadas, de texturas volcánicas (~40%) y meta-sedimentarias (~60%) de las cuales, dominan las cuarzitas. La actitud estructural de los lechos es 305°/15° al NE (Figura 45a).

Las gravas que presentan más redondeo son las cuarzitas. Cuando las gravas forman lentes soportados por clastos muestran fuerte imbricación, pero no así cuando se encuentran aisladas y soportadas por las arenas. La superficie de los afloramientos presenta una típica costra melanocrática de óxidos donde el intemperismo es más intenso.

En la parte basal de la columna (Figura 45a), antes de subir el escarpe, la estratificación es continua-plana-paralela, compuesta por intercalaciones de estratos tabulares con grosores de 10-20 cm, con estratos masivos de hasta 2 m. La estructura interna de los estratos delgados casi siempre es masiva, salvo cuando presenta lentes de grava imbricados, o cuando se observa gradación; en cambio, los estratos masivos tienen una tenue estratificación planar. Comúnmente, las discontinuidades (planos de estratificación) entre estratos individuales son superficies erosionales o amalgamadas, por lo tanto, los estratos separados por superficies amalgamadas se llaman estratos amalgamados. Se observan estructuras de erosión y relleno (*scour and fill*). La actitud estructural de los lechos es 300°/10° al NE.

En la parte superior de la columna (Figura 45b), al subir por el escarpe, la estratificación varía hacia la cima de continua-ondulosa-paralela a discontinua-ondulosa-oblicua; de la misma forma varía la geometría de los estratos, que van de tabulares a lenticulares curvados. La estructura interna de los estratos puede ser masiva; en algunos se nota gradación normal; otros presentan estratificación cruzada tabular, pero hacia la cima predomina la estratificación cruzada. Los grosores de los estratos varían de 5 cm a >1 m, pero en promedio son de ~30 cm. Lo que no varía, son la presencia de lentes, lechos (>1 cm) y laminaciones (<1 cm) de limos y arcillas arenosas, intercalados con los estratos de areniscas. Se observan estructuras de erosión y relleno. El contenido de las gravas decrece hacia la cima sugiriendo una secuencia "finning-upwards". No se tomaron mediciones para determinar dirección de paleo corriente. La actitud estructural de los lechos es 285°/05° al NE.

Hacia la cima de la columna se observan manchas grisáceas sobre los lechos rojos que provienen del intemperismo de estratos anhídricos de la sobreyacente Formación San Ricardo. Esta formación será descrita en su propio apartado; también se recuerda que fue el objeto de un estudio paleomagnético por Guerrero *et al.* (1990). Antes de la terminación del escarpe, se localiza la discordancia angular donde la Formación Sierra Madre descansa sobre la Formación San Ricardo. Para concluir, la presencia de gravas, así como la intercalación de estratos amalgamados con lentes de material fino y grueso, sugieren un sistema fluvial de alta energía de canales trenzados y amalgamados, asociados a una planicie de inundación.

Columna 3 (C3). Esta columna comienza con el contacto -ya antes descrito en el apartado referente a la litofacies El Diamante Grupo 1- entre las litofacies volcánica y Todos Santos, al pie de la pendiente sur-oriental de la Sierra La Silla (Figura 18).

Se recuerda que en el contacto, la actitud estructural de la litofacies Todos Santos es 15°/52° al SE, mientras que la litofacies El Diamante es 9°/61° al SE. Las actitudes son

muy cercanas, lo cual sugiere que la litofacies sedimentaria fue depositada brevemente después del emplazamiento de la litofacies volcánica. Este contacto se encuentra a una elevación de ~550 m.s.n.m.

La base de la columna es definida por la colada andesítica sobre la cual descansa una secuencia de estratos conglomeráticos de ~23 cm de grosor, separados a intervalos de ~1 m por intercalaciones de material fino mas fácilmente denudado, por lo tanto, la alta competencia mecánica y fuerte litificación de los conglomerados los preserva y les permite aflorar. Sin embargo, muy poca información se pudo recabar de estos depósitos, ya que están fuertemente intemperizados, la cobertura vegetal es una molestia, y sobre todo por que la actitud estructural de los lechos rojos es casi vertical. Se interpreta que esta actitud no es de origen deposicional y que es producto de deformación tectónica.

Los estratos que afloran son compuestos por conglomerados monomícticos de andesita. Los clastos tienen pigmentación rojiza-púrpura, son subredondeados, moderadamente clasificados, soportados por matriz, y compuestos por guijas y gujarros de texturas volcánicas. Los conglomerados se interpretan como pertenecientes a la parte proximal de un sistema aluvial. La estratificación aparenta ser continua-plana-paralela.

Expuesta por arroyos al este del contacto, sobre el piso del valle a elevaciones de ~530 m.s.n.m, aflora una secuencia de areniscas bien preservadas, que representan la parte superior de la columna (Figura 46). Los sitios paleomagnéticos VC 19, 21, 22, 26, 27, 28 son representativos de esta localidad.



Figura 46. Afloramiento del sitio paleomagnético VC19 basculado 41° al este. Nótese la estratificación continua-plana-paralela y la predominancia de superficies deposicionales, así como la aparente gradación inversa.

La estratificación presente en la secuencia es continua-plana-paralela; compuesta por intercalaciones de estratos y láminas tabulares con grosores de <1 cm a 35 cm. La estructura interna de los estratos muestra gradación normal, así como estatificación y laminación cruzada-planar de grosores en pequeña (<1 cm) y mediana (30cm) escala. Las superficies de estratificación entre lechos individuales son principalmente deposicionales (Figura 46), aunque en ocasiones se observan superficies amalgamadas. La composición de esta secuencia es dominada por areniscas en las que varían su contenido en limos y arcillas.

En la localidad de VC19, los estratos están compuestos por areniscas arkósicas (cuarzo >55%, feldespatos >40%, líticos <5%) café rojizo, subredondeadas, bien clasificadas, de grano fino, moderadamente a mal litificadas, soportadas por matriz de limos y arcillas, y cementadas por sílice, carbonatos y óxidos. Las areniscas están intercaladas con láminas y lechos delgados <10 cm de limolitas y limolitas arenosas. La actitud estructural de las capas es 353°/41° al este.

En VC21 y 22, la secuencia esta compuesta por areniscas lito-arkósicas (clastos >45%, feldespatos >35%, cuarzo <20%), muy bien litificadas, de color rojiza-púrpura, subredondeadas, mal clasificadas, de gruesas a finas con guijas angulares, cementadas por una matriz intersertal de sílice, carbonatos y óxidos (Figura 47). La actitud estructural de los estratos en esta localidad es 19°/40° al este. Esta localidad se diferencia de las demás en que no se observan intercalaciones de limolitas. Así mismo, en esta localidad fue tomada la muestra 08CHI-02 para análisis de proveniencias en zircones detríticos.

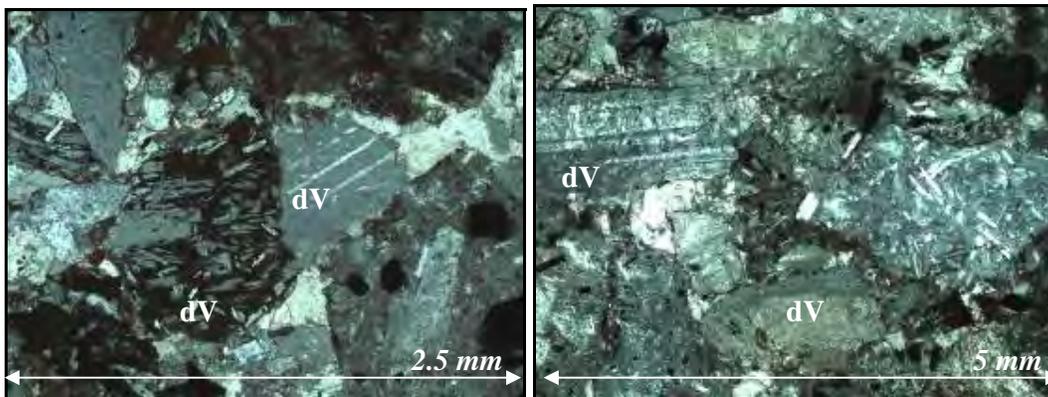


Figura 47. Fotomicrográficas tomados bajo polarizadores cruzados representativos de VC21, los cuales ilustran el carácter lito-arkósico de dicho sitio compuesto principalmente por detritos volcaniclásticos (dV).

En la localidad de VC26, 27 y 28, los estratos se conforman por areniscas arkósicas (cuarzo >55%, feldespatos >40%, líticos <5%) bien litificadas, rojizo-púrpura a café rojizo, subredondeadas, de grano fino bien clasificado en VC28, de grano medio moderadamente clasificado en VC26 y 27, cementadas por una matriz intersertal de sílice, carbonatos y óxidos. En VC26 y 27 se observan intercalaciones de limolitas arenosas, pero no así en VC28. La actitud estructural de la secuencia en esta localidad es 356°-008°/35° al este.

La ausencia de gravas, la repetida intercalación de láminas y estratos de limolitas con las areniscas, la escasez de superficies erosivas, así como la predominancia de

superficies deposicionales sugieren un sistema fluvial de baja energía. Sin embargo, no obstante que estos estratos indiquen deposición fluvial, se interpreta que fueron depositados por arroyos pertenecientes a un sistema aluvial, y que por lo tanto sean representativos de la parte distal del abanico aluvial interpretado en los estratos conglomeráticos descritos en la base de esta columna, cuyos echados casi-verticales se explican por la presencia de la falla La Tinajita al pie de la Sierra La Silla (Figura 9). Esta interpretación es sustentada por la somerización de los echados en los estratos conforme estos se alejan de la Sierra de La Silla, lo cual es observado en sistemas aluviales modernos (Boggs, 2001), si asumimos que los conglomerados fueron depositados originalmente con echados moderados (25-45°) en la parte proximal y las areniscas con echados someros (0-25°) en las partes distales del sistema aluvial.

Columna 4 (C4). En esta localidad al sur de la Sierra La Silla, se muestrearon los sitios VC5, 6, 7 y 8, los cuales son representativos de la secuencia que sobreyace dacitas del Grupo 2 de la litofacies El Diamante. Cabe recordar que esta localidad es proximal a las fallas Aurora y Tinajita (Figura 9).

Como se había mencionado previamente, aproximadamente 300m al oriente de VC29, río arriba sobre el mismo arroyo, se observa el cambio de aspecto de las andesitas, que pasan de ser coladas a autobrechas, hasta ser sobreyacidas por un paquete conglomerático que marca el contacto (Figura 48) donde el Grupo 2 es sobreyacido por un paquete de la litofacies Todos Santos. La actitud estructural del contacto es 40°/73° al SE.

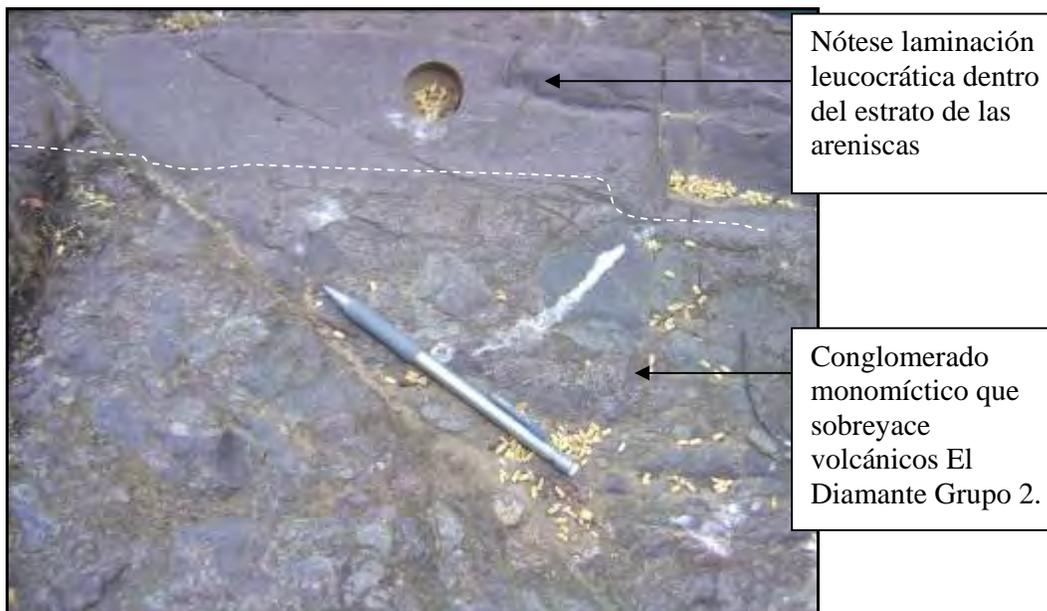


Figura 48. Detalle del contacto deposicional entre el conglomerado y las areniscas de la litofacies Todos Santos donde fue muestreado el sitio paleomagnético VC8.

La parte basal de la columna es compuesta por un conglomerado monomítico de dacita. El conglomerado es masivo, rojizo-púrpura, muy mal clasificado, compuesto principalmente por guijarros de hasta 8 cm y en menor cantidad por guijas de 1 cm, subangulares a subredondeados, parcialmente imbricados, de texturas volcánicas (95%) y sedimentarias (5%), soportados por una matriz de gránulos y arenas gruesas, que a su vez son cementadas por una pasta intersertal de sílice, carbonatos y óxidos (Figura 48).

Sobreyaciendo el conglomerado se observa un paquete de areniscas sub-arkósicas (cuarzo >60%, feldespatos <20%, líticos <20%) rojizo-púrpura, bien a moderadamente clasificadas, subangulosas a subredondeadas, de grano medio a grano grueso, moderadamente litificadas. Estas areniscas tienen estratificación continua-plana-paralela. La estructura interna en los estratos enseña laminación planar (Figura 48), así como laminación cruzada-tabular. Se observan estratos amalgamados, así como estructuras de erosión y relleno. Estas areniscas son representativas de VC8 y VC7, y su actitud estructural es básicamente la misma que en el contacto.

Bajo análisis megascópico, se observan laminaciones compuestas por arenas finas leucocráticas compuestas de cuarzos, plagioclasas y líticos. La disposición preferencial del eje largo de las arenas es paralela a la laminación. Esta es una característica diagnóstica de las muestras de la Columna 4.

En la parte superior de la columna, ~10 m río arriba, fueron muestreados VC6 y VC5, los cuales representan areniscas líticas (cuarzo >40%, líticos >40%, feldespatos <20%) intercaladas con arenisca sub-arkósicas (cuarzo >60%, feldespatos <20%, líticos <20%), respectivamente. Estos depósitos presentan la misma estratificación que los depósitos arriba descritos, con la única diferencia que en VC6 se observan guijarros soportados por la matriz arenosa, así como lentes de guijarros imbricados sin matriz. La actitud estructural de estos estratos es 025°/35° al SE. La reducción tan drástica de los echados entre VC8-7 y VC6-5 implica un contacto angular entre estos dos grupos de estratos.

Se propone que posterior a la deposición de VC8-7, un evento deformacional basculó dichos depósitos, y a juzgar por la apariencia casi idéntica de los depósitos arriba y abajo del contacto angular, se asume que la deposición de VC6-5 tomó lugar durante o inmediatamente después de la deformación. Dicha interpretación es soportada por la presencia de la falla La Aurora en esta localidad. En campo no se encontró otra evidencia de esta falla, más que el cambio drástico en los echados de los estratos, pero en la foto-interpretación e imágenes de elevación digital, si se aprecia un lineamiento NW-SE que atraviesa esta localidad y el cual está orientado relativamente paralelo a las grandes fallas regionales (Figura 9).

Columna 5 (C5). Al pie sur-oriental de la Sierra Trementina, lechos rojos representados por los sitios VC15, 16, 30 y 31 sobreyacen un afloramiento (VC12) de la litofacies El Diamante, el cual representa la base de esta columna. Como se recordará, dicha sierra es delimitada al este por la falla La Tigrilla (Figura 9).

Como ya quedó asentado, esta localidad forma parte del bloque levantado del *horst* occidental. La elevación del afloramiento donde se observó una secuencia de lechos rojos es de ~590 m.s.n.m., ~5 km al este de la Columna 5, la cual tiene una elevación de ~570 m.s.n.m. Esta secuencia es compuesta por lutitas y limolitas café rojizas y se encuentra expuesta por el Río La Puerta entre las Sierra Trementina y La Vaca. La estratificación es continua-plana-paralela; los estratos tienen grosores de entre 3-14 cm, son tabulares y se intercalan con lechos de limolitas arenosas. La estructura interna de los estratos enseña laminaciones dominadas por arcillas, gradación normal y poco contenido orgánico que preferencialmente se concentra junto con hojuelas de mica a lo largo de planos de estratificación; no se observan laminación cruzada, ni ondulitas, ni grietas de desecación, como tampoco fisilidad. La litificación de las lutitas y limolitas es

moderada, presentan alto grado de intemperismo por exfoliación, así como juntas y fracturas penetrativas que forman arreglos de bloques poligonales (Figura 49).

Basándonos en el estilo de la estratificación, así como la abundancia de arcillas (que sugieren sedimentación por suspensión), se interpreta que esta secuencia es representativa de un sistema lacustre de baja energía. La actitud estructural de las lutitas y limolitas es $210^{\circ}/15^{\circ}$ al oeste.



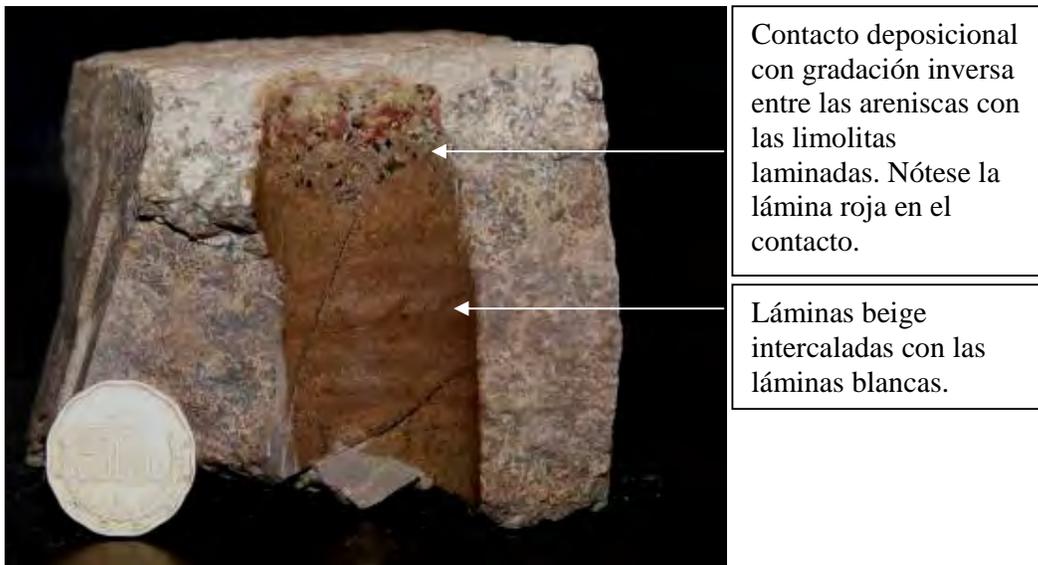
Figura 49. Afloramiento de lechos rojos lacustres expuestos en el piso del valle entre las Sierras Trementina y La Vaca.

Teniendo en mente que todos los echados de las actitudes estructurales en el área de estudio hasta ahora presentados buzan hacia el este, lo sobresaliente de esta secuencia son los echados al oeste. Por lo tanto, si consideramos que los echados de los estratos que sobreyacen VC12 buzán $\sim 55^{\circ}$ al este y que los estratos lacustres buzán $\sim 15^{\circ}$ al oeste, tentativamente y a reserva de posteriores estudios estructurales, se infiere la presencia de una dupla anticlinal-sinclinal parcialmente enterrada en el valle entre las Sierras Trementina y La Vaca (Figura 9). Otra consideración indica que el hecho que los depósitos lacustres tengan echados someros y estén topográficamente debajo de los depósitos que sobreyacen a VC12 (que tienen echados altos) refuerza el argumento del levantamiento de VC12 junto con la Sierra Trementina y sugiere que los lechos rojos ahí encontrados fueron depositados antes o durante el levantamiento. Esta sugerencia surge a raíz de la similitud en las características sedimentarias entre ambos depósitos, lo que implicaría que previo al levantamiento, ambos depósitos compartieron echados y un nivel topográfico similar.

Columna 5 comienza con la descripción de VC12, seguida de la actitud estructural del contacto entre la colada volcánica y los lechos rojos, la cual es $350^{\circ}/55^{\circ}$ al este. Sobre la colada descansan dos distintivos paquetes descritos a continuación.

El primer paquete, de color beige-rojizo, es conformado por limolitas arenosas muy bien litificadas y por areniscas mal litificadas. El paquete presenta estratificación continua-ondulante-oblicua, compuesta por intercalaciones tabulares (2 a 7 cm de grosor) que se

traslapan lateralmente con estratos lenticulares (>11 cm de grosor). Los estratos lenticulares son masivos, de color gris-verdoso, compuestos por una matriz silicificada muy fina que soporta escasos gránulos rojos y guijas opacas-verduscas; estos lentes presentan fractura concoidal, lo que sugiere alto contenido en sílice, pero al mismo tiempo efervecen con ácido clorhídrico indicando la presencia de carbonatos en la matriz o como cementante. La estructura interna de los estratos tabulares exhibe laminación planar, así como gradación inversa. Las laminaciones en las limolitas varían en grosor desde <1 cm hasta <1 mm y tienen colores beige, blanco y rojo. Las láminas blancas son compuestas por arenas finas, bien clasificadas, blancas (80%) y opacas-verduscas (20%), subredondeadas a subangulosas, y soportadas por la matriz limolítica; las láminas rojas se observan siempre en la transición de limolitas a areniscas donde su pigmentación aparenta ser el resultado de un cambio composicional en la matriz; las laminas beige en cambio, básicamente representan la matriz y se definen debido al contraste producido por las láminas blancas (Figura 50). La gradación inversa es ejemplificada por la terminación de las limolitas con las intercalaciones de areniscas. Estas son areniscas soportadas por una extensa matriz leucocrática-verdosa que contiene gránulos angulosos, bien a moderadamente clasificados, de colores blanco, verde, rojo y opaco-verdusco. Los estratos están silicificados, pero efervecen indicando la presencia de carbonatos. Los gránulos son mecánicamente resistentes, pero no así la matriz; de hecho la pésima litificación va de mano con la alta alteración exhibida por la matriz (Figura 50). Generalmente, los estratos de limolita no exceden 7 cm, mientras que los estratos de arenisca son menores que 2 cm. La actitud estructural de los estratos es similar a la del contacto, sin embargo, la disposición de la estratificación hace variar los rumbos de 340°-007° y los echados de 61°-50° al este.



Contacto deposicional con gradación inversa entre las areniscas con las limolitas laminadas. Nótese la lámina roja en el contacto.

Láminas beige intercaladas con las láminas blancas.

Figura 50. Muestra paleomagnética propia del afloramiento de VC15. El lustro presentado por la muestra es debido al efecto de agua para esclarecer sus características.

Aparte del color, la característica diagnóstica de este paquete es el contacto deposicional inversamente gradado entre las limolitas y las areniscas. De la base a la cima en estratos individuales, primero se observan las intercalaciones laminares de las limolitas. Antes de llegar a la cima del estrato se observan escasos gránulos angulosos soportados caóticamente por la matriz limolítica, los cuales van aumentando en cantidad conforme se acercan a la cima, hasta que por último la matriz limolítica cesa de soportar los

gránulos, se desvanece y comienza la intercalación de arenisca. Esto sugiere gradación continua-inversa, y por lo tanto un contacto deposicional (Figura 51).

El segundo paquete presenta estratificación continua-plana-paralela; es de color rojo y esta conformado por intercalaciones tabulares de limolitas arenosas (5 a 9 cm de grosor) muy bien litificadas, con areniscas (1 a 2 cm de grosor) mal litificadas (Figura 51). No se observan estratos lenticulares, pero si se observan erráticas guijas y gránulos clásticos dentro de la matriz. En muestras de mano se observan enjambres de túneles fósiles rellenos con arenas gruesas leucocráticas. La estructura interna de los estratos exhibe laminación planar, laminación cruzada, estructuras caóticas, y gradación inversa, pero también puede ser masiva (Figura 51).



Figura 51. Afloramiento representativo de los sitios VC16, 30 y 31.

En contraste a las anteriores limolitas, la arena de estas limolitas es mal clasificada, de grano fino a grueso, subangulosa (Figura 52b), y es predominantemente blanca. Por lo tanto, las laminaciones son blancas y conformadas por muy tenues acumulaciones de arenas finas que son mucho más delgadas (grosos de <1 mm a 3 mm) que en el anterior paquete. La laminación cruzada es tabular, tiene láminas rojas y blancas de hasta 7 mm. Las láminas blancas son compuestas por copiosas acumulaciones de arenas blancas, mientras que las láminas rojas representan la matriz, pero se diferencian por la ausencia casi total de las arenas blancas. Los bordes de las estructuras caóticas contrastan claramente con la limolita roja y son conformadas por cuerpos de arenas muy

mal clasificadas, soportadas por una matriz roja-beige. La terminación de las limolitas con las intercalaciones de areniscas ilustra la gradación inversa, observándose contactos erosionales y deposicionales (Figura 51). Los contactos erosionales se ilustran por la abrupta terminación de las limolitas al ser truncadas por las areniscas, o al intercalarse con las areniscas formando micro estructuras de erosión y relleno (Figura 52a). Los contactos deposicionales son representados por la presencia de clastos soportados por la limolita debajo de la interfase con las areniscas. Los estratos masivos son los que más clastos presentan; estos son angulares a redondeados, con guijas y gránulos mal clasificadas, soportadas por la matriz limolítica mostrando un arreglo caótico.

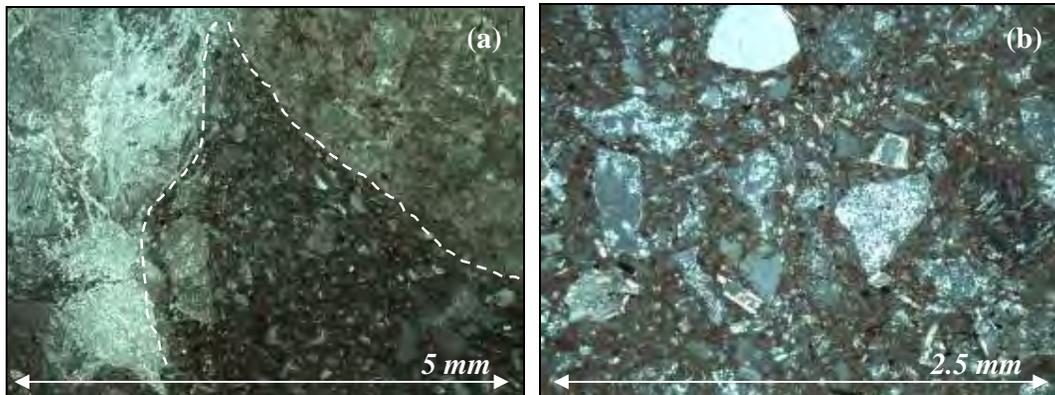


Figura 52. Fotomicrografías representativas de VC16 tomados bajo polarizadores cruzados. Lámina (a) exhibe el contacto erosivo entre las limolitas y las areniscas ejemplificado por la micro estructura de erosión y relleno en forma de cuña entre los gránulos. La lámina (b) ilustra la inmadurez del depósito basado en la mala clasificación y angulosidad de las arenas. Nótese en ambas láminas la gradación inversa, así como la coloración rojiza de la matriz.

La actitud estructural de este paquete no varía como la anterior debido a la disposición de su estratificación, siendo $000^{\circ}/40^{\circ}$ al este. Ambos paquetes, así como el flujo sobre el cual reposan se observan intrusionados por un dique de textura basáltica, fuertemente intemperizado y alterado, de ~40 cm de grosor y 3 m de longitud, el cual presenta desplazamiento de cinemática sinistral.

El ambiente deposicional de estos dos paquetes es incierto. Debido a la naturaleza limolítica de las rocas se intuye un sistema deposicional lacustre de baja energía, el cual recibió influjos cíclicos de arenas gruesas durante eventos cortos de alta energía, lo cual es soportado por la presencia de un alto topográfico (Sierra Trementina) proximal a la fuente. Para explicar la gradación inversa con las areniscas, los eventos de alta energía que afectaron el sistema lacustre pueden ser relacionados a flujos de escombros o un sistema fluvial efímero que emplazase estos depósitos, pero también es posible que sean producto de flujos piroclásticos o cubiertas de ceniza volcánica. De la misma manera, la textura limolítica con clastos mal clasificados, la laminación cruzada, y la gradación inversa pueden ser explicadas como productos de flujos piroclásticos, mientras que las areniscas pueden representar depósitos de caída. Se concluye que Columna 5 está constituida en su base por un flujo volcánico, a su vez sobreyacido por intercalaciones que pueden ser de origen lacustre, piroclástico, de caída o una combinación de las tres.

Basándonos en la petrografía, pero principalmente en observaciones y relaciones de campo, se interpreta que: a) los depósitos epiclásticos de la litofacies Todos Santos en el

área de campo representan ambientes deposicionales lacustres, fluviales y aluviales; b) son textural- y composicionalmente inmaduros; c) son dominados por detritos volcánico-clásticos, y en menor cantidad por detritos de proveniencia granítica y metamórfica; d) localmente, estos depósitos sobreyacen a los intrusivos permo-triásicos, así como a los Grupos 1 y 2 de la litofacies El Diamante, pero subyacen al Grupo 3 de la misma litofacies; e) probablemente los lechos rojos están plegados formando una dupla anticlinal/sinclinal enterrada entre las Sierras Trementina y La Vaca. De ser comprobada esta última interpretación, dicho evento deformacional se adjudicaría a la evolución del CPN durante el Mioceno, por lo tanto el plegamiento sería post-deposicional.

Litofacies Jericó

- **Observaciones/relaciones de campo**

Se les nombra así debido a su cercanía con el poblado de Jericó, en la localidad donde Blair (1987) reportó intercalaciones mega-secuenciales. Los depósitos de la litofacies Jericó son constituidos enteramente por areniscas caracterizadas por su coloración amarillo-rosado y su marcada proveniencia de fuentes graníticas-leucocráticas, la cual los contrasta y diferencia de los depósitos de fuentes volcánico-melanocráticas que componen la litofacies Todos Santos.

Como se verá a continuación, estas litofacies sobreyacen discordantemente a los intrusivos permo-triásicos, así como a la litofacies volcánica El Diamante, pero concordantemente sobreyacen y se intercalan con la litofacies Todos Santos.

Al igual que la litofacies Todos Santos, en todos los afloramientos de la litofacies Jericó se observa la proximidad y ocasionalmente, contacto discordante con su fuente detrítica principal, que son los granitoides permo-triásicos. Esto ratifica el argumento con respecto a la constitución de las distintas litofacies por fuentes detríticas fuertemente localizadas (Clemons y Burkart, 1971).

Esta litofacies está constituida por areniscas arkósicas (cuarzo >50%, feldespatos >45%, líticos <5%) de color amarillo-rosado, mal litificadas, moderadamente bien clasificadas, de grano grueso a mediano, subredondeadas a subangulares, cementadas por una pasta (<5%) intersertal de sílice; que soportan gravas (~5% de roca total) mal clasificadas, angulosas a subredondeadas, de texturas graníticas (>95%), así como megafenocristales (<5%) de hasta 12 cm de longitud. Aparte de cambios localizados en cuanto al redondeo, clasificación y composición mineralógica, esta descripción es representativa y define a las areniscas de la litofacies Jericó en el área de estudio.

Las areniscas no fueron muestreadas para el análisis paleomagnético, ya que la ausencia de minerales opacos ferromagnéticos -los cuales son los portadores de la magnetización y por lo tanto, del registro paleomagnético- en su mineralogía la hace una pobre candidata para dichos análisis. Sin embargo, debido a su importante asociación deposicional y estratigráfica con la litofacies Todos Santos se le incluye en esta descripción.

Entonces, como la litofacies Jericó complementa las columnas estratigráficas ya definidas y para mantener congruencia con las descripciones de la litofacies Todos

Santos, se continúa enmarcando el conjunto de observaciones, descripciones e interpretaciones como columnas esquemáticas (Figura 42).

Columna 1 (C1). Aquí se concluyen las descripciones para esta columna iniciada en el apartado referente a la litofacies Todos Santos. Como ya se asentó, en la localidad del poblado de Jericó las litofacies Jericó y Todos Santos están intercaladas como mega-secuencias, siendo ambas subyacidas por los granitoides permo-triásicos.

Las siguientes descripciones se encuentran en una localidad topográficamente abajo (~580 m.s.n.m.) del paquete conglomerático anteriormente descrito (Figura 43), antes de ascender por el escarpe cortado por la carretera estatal 28 hacia el poblado de Jericó.

La base de esta columna comienza con el contacto entre los granitoides y la litofacies Jericó (Figura 52). Los granitoides leucocráticos tienen texturas faneríticas de grano grueso, compuestas por fenocristales de feldespatos potásicos (50%), cuarzos (30%) y ferromagnesianos (20%). Inmediatamente sobreyaciendo a los granitoides se observa un estrato masivo, de ~10 m de grosor, compuesto por areniscas muy bien clasificadas, de grano muy grueso y subanguloso. Es común que areniscas arkósicas se generen *in situ* con la desintegración de granitoides para producir un sedimento granular llamado *grus*, el cual tiene características similares a las areniscas arriba descritas (Boggs, 2001). Por lo tanto, es posible que este estrato masivo sea representativo de dicho depósito, ya que sobreyaciendolo, las areniscas son texturalmente diferentes y forman estructuras sedimentarias, sugiriendo la activación de sistemas deposicionales (Figura 53). En esta localidad fue tomada la muestra 08CHI-01 para análisis de proveniencias en zircones detríticos.



Figura 53. Base de Columna 1 viendo hacia el norte. Línea roja denota el contacto entre los intrusivos permo-triásicos (IPT) y el *grus* referido en el texto. Como fue observado en campo, la línea blanca denota el comienzo de estratos con estructuras sedimentarias.

La estratificación característica de esta secuencia es continua-ondulosa-oblicua, compuesta por estratos lenticulares curvados con grosores de <1 m a 4 m, que típicamente presentan en su estructura interna estratificación cruzada-trough con grosores de mediana (>10 cm) y gran escala (>1 m). Subordinadas a la estratificación característica, se observan intercalaciones con estratificación continua-plana-paralela, constituidas por estratos tabulares de hasta 2 m, que distintivamente tienen estratificación cruzada-tabular en mediana y gran escala. Las superficies de estratificación son principalmente erosivas, por lo tanto los estratos están amalgamados. Se observan muchas estructuras de erosión y relleno. Las gravas se observan soportadas y aisladas por las areniscas, pero en ocasiones forman lentes imbricados (Figura 54a). Las mediciones para determinar dirección de paleo corriente hechas en la estratificación cruzada aparentemente indican flujo al NE (Figura 54b). La actitud estructural de los estratos es 320°/48° al NE.



Figura 54. El lente de clastos graníticos imbricados en la lámina (a) ejemplifica la proveniencia fuertemente localizada de la litofacies Jericó. La estratificación cruzada de gran escala se ilustra en la lámina (b).

La apariencia intemperizada de los afloramientos presenta una típica costra opaca de óxidos que disparejamente cubre la superficie de la roca, además adquiere una pigmentación blanca-amarillenta (Figura 54). Solamente en espécimen fresco se puede apreciar su color amarillo-rosado.

Esta secuencia aflora en la base del escarpe y conforme se asciende el escarpe se aprecia la naturaleza mega-secuencial en las intercalaciones de las litofacies Jericó y Todos Santos. Blair (1987) reporta estratos de lutitas con lentes de caliza sobreyaciendo las areniscas basales arriba descritas; las lutitas a su vez son sobreyacidas por areniscas, y estas por la secuencia conglomerática de Columna 1 (Figura 43). La presencia de algas charophyticas continentales en los lentes de caliza sugiere que las lutitas fueron depositadas en un sistema lacustre (Blair, 1987).

El contacto entre las areniscas que sobreyacen a las lutitas y los conglomerados se encuentra topográficamente ~100 m arriba hacia el noroeste de la base de Columna 1. En esta localidad las areniscas de la litofacies Jericó que directamente subyacen los conglomerados de la litofacies Todos Santos presentan una actitud estructural de 320°/35° al NE, mientras que los conglomerados de 330°/10-30° al NE (Figura 43). El paquete conglomerático es sobreyacido por otra intercalación de areniscas de la litofacies Jericó, la cual a su vez es sobreyacida en discordancia angular por la Formación Sierra Madre (Blair, 1987).

Cabe mencionar que en el mapa geológico de Chiapas (SGM, 2006) no se mapea esta discordancia, sino que se traza a la Formación San Ricardo entre las Formaciones Todos Santos y Sierra Madre. En campo solamente se observaron calizas, y no se observó una secuencia de rocas adjudicadas a la Formación San Ricardo como la que se apreció sobreyaciendo a la litofacies Todos Santos en la cima del escarpe de Columna 2.

Esta columna comienza con una secuencia representativa de un sistema fluvial de alta energía que fue remplazado por un sistema lacustre de baja energía, sobre el cual se instaló nuevamente el sistema fluvial, para luego ser abandonado por un sistema aluvial de alta energía, que a su vez fue remplazado por el sistema fluvial dándose así las intercalaciones mega-secuenciales observadas. Los depósitos epiclásticos son truncados por una discordancia angular (Blair, 1987) coronada por calizas de plataforma somera de la Formación Sierra Madre.

Columna 2 (C2). Este paquete de la litofacies Jericó se localiza al pie del mismo escarpe que forma el lineamiento regional NW-SE, ~1km al noreste del poblado de Plan de Agua Prieta y ~4km al sureste de la parte superior de Columna 2 de la litofacies Todos Santos. En esta localidad no se hicieron descripciones detalladas, pero al sur de la carretera se observó a la litofacies Todos Santos subyacer a las litofacies Jericó (Figura 55). La apariencia textural y composicional de la litofacies Todos Santos es muy similar a las descripciones hechas en la base de Columna 2 (Figura 45a) sin embargo, al norte del corte carretero, del pie a la mitad del escarpe NW-SE, solamente afloran estratos de la litofacies Jericó, los cuales son eventualmente sobreyacidos por depósitos anhidríticos de la Formación San Ricardo y coronados finalmente por estratos carbonatados de la Formación Sierra Madre. Todos los estratos que conforman el escarpe parecen tener echados casi horizontales. En esta localidad se tomó la muestra 08CHI-05 para análisis de proveniencia en zircones.

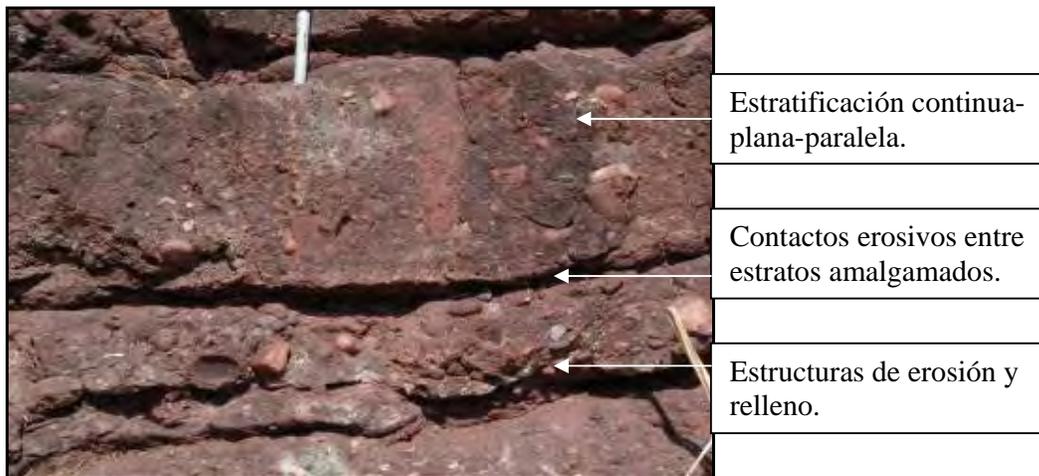


Figura 55. Afloramiento de la litofacies Todos Santos al pie del lineamiento regional NW-SE. Nótese la predominancia de clastos leucocráticos de proveniencia metamórfica.

Los lechos rojos dominan el escarpe ~4km al noroeste, pero su ausencia en esta localidad puede ser explicada por truncamiento producido por las fallas regionales que siguen el mismo tren NW-SE que el escarpe. Sin embargo, no se observa evidencia de truncamiento o sobreposición por fallas y además, la actitud casi horizontal de las litofacies Todos Santos y Jericó, así como de las Formaciones San Ricardo y Sierra

Madre sugieren deposición continua. Por lo tanto, la ausencia de lechos rojos sobre el escarpe se interpreta como una traslape lateral (*lateral pinch-out*) en el sistema deposicional de los lechos rojos, donde estos se acuñan por debajo y son sobreyacidos por la litofacies Jericó en esta localidad (Figura 17).

Columna 6 (C6). Este grupo de areniscas se encuentran a una elevación de ~620 m.s.n.m., al pie de la pendiente sur-occidental de la Sierra de San Andrés, sobre la cual afloran como una delgado cinturón paralelo a su eje longitudinal (Figuras 17 y 19). Inmediatamente al sur-oeste de esta localidad (~500 m), a elevaciones de ~560 m.s.n.m., comienza el valle entre las Sierras San Andrés y La Silla, el cual es constituido por lechos rojos de la litofacies Todos Santos. Como referencia, el afloramiento ya descrito del Grupo 3 de la litofacies El Diamante donde se observó deformación frágil (VC10) se encuentra a una elevación de ~580 m.s.n.m., unos 350 m al sur-oeste de esta localidad. No se confirma si los volcánicos intrusieron a la litofacies Jericó, pero si a la litofacies Todos Santos y posiblemente a los granitoides. Por lo tanto, las areniscas sobreyacen a los lechos rojos que están intercalados con los volcánicos del Grupo 3.

La base de la columna es definida por granitoides rosados, de textura fanerítica con fenocristales de grano grueso de feldspatos (65%) y cuarzo (35%). La roca se observa deformada frágilmente por numerosos arreglos de fracturas e indicadores cinemáticos, como diques y venas mostrando desplazamiento dextral. Sobreyaciendo los granitoides de forma lateral se encuentra un paquete de areniscas arkósicas, de grano grueso subredondeado, y moderadamente clasificadas, que componen estratos masivos, muy intemperizados y erosionados, sin estratificación ni estructuras sedimentarias. La actitud estructural de los estratos es $330^{\circ}/15^{\circ}$ al NE. Se aclara que debido a la pobre disposición de este afloramiento se tomaron muy pocas mediciones estructurales, las cuales pueden ser ambiguas.

De hecho, este afloramiento fue la única localidad descrita con algún detalle, ya que los afloramientos de interés eran inaccesibles y el tiempo de reconocimiento fue corto, habiendo sido los demás afloramientos al pie de esta sierra, reconocidos desde la carretera. Aun así, se apreció su naturaleza masiva y un espesor variable de 2 m hasta ~10 m, afloran in-interrumpidamente. Además se observó como también los cuerpos volcánicos del Grupo 3 de la litofacies El Diamante, afloran y forman un lineamiento paralelo al eje longitudinal de la Sierra San Andrés (Figura 17).

Para concluir, además de las localidades arriba descritas, el otro afloramiento importante en el área de estudio de la litofacies Jericó está representado por la Sierra La Vaca (Figuras 29 y 56). Esta imponente mega-secuencia compuesta por areniscas arkósicas leucocráticas que sobreyacen lechos rojos de la litofacies Todos Santos, se levanta del piso del valle a 600 m.s.n.m. hasta una elevación máxima de ~1500 m.s.n.m. formando una franja de ~15 km, con una longitud >30 km orientada NW-SE.

Entonces, localmente las areniscas sobreyacen a los intrusivos permo-triásicos, así como a las litofacies El Diamante y Todos Santos, intercalándose con la parte superior de esta última. Basándonos en las relaciones de campo, así como la potencia y extensión de sus afloramientos se interpreta que las areniscas de la litofacies Jericó (que son textural- y composicionalmente inmaduras, y compuestas casi exclusivamente por detritos de proveniencia granítica) representan un antiguo sistema fluvial con un paleo-

canal de varios kilómetros de anchura, el cual fue instaurado posteriormente al emplazamiento del Grupo 3 de la litofacies El Diamante, por lo tanto, la litofacies volcánica y la litofacies Jericó no se intercalan. Finalmente, como puede observarse en el mapa geológico del Estado de Chiapas (SGM, 2006), la litofacies Jericó forma una dupla anticlinal/sinclinal expuesta en la Sierra La Vaca, la cual aquí se infiere se conecta con la dupla anticlinal/sinclinal parcialmente enterrada en el piso del valle compuesto por la litofacies Todos Santos (ver Figuras 9 y 17).



Figura 56. Panorámica de la Sierra La Vaca viendo hacia el sur. Nótese el basculamiento hacia el NE de los estratos de la litofacies Jericó que definen el flanco del sinclinal en dicha sierra.

- ***Provenencia de zircones detríticos***

Justificación

El propósito de realizar análisis U-Pb de proveniencia temporal en zircones detríticos de las litofacies Todos Santos y Jericó es para complementar la geocronología de la Formación Todos Santos, así como para determinar las edades máximas y mínimas de deposición de dicha formación.

Procedimientos analíticos

El separado de zircones fue realizado en el Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, utilizando las siguientes técnicas convencionales: 1) fragmentación de ~2kg de la muestra en una trituradora de quijada, 2) tamizado de la muestra triturada, 3) lavado con agua destilada de la fracción tamizada <0.18mm, 4) separado de minerales magnéticos, diamagnéticos y paramagnéticos con un separador Frantz, y 5) decantación de zircones por medio de un embudo de separación mineral utilizando yoduro de metileno de densidad ~3.33 gr/cm³. Los zircones son entonces montados en una probeta con resina epóxica que fue desbastada hasta exponer una superficie cercana a la mitad ecuatorial de los zircones. (Izaguirre-Pompa, 2009).

Posteriormente, la datación con la sistemática U-Th-Pb en zircones se llevó a cabo en el Arizona LaserChron Center de la Universidad de Arizona, EU, con un aparato LA-MC-ICPMS (*Laser-Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) ligado a un sistema Excimer de ablación laser de 193nm, el cual excava un diámetro de ~35 o 25µm con una profundidad de ~15µm en el zircón analizado. El material ablacionado es recolectado y transferido por helio hacia la fuente del MC-ICPMS donde los isótopos de U, Th y Pb son medidos simultáneamente en 9 colectores Faraday y cuatro contadores de iones (Gehrels *et al.*, 2006).

Ocho colectores Faraday usan una resistencia de 10e11 ohms que permiten la medición estática de ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb y ^{206}Pb , mientras que el colector Faraday utilizado para medir ^{207}Pb es equipado con una resistencia de 10e12 ohms. Así mismo, los contadores de iones miden ^{204}Pb . Para corregir el fraccionamiento de las relaciones Pb/U y Th/U que ocurre durante la excavación del zircón, fragmentos de un gran zircón de Sri Lanka ($564 \pm 4 \text{ Ma } 2\sigma$) son analizadas una vez cada 3 o 5 zircones desconocidos. Los desconocidos son corregidos con los 6 estándares más cercanos (ECSTALL 91 Ma, OU49127 137 Ma, TEMORA 417 Ma, R33 419 Ma, PEIXE 564 Ma, 91500 1065 Ma, DULUTH 1099 Ma, ORACLE 1434 Ma) (Gehrels *et al.*, 2006).

Para un estudio de proveniencia generalmente se analizan 100 zircones aleatoriamente seleccionados de cada muestra para poder identificar cada uno de los grupos principales. Los datos son filtrados de acuerdo a la precisión y discordancia, y después son graficados en diagramas de concordia Pb/U, así como en histogramas de probabilidad de edad relativa. Cada curva de edad de probabilidad es construida al (1) calcular una distribución normal para cada análisis basada en la edad reportada y precisión, (2) la sumatoria de la probabilidad de distribución de todos los análisis aceptables en una sola curva, y (3) si se normaliza, dividir el área bajo la curva por el número de análisis realizados (Gehrels *et al.*, 2006).

Resultados y Discusión

Como ya quedó asentado en la geocronología, los fechamientos U-Pb de zircones detríticos de las litofacies Todos Santos y Jericó complementaron la edad U-Pb calculada para la litofacies El Diamante (Figura 39) interpretándose así la edad jurásica inferior-media para la Formación Todos Santos.

Otra aplicación que se les da a los zircones detríticos es la de proveniencia temporal de fuentes sedimentarias. Ya que los zircones solamente se forman por procesos ígneos o metamórficos (Hanchar y Hoskin, 2003), permiten sugerir antiguos eventos magmáticos y orogénicos, y debido a que son bastante móviles por su resistencia al reciclaje sedimentario, permiten inferir relaciones espacio-temporales entre antiguas masas continentales, como lo es el caso del miembro Superior Santa Rosa el cual contiene zircones que abarcan del Arqueano hasta el Silúrico, pero que son dominados por zircones con edades entre 700-500Ma, interpretados como zircones generados por el evento orogénico Pan-Africano-Braziliano, el cual marca la colisión y ensamblaje de Gondwana a partir del Pre-Cámbrico. Esto implica afinidad del incipiente BM con Gondwana, al menos a partir del Silúrico, lo cual es avalado por las relaciones espacio-temporales entre masas continentales previas al ensamblaje de Pangea en el Pérmico (Weber *et al.*, 2006).

La presente discusión acerca de los zircones detríticos no ahondara en las relaciones espacio-temporales del BM con respecto a otras masas continentales previas al Pérmico, ya que no es el propósito de esta investigación. Más bien, se enfocará en brindar argumentos acerca de la denudación y exhumación de la porción meridional del BM y así, complementar las observaciones de campo, las cuales están atadas a la variación petrológica en las distintas litofacies que conforman la Todos Santos e indican proveniencia detrítica localizada (Clemons y Burkart, 1969).

Como ya fue mencionado, se observó un cambio notable en la composición petrológica de la litofacies Todos Santos conforme esta se acercaba estratigráficamente a la intercalación con la litofacies Jericó. Dicho cambio era evidenciado por la presencia de un alto contenido en arenas cuarzosas, así como por clastos de origen meta-sedimentario en los afloramientos de la litofacies Todos Santos (Columnas 1 y 2) encontrados conspicuamente al pie del lineamiento regional NW-SE (Figura 9).

Entonces, en una secuencia de eventos, los volcánicos El Diamante (Grupos 1 y 2) se emplazarían sobre los granitoides permo-triásicos en el Jurásico Inferior. Dicho volcanismo sería sincrónico con el comienzo de la denudación y sedimentación de los lechos rojos dominados por detritos volcanoclásticos. Posteriormente se emplazaría el Grupo 3 de la litofacies El Diamante, seguido por sedimentación en el Jurásico Medio de lechos rojos constituidos por detritos metamórficos, cuyas fuentes no pueden ser otras que el Grupo Santa Rosa (Hernández-García, 1973) y/o las Formaciones Grupera y Vainilla/Paso Hondo (Hinojosa, 1964) expuestas en el Anticlinorio del Chicomuselo. Finalmente, comenzaría la deposición de la litofacies Jericó con la exhumación total de los granitoides permo-triásicos.

Estos argumentos son soportados por los análisis de proveniencia de los grupos de zircones 08CHI-02 (litofacies Todos Santos, Figura 57c) y 08CHI-05 (litofacies Jericó, Figura 57a), muestreados al pie de la Sierra La Silla y al pie del lineamiento regional NW-SE en la localidad de Plan de Agua Prieta, respectivamente. La litofacies Todos Santos (Figura 57c) es representada casi exclusivamente por una población restringida de edades jurásicas (196-161Ma, n=91), pero no así la litofacies Jericó (Figura 57a), la cual presenta la más diversa población temporal que abarca hasta el Proterozoico Inferior, siendo los zircones pérmicos (287-251Ma, n=14) y triásicos (251-201Ma, n=17) representativos de los granitoides permo-triásicos, mientras que las edades grenvillianas (1251-904Ma, n=31) son la población más numerosa. Así mismo, la Figura 57b muestra el grupo de zircones 08CHI-01 (litofacies Jericó) muestreados al pie del lineamiento regional NW-SE en la localidad de Jericó. Este grupo exhibe una diversa población temporal dominada por zircones pérmicos (291-254Ma, n=33) y triásicos (250-201Ma, n=15) representativos de los granitoides permo-triásicos, mientras que la presencia de zircones grenvillianos (1317-904Ma, n=25) en esta muestra y la 08CHI-05 soportan los argumentos de Schaaf *et al.* (2002), y Weber *et al.* (2005) que proponen que los granitoides permo-triásicos intrusieron un basamento de afinidad grenvilliana.

En contra-posición, los afloramientos de lechos rojos estratigráficamente por debajo del lineamiento regional son conformados exclusivamente por clastos de origen volcánico. Estas observaciones sugieren que litologías subyacentes con respecto a la Formación Todos Santos comenzaron a exponerse con la denudación y exhumación del basamento del BM para aportar detritos durante la sedimentación de los lechos rojos en el Jurásico.

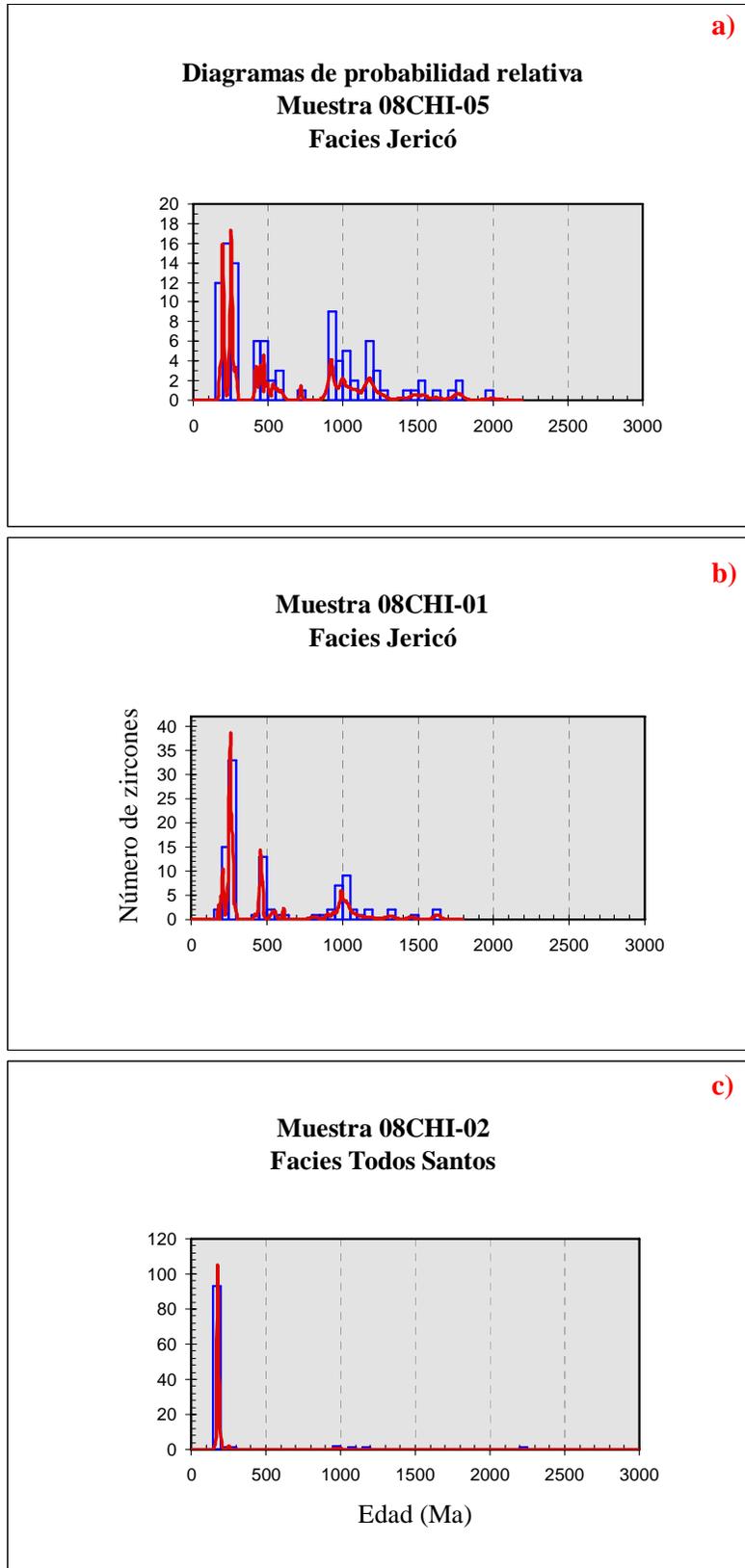


Figura 57. Diagramas de probabilidad relativa que muestran la proveniencia detrítica temporal de las litofacies Todos Santos (c) y Jericó (b) y (a). Nótese que las figuras están arregladas en el orden estratigráfico discutido en el texto.

A pesar de que la litofacies Jericó es casi indistinguible en términos petrológicos y de proveniencia, se considera que existen diferencias fundamentales entre la localidad de Jericó y Plan de Agua Prieta: a) en Jericó los granitoides permo-triásicos subyacen directamente a las areniscas de la litofacies Jericó, o sea, las areniscas están depositadas sobre el basamento, mientras que en Plan de Agua Prieta lechos rojos Todos Santos compuestos con clastos meta-sedimentarios sobreyacen basamento granítico (Sierra San Andrés); b) en Jericó los conglomerados Todos Santos compuestos con arenas cuarzosas y clastos meta-sedimentarios se interdigitan con areniscas Jericó, mientras que en Plan de Agua Prieta los lechos rojos solamente subyacen a las areniscas Jericó; c) en Jericó no afloran lechos rojos compuestos exclusivamente por detritos volcanoclásticos, mientras que al oeste y sur de Plan de Agua Prieta si lo hacen.

Estas diferencias fundamentales pueden ser explicadas como grandes cambios laterales de sedimentación. Pero más importantemente, las anteriores observaciones indican que la localidad (o cuenca) de Jericó comenzó a sedimentarse de manera sincrónica a la deposición de lechos rojos con detritos meta-sedimentarios en la localidad de Plan de Agua Prieta, ya que en la localidad de Jericó aparecen los conglomerados Todos Santos con detritos meta-sedimentarios intercalados con las areniscas Jericó. Esto refuerza los argumentos de la exhumación y denudación del basamento del BM hacia el Jurásico Medio e implica que la localidad de Jericó se mantuvo aislada de la influencia de los volcánicos El Diamante hasta el Jurásico Medio y por lo tanto, debería considerarse como una cuenca aislada y más reciente que la cuenca que alberga a los lechos rojos exclusivamente volcanoclásticos.

Se concluye que:

1. La cuenca que alberga a los lechos rojos exclusivamente volcanoclásticos es más antigua que la cuenca en la localidad de Jericó, ya que registra el principio de la exhumación del basamento en el Jurásico Inferior.
2. La deposición de las litofacies Todos Santos y Jericó a lo largo del lineamiento regional NW-SE marca el principio del influjo de fuentes detríticas propias del basamento durante el Jurásico Medio.
3. Estas observaciones e interpretaciones de la exhumación del basamento del BM concuerdan con la proposición del levantamiento de los bloques occidental y oriental que delimitan el *graben* en el área de campo

Formación San Ricardo

El nombre fue propuesto formalmente por Richards (1963) quien la estudio y definió la localidad tipo al este de Cintalapa, Chiapas. Recientemente Blair (1988) reportó un análisis detallado de litofacies de esta formación en cinco secciones periféricas a Cintalapa. Se aclara que la parte basal de las secciones es compuesta por lechos rojos asignados a la Formación Todos Santos, los cuales son incluidos en esta discusión por su importante relación estratigráfica con la Formación San Ricardo, así como por presentar el mismo estilo deposicional cíclico descrito en el área de estudio encontrada >100 km al sureste de esta localidad.

- **Antecedentes**

Las formaciones Todos Santos y San Ricardo afloran como un cinturón de ~45 km en el noroeste de Chiapas, al pie de la pendiente nor-oriental del Macizo de Chiapas. Los

estratos de los afloramientos son casi horizontales y tienen potencias de 150 a 720 m. Los granitoides permo-triásicos subyacen a la Formación Todos Santos, esta subyace y se traslapa lateralmente en su parte superior con la Formación San Ricardo, la cual es sobreyacida por calizas albianas de la Formación Sierra Madre (Blair, 1988).

Blair (1988) definió tres litofacies para la Formación Todos Santos. Estas son interpretadas como depósitos fluviales de alto y bajo gradiente (areniscas conglomeráticas y areniscas con intercalaciones planas-paralelas de lutitas, respectivamente), así como depósitos lacustres (lutitas con lentes de caliza). Los depósitos fluviales de alto gradiente sobreyacen directamente a los granitoides y se intercalan cíclicamente con los depósitos de bajo gradiente, los cuales a su vez únicamente se intercalan con depósitos lacustres en la sección más septentrional, ya que es la única sección donde afloran. La sección más meridional se localiza ~40 km al sureste de los depósitos lacustres.

Sobreyaciendo los depósitos epiclásticos continentales Blair (1988) reporta seis litofacies para la Formación San Ricardo. Estas se interpretan como depósitos de playa y laguna restringida (areniscas con lutitas y dolomitas intercaladas), ciclotemas de laguna restringida (anhidritas intercaladas con lutitas y dolomitas), bancos y barreras de carbonatos (calizas grainstone y packstone), depósitos costeros intramarea (areniscas intercaladas con limolitas bioturbadas), depósitos de plataforma de mar abierto (lutitas), y depósitos siliciclásticos de barrera (areniscas con estratificación cruzada).

El análisis de distribución de litofacies, así como la reconstrucción de la historia deposicional indica que las litofacies de la Formación San Ricardo son representativas de tres transgresiones marinas.

La primera transgresión cubrió las litofacies epiclásticas de la Formación Todos Santos en cuatro secciones avanzando la costa del NW al SE, mientras que en la sección más meridional continuó el sistema fluvial de bajo gradiente. Inicialmente se depositaron las litofacies de playa y laguna restringida, seguidas por ciclotemas de laguna restringida. La extensión lateral de estas litofacies sugiere una plataforma carbonatada de al menos 27 km de longitud. Sobreyaciendo las ciclotemas de laguna restringida se encuentran litofacies de bancos y barreras carbonatadas, seguidas por depósitos de mar abierto (lutitas) que registran el ahogamiento de la plataforma, e indican la segunda transgresión. En la sección más meridional los depósitos fluviales son sobreyacidos por litofacies costeras intramarea indicando condiciones de mar somero. Esto demuestra la migración de la costa 16 km del noroeste hacia el sureste con respecto a la anterior transgresión, así como el traslape lateral con la Todos Santos (Meneses-Rocha, 2001) corrobora la dirección de estas transgresiones del noroeste hacia el sureste). Estas litofacies costeras contienen macrofaunas del Kimmeridgiano (Alencaster, 1977). La última transgresión es registrada por lutitas de mar abierto sobreyaciendo todas las secciones, especialmente las litofacies costeras de la sección más meridional donde las litofacies de mar abierto contienen microfauna pelágica del Titoniano (Castro-Mora *et al.*, 1975). Sobreyaciendo las lutitas en la misma sección se notan intercalaciones de litofacies siliciclásticas de barrera con litofacies de playa y laguna restringida sugiriendo una regresión. Dolomitas de estas litofacies contienen microfaunas del Berrisiano al Hauteriviano temprano (Sánchez-Montes de Oca, 1969; Castro-Mora *et al.*, 1975). Calizas del Aptiano tardío de la Formación Sierra Madre sobreyacen estas litofacies en discordancia angular.

La deposición de la Formación San Ricardo ocurrió durante cambios globales en el nivel eustático del mar, ya que las edades de sus litofacies corresponden con secuencias marinas controladas eustáticamente en otras partes del mundo sin importar su marco tectónico (Haq *et al.* 1987), entonces el nivel eustático del mar es el control principal en la sedimentación de esta formación (Blair, 1988). Sin embargo, el ahogamiento de la plataforma Kimmeridgiana durante la segunda transgresión fue muy súbito como para ser causado simplemente por incremento eustático del mar. Las litofacies de plataforma no presentan evidencia de deterioro ambiental, ni contaminación de arcillas previo al ahogamiento de la plataforma, por lo cual Blair (1988) sugiere subsidencia tectónica sincrónica al control eustático para favorecer el ahogamiento e instaurar sedimentación en condiciones de mar abierto sobre la plataforma.

La subsidencia es corroborada por consistentes y abruptos patrones de variación lateral en el grosor de las litofacies siliciclásticas y carbonatadas que componen las secciones descritas por Blair (1988). La preservación de ambas formaciones indica que las tasas de sedimentación continentales y marinas, siliciclásticas y carbonatadas, consistentemente excedían las tasas de subsidencia local. Esto sugiere fallamiento normal sin-deposicional estimulado por subsidencia diferencial en bloques de basamento (topografía horst-*graben*) relacionado a *rifting* regional durante sedimentación de las Formaciones Todos Santos y San Ricardo. Además, se notan depósitos de barrera carbonatada sobre bloques levantados (horst), cuando los estratos correspondientes estratigráficamente sobre los bloques caídos (*graben*) presentan sedimentación propia de condiciones de mar abierto (Blair, 1988).

Es de notarse que los afloramientos de la Formación Todos Santos en las localidades de Cintalapa, Jericó y Plan de Agua Prieta/La Concordia se encuentran sobre el mismo lineamiento regional NW-SE que marca el límite norte de la subprovincia fisiográfica de las Sierras del Sur de Chiapas (Castro-Mora y Ortiz-Hernández, 2003). Sin embargo, en Jericó no aflora la Formación San Ricardo, mientras que en Plan de Agua Prieta/La Concordia (Columna 2) se notó la presencia de un delgado paquete grisáceo con intercalaciones de anhidritas, lutitas y calizas sobreyaciendo directamente a los lechos rojos. No se hicieron descripciones detalladas de este paquete, pero basándonos en las descripciones de Blair (1988), y en que el SGM (2006) cartografió a la Formación San Ricardo en esta localidad, se asume que el paquete observado es representativo de dicha formación.

Se concluye que en Cintalapa es donde mejor se preserva la Formación San Ricardo, la cual marca la transición de sedimentación epiclástica continental a sedimentación marina, al interdigitarse lateralmente y sobreyacer a la Formación Todos Santos a principios del Jurásico Superior. Los consistentes patrones de engrosamiento y adelgazamiento lateral de las litofacies continentales y marinas, así como su sostenida gradación vertical fueron promovidos por fallamiento normal de bloques asociado con subsidencia tectónica sin-deposicional. Esto indica que la subsidencia se mantuvo activa en las etapas finales del *rifting* asociado a la apertura del GdM.

Formación Sierra Madre

La Formación Sierra Madre está expuesta en los núcleos de los anticlinales en las provincias tectónicas de Fallas Transcurrentes e Inversas, pero principalmente aflora en la provincia tectónica del Monoclinal de la Sierra como una faja ininterrumpida de ~250

km de longitud y ~15-30 km de ancho, paralela al lineamiento regional NW-SE que marca el límite norte de la subprovincia fisiográfica de las Sierras del Sur de Chiapas. (Castro-Mora y Ortiz-Hernandez, 2003; SGM, 2006).

Numerosos autores han descrito la estratigrafía de la plataforma carbonatada de Chiapas, pero fue Sánchez-Montes de Oca (1969) quien describió y nombró por primera vez la mayoría de las unidades estratigráficas utilizadas en la literatura. Castro-Mora *et al.* (1975) describieron microlitofacies de foraminíferos y unidades estratigráficas representativas de 30 secciones; Cros *et al.* (1998) definieron la paleogeografía mientras que Rosales-Domínguez (1998) estableció siete bio-horizontes cronoestratigráficos en la plataforma del Cretácico.

- *Antecedentes*

A grandes rasgos, la Formación Sierra Madre es constituida por un miembro dolomítico basal y un miembro superior de calizas. Ambos miembros tienen espesores compuestos que varían de 1000 a 2400 m. Aparentemente las dolomitas en la base son de origen secundario, ya que la dolomitización en las calizas sobreyacentes es de mucho menor intensidad que en la base. Las dolomitas son de color café a gris blanquecino, fracturadas, estratificadas masivamente o en gruesos lechos, pero oscurecida por recristalización y fracturamiento. Las calizas son de color gris claro a café, generalmente de grano grueso con abundante fauna, bien estratificadas en capas de 20 a 80 cm de espesor. La fauna encontrada, así como la textura, estratificación y grosor de los estratos sugieren un ambiente deposicional de plataforma somera restringida sujeta a subsidencia sin-deposicional (López-Ramos, 1979; Cros *et al.* 1998; Rosales-Domínguez, 1998).

En la localidad de Cintalapa, varios autores (Rosales-Domínguez, 1998; Meneses-Rocha, 2001) sostienen la interpretación de Quezada-Muñetón (1983), que interpreta un contacto concordante entre el miembro arenoso de la Formación San Ricardo y la Formación Sierra Madre. Cros *et al.* (1998) también consideran que el contacto entre estas dos formaciones es concordante, lo cual es contradictorio con las interpretaciones donde Blair (1988) afirma que existe una discordancia angular entre ambas formaciones.

Se especula que los autores pro-concordancia aparentemente no diferencian los depósitos continentales de la Formación Todos Santos de los depósitos marinos de la Formación San Ricardo, ya que aluden a un contacto concordante entre las "areniscas fluviales" de la San Ricardo y las calizas de la Sierra Madre (Cros *et al.*, 1998), o bien, una progradación de clásticos terrígenos del "miembro arenoso" de la San Ricardo que subyace a las calizas Sierra Madre (Quezada-Muñetón, 1983). Aunada a esta controversia, Rosales-Domínguez (1998) asigna una edad del Barremiano-Aptiano a la San Ricardo, mientras que Blair (1988) le adjudica una edad del Kimmeridgiano al Hauteriviano temprano.

Blair, (1988) claramente contrasta y distingue los depósitos continentales de los marinos. Además, si consideramos que la edad mínima de la Formación San Ricardo es del Hauteriviano temprano (Sánchez-Montes de Oca, 1969; Castro-Mora *et al.* 1975), mientras que la edad máxima de la Formación Sierra Madre es del Aptiano tardío (Cros

et al., 1998) es obvia la discordancia angular en el contacto inferior de la Formación Sierra Madre con la subyacente Formación San Ricardo.

Cros et al. (1998) estudiaron 7 secciones de los depósitos de plataforma carbonatada del Cretácico en el occidente, centro y oriente de Chiapas. Los resultados del estudio indican que los depósitos de la Formación Sierra Madre registran 2 eventos transgresivos y regresivos. El primer evento transgresivo sobre la plataforma se registra en el occidente de Chiapas, mientras que el segundo avanzó hasta el centro de Chiapas. El sector oriente de la plataforma se mantuvo aislado de estos eventos y solamente fue ahogado hasta el Paleoceno.

Los depósitos en el sector occidente duplican el grosor de los depósitos de los sectores centro y oriente indicando subsidencia tectónica diferencial entre los tres sectores, siendo las tasas de subsidencia en el sector occidente las más elevadas durante el *rifting* continental asociado a la apertura del GdM. Estas tasas así se mantuvieron al final del *rifting* durante la transición de depósitos continentales hacia la etapa marina post-*rift*, y son evidenciadas por la variación lateral sin-deposicional en el grosor de las Formaciones San Ricardo (*Blair, 1988*) y Sierra Madre (*Cros et al., 1998*). Además, los depósitos del sector occidental registran un súbito ahogamiento y sepultamiento por sedimentos hemipelágicos de la Formación Ocozocuatla después de la segunda transgresión, debido al colapso tectónico del bloque sobre el cual se construyó este sector de la plataforma Sierra Madre.

Capítulo 4 - Paleomagnetismo

4.1 Fundamentos teóricos del campo geomagnético

Como se mencionó en la introducción de esta tesis, el objetivo primario de la investigación paleomagnética es obtener un registro de las configuraciones pasadas del campo geomagnético. A continuación, basado enteramente en el texto de [Butler \(1998\)](#), se presenta un esbozo básico de conceptos y definiciones paleomagnéticas.

En el nivel más básico, el magnetismo se puede explicar como un par de cargas magnéticas que generan un dipolo magnético definido como momento dipolar magnético o momento magnético \mathbf{M} ,

$$\mathbf{M} = m\mathbf{l}$$

donde m , es la magnitud de carga de ambas cargas magnéticas y \mathbf{l} , es el vector infinitesimal de distancia que separa las cargas positiva y negativa. El momento magnético dentro de un campo magnético no se puede medir directamente, pero si se puede medir el torqué de alineamiento Γ , entre el momento y el campo magnético dado por el producto cruz vector

$$\Gamma = \mathbf{M} \times \mathbf{H} = MH\sin\theta\hat{\Gamma}$$

donde θ es el ángulo entre \mathbf{M} y \mathbf{H} , y $\hat{\Gamma}$ es la unidad vector paralela a Γ . Un momento magnético se alinea con el campo magnético, de la misma manera en que la aguja de una brújula se alinea con la componente horizontal del campo magnético resultando en el azimut magnético o norte magnético. La energía potencial de alineación E , entre el momento y el campo magnético se expresa por el producto punto vector

$$E = -\mathbf{M} \cdot \mathbf{H} = MH\cos\theta$$

donde el signo negativo es requerido para alcanzar la configuración mínima de energía para que \mathbf{M} y \mathbf{H} sean paralelas. La intensidad magnética o magnetización \mathbf{J} , de un material es el momento magnético neto por unidad volumen. La magnetización de un material se computa con la suma vector de los momentos magnéticos dividida por el volumen del material que contiene los momentos magnéticos

$$\mathbf{J} = \Sigma_i \mathbf{M}_i / \text{volumen}$$

donde \mathbf{M}_i es el momento magnético neto. La magnetización puede ser inducida o remanente. Cuando un material es expuesto a un campo magnético \mathbf{H} , adquiere una magnetización inducida \mathbf{J}_i , la cual se relaciona con \mathbf{H} , por medio de la susceptibilidad magnética χ , del material

$$\mathbf{J}_i = \chi \mathbf{H}$$

la cual es la propencidad de un material a magnetizarse. Un material además de presentar una magnetización inducida por un campo magnético actual, posee una magnetización remanente \mathbf{J}_r , la cual es el registro de pasados campos magnéticos que actuaron sobre el material.

Debido a que un momento magnético es definido por una intensidad y dirección, representa un vector. Entonces como el momento magnético, así como el campo magnético básicamente son lo mismo, también el campo magnético puede ser representado por un vector.

La dirección del vector del campo geomagnético \mathbf{H} , en la superficie del planeta Tierra se descompone en componentes ([Figura 58](#)). La componente vertical H_v es definida como positiva-hacia abajo y es dada por

$$H_v = H \sin I$$

donde H es la magnitud de \mathbf{H} , e I es la inclinación de \mathbf{H} partiendo de la horizontal, la cual varía de -90° a $+90^\circ$. La componente horizontal H_h , representa el norte magnético y es dada por

$$H_h = H \cos I$$

esta a su vez esta formada por las componentes norte y este, dadas respectivamente por

$$H_N = H \cos I \cos D$$

$$H_E = H \cos I \sin D$$

donde declinación D , es el ángulo entre el norte geográfico (H_N) y el norte magnético (H_h), el cual varía de 0° a 360° . Al determinarse I y D se define completamente la dirección del campo geomagnético. Si los componentes son conocidos, entonces la intensidad total del campo se da por

$$H = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_v^2}$$

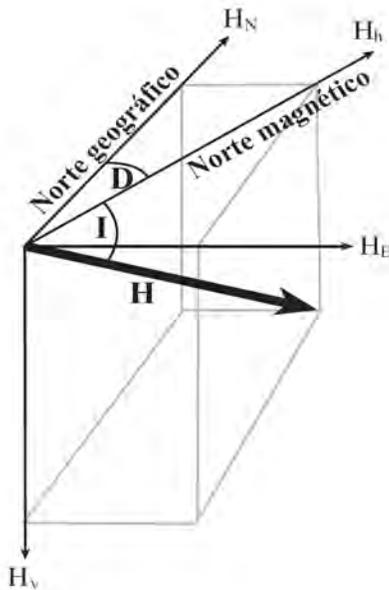


Figura 58. Componentes que definen la dirección del vector que representa el campo geomagnético: H_v = componente vertical; H_h = componente horizontal; H_N = componente norte; H_E = componente este. D es el ángulo entre H_N y H_h . I es el ángulo entre H_h y el vector total del campo magnético \mathbf{H} . Tomado de [Butler \(1998\)](#).

4.2 Modelo del dipolo geocéntrico axial

En términos paleomagnéticos, el campo geomagnético puede ser modelado a través del concepto del dipolo geocéntrico axial (DGA). Este modelo sugiere que el campo geomagnético es producido por un dipolo magnético de origen magnetohidrodinámico localizado en el centro del planeta Tierra, y el cual se alinea con el eje de rotación o la componente vertical H_v del campo (Figura 59). El DGA tiene las siguientes propiedades:

$$H_h = M \cos \lambda / r_e^3$$

$$H_v = 2M \sin \lambda / r_e^3$$

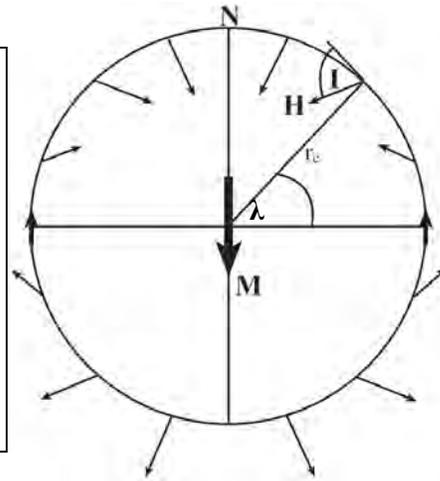
$$H = M / r_e^3 \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda}$$

donde M es el momento magnético del DGA; λ es la latitud geográfica, que varía de -90° en el polo geográfico sur a $+90^\circ$ en el polo geográfico norte; mientras que r_e es el radio promedio del planeta Tierra. La inclinación se determina con la ecuación dipolar

$$\tan I = (H_v / H_h) = (2 \sin \lambda / \cos \lambda) = 2 \tan \lambda$$

donde I aumenta de -90° en el polo geográfico sur, a $+90^\circ$ en el polo geográfico norte. Las líneas de igual inclinación (I) son paralelas a las líneas de latitud geográfica (λ), ambas relacionadas a través de la ecuación dipolar. Esta relación entre I y λ es fundamental para comprender las aplicaciones paleogeográficas y tectónicas del paleomagnetismo. Para el DGA la declinación es igual a cero en todos lugares.

Figura 59. Modelo del Dipolo Geocéntrico Axial (**DGA**). El dipolo magnético (**M**) se centra en el núcleo de la Tierra y se alinea con el eje de rotación; λ = latitud geográfica; r_e = radio promedio de la Tierra; N = Norte geográfico; I = Inclinación; H = vector del campo magnético. Las direcciones esperadas del campo magnético producidas por el **DGA** en la superficie son representadas por las flechas esquemáticas. Tomado de [Butler \(1998\)](#).



Sin embargo, bajo el modelo del campo geomagnético actual, las líneas geomagnéticas de igual inclinación no son paralelas a las líneas de latitud geográfica, los polos magnéticos norte y sur ($I = \pm 90^\circ$) no se alinean con sus homónimos geográficos, mientras que el ecuador geomagnético ($I = 0^\circ$) ondula sobre el ecuador geográfico ([Figura 60](#)). Esto significa que el campo geomagnético actual (o el campo instantáneo en una época dada) es más complejo que un modelo DGA. Para explicar mejor el campo geomagnético actual, el modelo se modifica a un dipolo geocéntrico inclinado (DGI), el cual se encuentra inclinado con respecto al eje de rotación $\sim 11.5^\circ$ y refina el modelo del campo actual ([Figura 60](#)). Sin embargo, los polos geomagnéticos (intersecciones de la extensión norte y sur del DGI con la superficie del planeta) de este modelo no coinciden con los polos magnéticos del anterior modelo. Entonces, el campo actual es parcialmente descrito por un dipolo en el centro del planeta Tierra. De cualquier forma, el DGI explica $\sim 90\%$ del campo geomagnético en la superficie, por lo tanto es consistente con un origen magnetohidrodinámico. El otro $\sim 10\%$ en el cual no ahondaremos, es explicado por un campo no-dipolar.

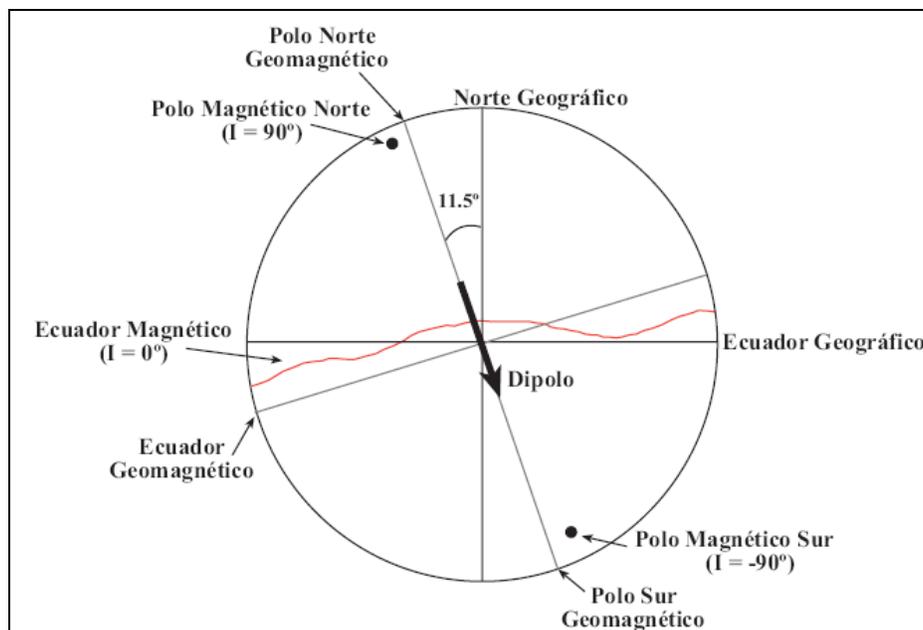


Figura 60. Dipolo Geocéntrico Inclinado. Tomado de [Butler \(1998\)](#).

Se concluye que debido a la complejidad del dínamo magnetohidrodinámico generador del campo geomagnético, este campo fluctúa, invierte su polaridad y cambia a través del tiempo manteniendo su naturaleza dipolar.

En resumen, el campo geomagnético es generado en el núcleo externo del planeta Tierra y puede ser caracterizado por una intensidad y dirección, de lo cual se obtiene que el campo geomagnético es representado por un vector. Este vector cambia a través del tiempo debido a que el campo geomagnético es dinámico, resultando en variaciones en su intensidad y dirección, así como en cambios de polaridad normal a inversa y viceversa. La variación temporal en la intensidad y dirección del campo geomagnético es dominada por intervalos de tiempo en el orden de decenas de miles de años. Esta variación temporal se conoce como variación geomagnética secular, la cual define el vagabundeo de un polo geomagnético alrededor del polo norte geográfico para los últimos 2 mil años. Actualmente, la posición promedio de ese vagabundeo es indistinguible del eje de rotación presente, lo que indica que el modelo DGA describe 2 mil años de temporalidad promediada para el campo geomagnético. Esta observación apoya la hipótesis del DGA, que propone que la temporalidad promediada para el campo geomagnético es un campo dipolar geocéntrico axial.

Bajo el modelo del DGA, a continuación se introduce el concepto de polos paleomagnéticos, para después exponer su relación con la CVPA del cratón Norteamericano, así como las aplicaciones de estos a la tectónica de placas.

4.3 Polos paleomagnéticos

Bajo el modelo del DGA, un polo magnético representa la posición del eje de rotación del planeta en un intervalo específico de tiempo (tiempo de adquisición de la magnetización) con respecto al continente donde fueron recabados los datos magnéticos, o en otras palabras, este tipo de polo representa la componente vertical H_v del campo geomagnético para una localidad y tiempo específicos. Debido a los cambios temporales y espaciales del campo geomagnético, así como a la naturaleza dipolar y no-dipolar del campo, se han establecido tres tipos de polos magnéticos para describir el alineamiento axial de una localidad (p.e. un sitio de muestreo) temporalmente única con respecto al campo geomagnético y así poder resumir los datos paleomagnéticos:

1. Un polo geomagnético es el dipolo de mejor ajuste determinado a través de mediciones distribuidas globalmente para el campo geomagnético actual. La distribución global de mediciones es necesaria para desfazar la componente no-dipolar del campo, ya que una medición del campo en una sola localidad se verá afectada por dicha componente y no coincidirá con el polo geomagnético. El polo geomagnético define el campo actual, por lo tanto no tiene aplicaciones paleomagnéticas.
2. Un polo geomagnético virtual (PGV) es la posición geográfica del polo de un dipolo geocéntrico calculado por mediciones que describen la dirección del vector que define al campo geomagnético en una localidad temporalmente única. Entonces, el promedio de la dirección del vector para un sitio de muestreo es el registro del campo geomagnético en dicho sitio durante el intervalo de tiempo en que la dirección del vector fue adquirida.

3. Un polo paleomagnético (paleopolo) es el promedio de un número estadísticamente confiable de PGVs de un área de muestreo, los cuales resultan en la posición geográfica del polo que representa el eje de rotación con respecto a dicha área, durante el tiempo en que la dirección del vector fue adquirida. Promediar un número estadísticamente confiable de PGVs se hace con el propósito de desfasar la variación secular de las componentes dipolares y no-dipolares del campo geomagnético. Un muestreo adecuado de variación secular cubre de 10^4 a 10^5 años de temporalidad del campo geomagnético, mientras que un muestreo adecuado de variación paleosecular cubre intervalos de 10^5 a 10^6 años; si ambos muestreos resultan adecuados, entonces las direcciones del vector resultante son más precisas y confiables.

Para determinar un polo paleomagnético primero se calcula un PGV por sitio de muestreo, el cual resulta en el promedio de las direcciones del vector obtenidas de especímenes individuales de dicho sitio; después de calculados todos los sitios, el grupo de PGVs (cada PGV representa un sitio) es utilizado para encontrar el paleopolo a través de la estadística de [Fisher \(1953\)](#).

Recordemos que bajo el modelo del DGA, un polo paleomagnético se alinea con la paleoposición geográfica del eje de rotación con respecto al continente donde el polo fue determinado. Idealizando un continente compuesto por un paquete de formaciones cuyas edades y sus correspondientes magnetizaciones están bien establecidas, se puede determinar un paleopolo para cada formación; donde cada paleopolo representa el polo de rotación al tiempo que la magnetización fue adquirida por cada formación. Dado que los paleopolos de cada formación del continente idealizado cubran el tiempo geológico profundo, se puede determinar el comportamiento del campo geomagnético del Cenozoico al Paleozoico, de la misma forma en que se determina la variación secular del eje de rotación para los últimos 2 mil años.

Como ya se mencionó arriba, el promedio temporal del vagabundeo del polo geomagnético actual traza una curva alrededor del polo norte geográfico y es indistinguible del eje de rotación para los últimos 2 mil años. El promedio temporal del vagabundeo de los polos paleomagnéticos para el continente (cratón) Norteamericano traza una curva que comienza en el polo geográfico norte y del cual se aleja conforme los paleopolos envejecen progresivamente. Esta curva se denomina como la Curva de Vagabundeo Polar Aparente (CVPA) y es a continuación introducida.

4.4 Curva de vagabundeo polar aparente y aplicaciones de tectónica regional

La CVPA es una técnica desarrollada por [Creer et al. \(1954\)](#) para visualizar y presentar los datos paleomagnéticos de un continente que cubren el tiempo geológico profundo. Esencialmente es una progresión de paleopolos de distintas edades geológicas presentados como un solo diagrama sobre la presente red geográfica ([Figura 61](#)). A través de la hipótesis del DGA, una curva de vagabundeo polar aparente representa el desplazamiento aparente del eje de rotación con respecto al continente bajo observación.

Para simplificar la técnica, si el continente bajo observación está en el hemisferio sur, la curva es trazada con respecto al polo sur, mientras que curvas para continentes en el hemisferio norte se trazan contra el polo norte, como es el caso de Norteamérica, cuyos paleopolos para el Neógeno caen cerca del actual norte geográfico, mientras que los paleopolos del Neógeno hacia el pasado se alejan progresivamente del norte geográfico.

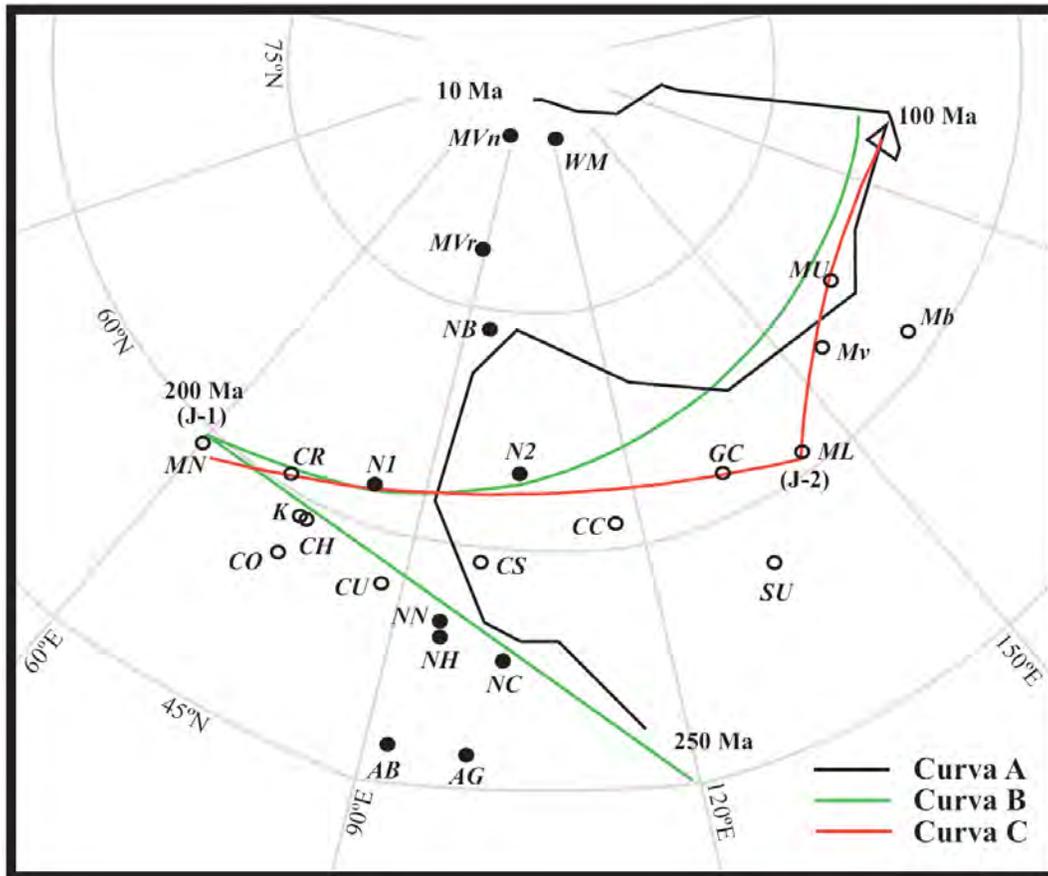


Figura 61. Polos paleomagnéticos del Mesozoico y Curvas de Vagabundejo Polar Aparente para Norteamérica. Los círculos abiertos representan paleopolos del SE Norteamericano y están corregidos con respecto al Colorado Plateau. Los círculos cerrados representan paleopolos del NE Norteamericano. **Paleopolos:** AB (Abbott), AG (Agamenticus), CC (Corral Canyon), CH (Chinle Church Rock), CO (Chinle Owl Rock), CR (Chinle Redonda), CS (Chinle Shinarump Member), CU (Chinle Upper Shale Member), GC (Glance Conglomerate), K (Kayenta), ML (Morrison Lower), MN (Moenave Sinemurian), MU (Morrison Upper), MVn (Moat Volcanics normal), MVr (Moat Volcanics reverse), NB (Newark B component), NC (Newark Carnian), NH (Newark Hettangian), NN (Newark Carnian-Norian), N1-N2 (Newark Series), SU (Summerville Formation), WM (White Mountains Magma Series). Véase texto para las referencias de las **Curvas A, B y C**. Tomado de Hagstrum (1993).

Al estar basada en observaciones discretas, la CVPA para Norteamérica se calcula a través de tres métodos básicos (Figura 61).

A) El método "*sliding-time-window*" (ventana de tiempo móvil) fija una edad absoluta a los paleopolos disponibles dentro de una ventana de tiempo, se escoge una duración para cada ventana (10 millones de años por ejemplo) y se promedian temporalmente todos los paleopolos con edades que representan una ventana de tiempo móvil (p.e. Van Alstine y deBoer, 1978; Irving y Irving, 1982). Este método produce una traza sinuosa, suave, continua y sin aristas que define el patrón básico de la CVPA, pero deja fuera detalles como las aristas mismas, las cuales pueden interpretarse como cambios abruptos en el movimiento de las placas litosféricas.

B) El modelo PEP (Polo Euler Paleomagnético) introducido por [Gordon et al. \(1984\)](#) esta basado en los desplazamientos de placas; específicamente, la forma arqueada de las zonas de fractura y rastros de puntos calientes implican que los desplazamientos litosféricos duran >10-20 Ma con respecto a un polo Euler, el cual esta fijado contra el manto y eje de rotación. Además de inferir la naturaleza y cinemática de antiguos desplazamientos litosféricos, el método sirve el propósito de construir una CVPA y dividirla en una serie de "rastros" (*tracks*) segmentados por aristas denominadas "cúspides" (*cusps*). Cada rastro representa la cinemática del desplazamiento del continente sobre una placa litosférica continuamente rotada con respecto a un polo Euler; los rastros a su vez son interrumpidos por cúspides que indican la re-estructuración de los límites litosféricos, así como cambios en la cinemática de la placa. Una curva PEP se construye por medio de arcos de círculos pequeños interpolados a partir de paleopolos disponibles.

C) El método de paleopolos "*most reliable*" (más confiables) no promedia temporalmente los paleopolos disponibles, los cuales son determinados bajo el índice de calidad *Q* propuesto por [Van der Voo \(1990\)](#), p.e. muestreo adecuado y representativo de núcleos, así como de variación secular y pruebas de estabilidad (pliegue, inversión de polaridad, conglomerado) de la dirección característica. La traza resultante no es ni sinuosa, ni lisa, pero si está segmentada por aristas (producidas por movimientos litosféricos), que son variaciones súbitas en el vagabundo de la curva no resueltas por el método ventana de tiempo móvil. Aun así, las interpretaciones dependen enteramente en la confiabilidad de los paleopolos, ya que estos son unidos a través de una línea imaginaria que representa la curva. Por lo tanto, los paleopolos son constantemente reevaluados bajo el índice de calidad ([May y Butler, 1986](#)).

En la [Figura 61](#) tomada de [Hagstrum \(1993\)](#) se observan las curvas interpretadas por los métodos arriba descritos. Estas tienen un patrón parecido, pero con marcadas diferencias, sobre todo en los segmentos correspondientes al Triásico Superior y Jurásico Inferior-Medio. Estas diferencias son comparadas para resumir lo siguiente:

1. Las curvas **A** y **B** son cuasi-paralelas del Triásico Inferior al Triásico Medio, tiempo en el cual la curva **A** se desplaza hacia latitudes más nórdicas mientras que la curva **B** progresa hacia longitudes más occidentales.
2. La curva **A** dobla al norte con respecto al polo NC del Triásico Medio (lat ~60°N) hasta alcanzar el polo NB en el Jurásico Medio (lat ~75°N) a lo largo del meridiano(longitud) 90°E, tiempo en el cual la curva dobla longitudinalmente hacia el oriente para normalizarse en el Jurásico Superior con las otras dos curvas, hasta finalmente alcanzar el polo norte geográfico en el Neógeno. Esta curva tiene una relación perpendicular con las curvas **B** y **C** en sus respectivos segmentos del Jurásico.
3. La curva **B** progresa al nor-occidente formando un "rastro" lineal del Triásico Inferior (long ~115°E, lat ~45°N) hasta el Jurásico Inferior (long ~60°E, lat ~60°N), tiempo donde la curva forma una "cúspide" denominada J1 que coincide con el polo MN; en dicha cúspide la trayectoria de la curva continua progresando al norte, pero longitudinalmente hacia el oriente hasta normalizarse con las curvas **A** y **C**, formando un "rastro" arqueado que representa el intervalo de tiempo de todo el Jurásico hasta el Cretácico Inferior.
4. La curva **C** comienza en la cúspide J1 y se conecta longitudinalmente hacia el oriente con la cúspide J2, la cual coincide con el polo ML de edad Jurásico Superior; de dicho polo, la curva progresa al norte hacia el Cretácico donde se

empalma con las curvas **A** y **B**; es de notarse que la cúspide J2 solamente es resuelta por esta curva.

5. El intervalo del Triásico Superior y Jurásico Inferior-Medio para la curva **A** se grafica como una trayectoria básicamente latitudinal y ascendente que no resuelve las cúspides; la curva **B** progresa de latitudes bajas a altas en su trayectoria occidental hacia la cúspide J1, punto de inflexión donde cambia la trayectoria de la curva hacia el nor-orienté, sin resolver la cúspide J2; la curva **C** resuelve ambas cúspides al conectárseles a través de un línea imaginaria.

La integración de los anteriores conceptos resultan en herramientas con diversas aplicaciones para la reconstrucción paleogeográfica y tectónica que modelan las antiguas posiciones relativas entre continentes, así como los desplazamientos de continentes a través del tiempo (Figura 62).

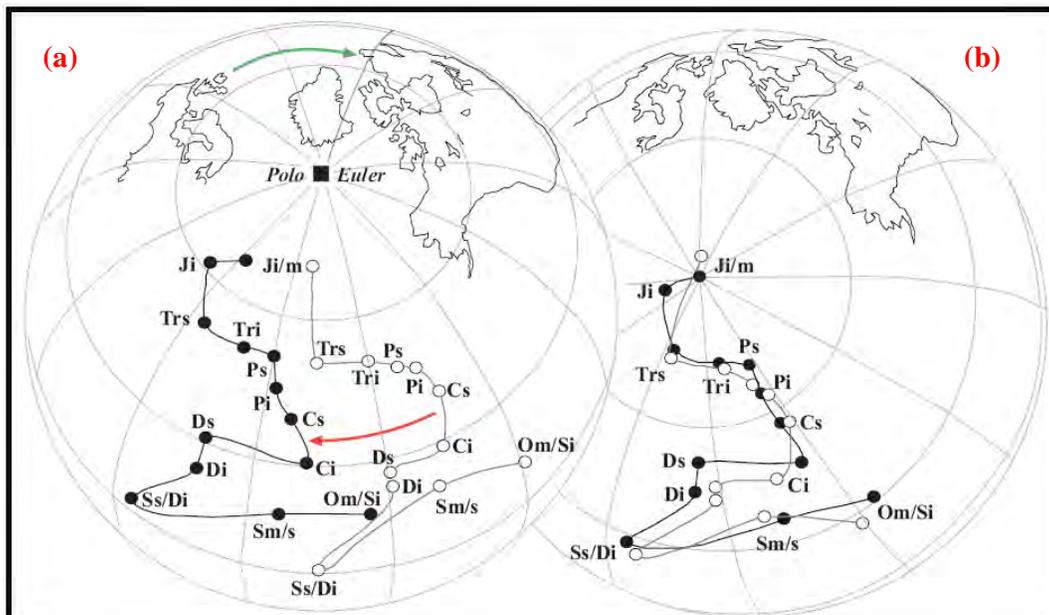


Figura 62. CVPAs para Norteamérica (círculos cerrados) y Europa (círculos abiertos) del Paleozoico al Mesozoico. En (a), Europa es rotada 38° (flecha verde) de manera horaria con respecto al Polo Euler hacia Norteamérica fija, lo que produce que la CVPA Europea también rote (flecha roja) hacia la CVPA Norteamericana. En (b) se ilustra el acoplamiento de las curvas y la reconstrucción continental en el Jurásico Medio. **O** = Ordovícico; **S** = Silúrico; **D** = Devónico; **C** = Carbonífero; **P** = Pérmico; **Tr** = Triásico; **J** = Jurásico; **i** = inferior; **m** = medio; **s** = superior. Tomado de Butler (1998).

La técnica que validó la movilidad de los continentes consistió en construir y comparar las CVPA de los continentes Norteamericano y Europeo. La premisa de la herramienta consistió en demostrar la unión entre Norteamérica y Europa, previa a la apertura del Atlántico por medio de la coincidencia entre las curvas de ambos continentes desde el Paleozoico hasta el Jurásico (Irving, 1956; Runcorn, 1956). Recientemente, Van der Voo (1990) actualizó la información disponible e incorporó un polo Euler propuesto en reconstrucciones paleogeográficas alternativas; dicho polo fue aplicado a la CVPA Europea, la cual rotó 38° de manera horaria con respecto al polo Euler de Bullard *et al.* (1965). El resultado de la rotación cierra el océano Atlántico Central acoplando

Norteamérica y Europa, así como sus respectivas CVPA, significando cohesividad estructural entre los continentes antes de la apertura del Atlántico (Figura 62).

Otras herramientas son usadas para determinar el desplazamiento (inestabilidad) de bloques corticales o terrenos tectonoestratigráficos con respecto a interiores cratónicos "estables" (el cratón Norteamericano no ha dejado de moverse desde el Paleozoico). Esto se hace comparando los paleopolos disponibles para dicho bloque con los paleopolos temporalmente correspondientes de la CVPA, los cuales son denominados polos de referencia. Partiendo de la comparación entre paleopolos, se puede determinar la naturaleza, magnitud y cinemática de la inestabilidad, que es lo que esta investigación busca determinar para el Bloque Maya.

Cuando se busca detectar el desplazamiento de un bloque, esto solamente puede lograrse comparando el paleopolo del bloque contra un polo de referencia de la CVPA. La comparación se hace a través del modelo DGA, modelo con el cual pueden ser detectados desplazamientos latitudinales (o de inclinación), pero no así desplazamientos longitudinales (o de declinación). Esto debido a que las líneas de igual inclinación (I) son paralelas a las líneas de latitud geográfica (λ), siendo ambas relacionadas a través de la ecuación dipolar; ecuación con la cual se determina la inclinación del campo geomagnético, pero no así la declinación del mismo, por lo tanto la declinación o longitud es igual a cero en todos lugares. Los fundamentos de cómo se detectan desplazamientos son presentados a continuación.

Cuando un bloque magnetizado en una latitud ecuatorial es rotado una distancia angular p hacia un polo de referencia PP de mayor latitud, la rotación latitudinal producirá que la inclinación adquirida por el bloque sea menor que la inclinación esperada en PP . Conversamente, si la rotación ocurre de una latitud elevada hacia una ecuatorial, la inclinación adquirida será mayor a la inclinación esperada. El diferencial en inclinación se denomina "*inclination flattening*" (aplanamiento de inclinación) y es dado por el ángulo F (Figura 63a). Con respecto al modelo DGA, p es igual a (λ), mientras que F es igual a (I).

Un bloque cortical puede experimentar 2 tipos de rotaciones tectónicas. Las rotaciones de eje vertical se dan con respecto a un eje interno al bloque; estas producen la rotación de declinación R , dada por el diferencial entre la declinación esperada contra la declinación adquirida por el bloque; este tipo de rotación implica desplazamiento latitudinal negligible debido a la naturaleza del DGA (Figura 63b). Cuando la rotación se hace con respecto a un polo Euler externo al bloque, este es desplazado latitudinalmente una distancia angular p y además es rotado sobre un eje interno que produce un ángulo R (Figura 63c). En este tipo de rotación se producen los diferenciales de aplanamiento de inclinación F , así como rotación de declinación R .

Los fundamentos de las rotaciones de eje vertical y desplazamientos latitudinales son analizados y visualizados por dos técnicas desarrolladas por Beck (1976, 1980) y Demarest (1983), llamadas "*direction-space*" (espacio-dirección) y "*pole-space*" (espacio-polo). Este trabajo utiliza la técnica espacio-dirección, ya que esta basada en el modelo del DGA, mientras que la técnica espacio-polo se basa en el análisis de un triángulo esférico.

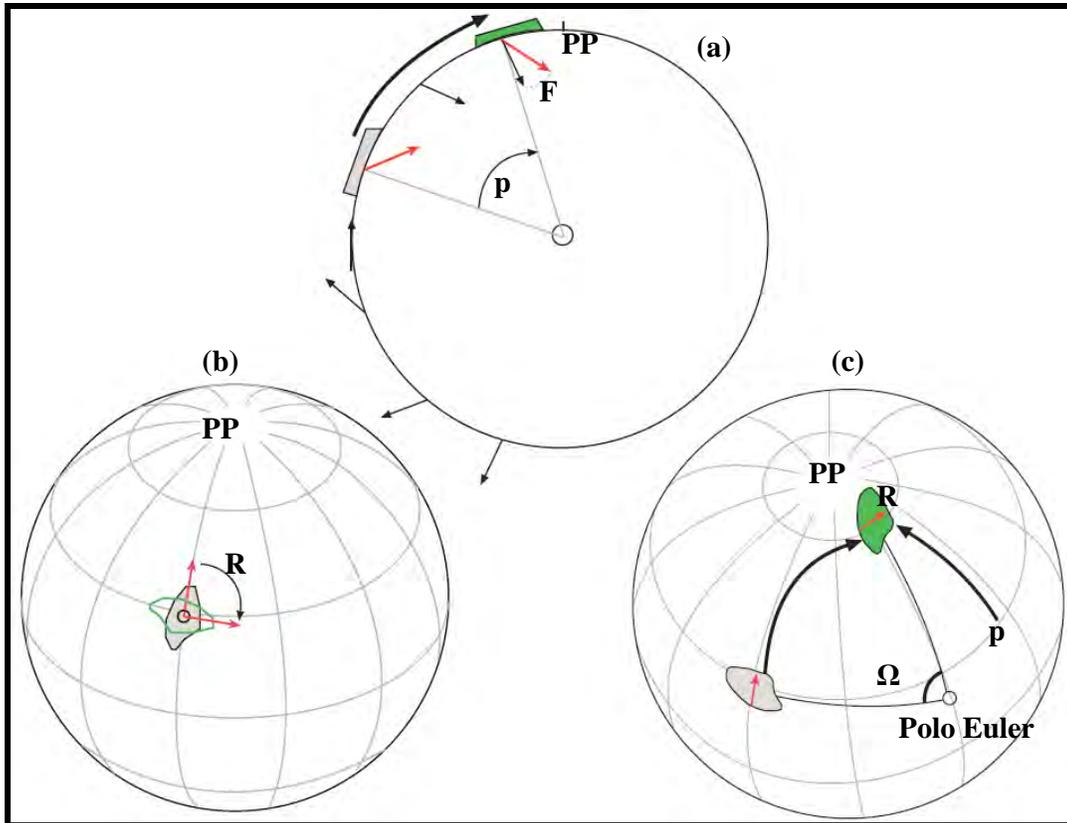


Figura 63. Direcciones paleomagnéticas discordantes. **PP** = Polo Paleomagnético. En (a) se ilustra un bloque magnetizado en una paleolatitud baja que adquiere una magnetización en la dirección de la flecha roja y el cual es rotado hacia **PP** a través del ángulo **p** resultando en una magnetización más somera que la dirección esperada (flechas negras), la cual es dada por el aplanamiento de inclinación **F**. La rotación de un bloque con respecto a un eje vertical interno al bloque es representado en (b) donde la rotación horaria del bloque produjo la rotación de declinación **R**. (c) Rotación de un bloque con respecto a un Polo Euler externo al bloque. La rotación a través del ángulo Ω con respecto al Polo Euler resulta en la rotación de la declinación paleomagnética **R** y la traslación hacia **PP** a través del ángulo **p**. Tomado de Butler (1998).

Bajo la técnica espacio-dirección (Figura 64) se compara la dirección esperada (I_x, D_x) derivada a partir de un paleopolo de referencia en el cratón con la dirección obtenida (I_0, D_0); el aplanamiento de inclinación **F**, se da por

$$F = I_x - I_0$$

mientras que la rotación de declinación **R**, es dada por

$$R = D_0 - D_x$$

R se define como positiva cuando D_0 es horaria con respecto a D_x , y negativa cuando D_0 es antihoraria con respecto a D_x . Las direcciones esperada y obtenida tienen intervalos de confianza ($\alpha 95\%$), por lo tanto **F** y **R** tienen los intervalos de confianza ($\alpha 95\%$) ΔF y ΔR , respectivamente. Los resultados se muestran como listados de $R \pm \Delta R$ y $F \pm \Delta F$. Una dirección obtenida que se desvíe significativamente de la dirección esperada ($F > \Delta F$ y/o $R > \Delta R$) se le denomina como una dirección paleomagnética discordante, y sugiere inestabilidad cortical con respecto al cratón. Si la dirección obtenida no es estadísticamente diferenciable de la dirección esperada, se le llama dirección paleomagnética concordante, e implica estabilidad cortical con respecto al cratón.

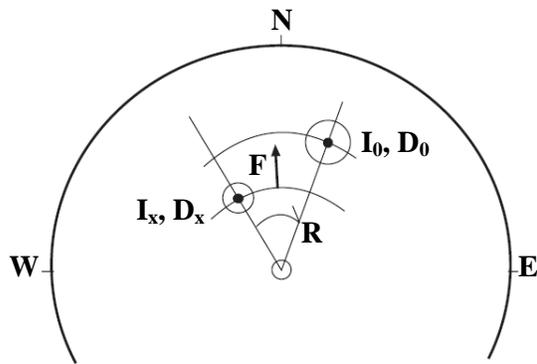


Figura 64. Técnica espacio-dirección donde se compara una dirección obtenida (I_0, D_0) contra una dirección esperada (I_x, D_x), lo cual resulta en la rotación de declinación R y el aplanamiento de inclinación F .

En lo que respecta a los polos de referencia, los paleopolos que conforman la CVPA del cratón Norteamericano están relativamente bien establecidos del Cretácico al Cenozoico. Sin embargo, el Triásico Superior-Jurásico Medio es un intervalo de tiempo del cual no se tienen suficientes paleopolos de referencia, y asimismo, están en controversia unos con otros. Esto introduce ambigüedad para determinar rotaciones tectónicas al contrastarse paleopolos obtenidos contra polos de referencia controvertidos; pero sobre todo y como ya se mencionó, la controversia es responsable de la distintas interpretaciones de la CVPA para dicho intervalo, el cual presenta una resolución temporal visualizada de diferente manera (Figura 61) por las curvas producidas por los métodos de ventana de tiempo móvil (Irving y Irving, 1982), el modelo PEP (Gordon *et al.*, 1984) y de paleopolos más confiables (May y Butler, 1986).

La presente investigación demuestra que la magnetización adquirida por la Formación Todos Santos se registró a partir del Jurásico Inferior (~188 Ma-Toarciaco). Debido a que se busca determinar la inestabilidad cortical del BM comparándolo contra un intervalo de tiempo compuesto por polos de referencia controvertidos, a continuación se desarrolla una breve discusión acerca de la controversia en dicho segmento.

4.5 Controversia de los paleopolos de referencia del Triásico-Jurásico

La gran mayoría de los paleopolos de referencia que componen el intervalo del Triásico Superior-Jurásico Medio para la CVPA de Norteamérica provienen del SE (predominantemente del Colorado Plateau) y NE (p.e. Newark Basin, Hartford Basin) de Estados Unidos. En ambas regiones se conserva el registro estratigráfico de dicho intervalo de tiempo, el cual aflora principalmente como secuencias epiclásticas continentales de lechos rojos o en cuencas tipo *rift* asociadas al desmembramiento incipiente de Pangea en el Triásico.

Las cuencas tipo *rift* del NE de Estados Unidos se diferencian de las cuencas del SE por contener coladas extrusivas, así como por la intrusión e intercalación de *sills* basálticos con los lechos rojos, mientras que no así las cuencas del SE. Los productos hypabisales del NE pertenecen a la gran provincia ígnea CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), la cual se activó en el Jurásico Inferior (~200 Ma) para marcar el inicio del *rifting* del Atlántico Central (Marzoli *et al.*, 1999). Además, estas cuencas no han experimentado rotaciones tectónicas de eje vertical (Kent y Olsen, 1997) como lo ha hecho el Colorado Plateau (Steiner, 1986; Bryan and Gordon, 1990).

Parte de la controversia recae en las rotaciones de eje vertical que ha experimentado el Colorado Plateau (CP): [Steiner \(1986, 2003\)](#) propuso rotaciones horarias de 9° a 12°, mientras que [Bryan and Gordon \(1990\)](#) rotaciones de 5°, siendo el menor valor de rotación el preferido, ya que no existe evidencia estructural en las regiones circundantes al CP para sugerir rotaciones de mayor magnitud ([Chase et al., 1992](#)). De esto se desprende que cualquier polo de referencia del CP introduce cierto grado de ambigüedad si una rotación horaria de declinación de 5° no le es aplicada como corrección. Sin embargo, [Steiner y Lucas \(2000\)](#) recientemente publicaron nuevos datos que sugieren rotaciones horarias de hasta 14.9°, por lo tanto, la magnitud de inestabilidad del CP no ha sido establecida.

En términos llanos, el foco de la controversia radica en la discrepancia de paleopolos temporalmente equivalentes entre el SE y NE de Norteamérica. Esta es la razón primaria por la cual las dos escuelas de pensamiento que han producido los paleopolos del intervalo de tiempo en cuestión tienen interpretaciones divergentes acerca del mismo. Ambas escuelas han cuestionado la validez de sus datos, lo que ha generado un saludable y progresivo debate a continuación simplificado.

Como se observa en la [Figura 61](#), los datos del SE y NE de Norteamérica son concordantes hasta el Triásico Superior, tiempo en el cual los paleopolos del SE (p.e. [Bazard y Butler, 1991](#)) se diferencian de los paleopolos del NE (p.e. [Witte y Kent, 1991](#)) en que los paleopolos gradualmente más jóvenes del SE definen dos rastros: uno de trayectoria occidental entre las latitudes ~45°N y ~60°N, que culmina en el principio del Jurásico Inferior con la cúspide J1, la cual es propuesta por el modelo PEP de [Gordon et al. \(1984\)](#), corroborada por paleopolos del CP ([Molina-Garza et al., 2003](#)) e interpretada como la reorganización de límites y cinemática del cratón Norteamericano durante el inicio del *rifting* del Atlántico Central con la activación de gran provincia ígnea CAMP ([May y Butler, 1986](#)); el segundo rastro define una trayectoria oriental a lo largo de la latitud ~60°N, que culmina en la arista J2 del Jurásico Superior.

En contraste, el NE no es representado en la [Figura 61](#) por paleopolos del Jurásico Inferior, pero si del Jurásico Medio, los cuales se agrupan arriba de la latitud 75°N sin formar un rastro o trayectoria hacia dicha latitud. Sin embargo, actualmente ([Kent y Olsen, 2008](#)) los datos disponibles de las cuencas *rift* del NE cubren el Jurásico Inferior, cuyos paleopolos forman un rastro que evita las cúspides J1 y J2, asciende latitudinalmente hacia los paleopolos del Jurásico Medio ([Figura 65](#)) y avala la interpretación propuesta por [Witte y Kent \(1991\)](#), la cual sugiere que el segmento del Jurásico Inferior-Medio para la CVPA Norteamericana se define en latitudes más elevadas que las propuestas por los paleopolos del SE (p.e. [Bazard y Butler, 1991](#); [Molina-Garza et al., 2003](#)).

De hecho el rastro observado en la [Figura 65](#) tomada de [Kent y Olsen \(2008\)](#) es similar al rastro del mismo intervalo de tiempo producido por la CVPA de Irving e [Irving, \(1982\)](#) ([Figura 60](#)). Además, la [Figura 65](#) sugiere que los paleopolos de baja latitud del Colorado Plateau que definen la cúspide J1 a principios del Jurásico Inferior (Moenave + Wingate), pueden reconciliarse con el paleopolo de referencia temporalmente correspondiente de ~201 Ma para el NE, al ser rotada la declinación ~14.9° de manera horaria ([Steiner y Lucas, 2000](#)) y aumentada (corregida) la inclinación entre 16.3°-28.4° para tomar en cuenta el diferencial (error) introducido por la somerización de la inclinación durante la deposición y compactación de los lechos rojos ([Kent y Tauxe,](#)

2005). Este argumento falta ser rebatido o comprobado, pero de ser avalado, implicaría que la cúspide J1 no representa la reorganización del cratón Norteamericano durante el *rifting* incipiente del Atlántico Central, ya que simplemente es un artificio del Colorado Plateau y que sus paleopolos, junto con los del NE, progresan hacia latitudes más elevadas a partir del Triásico Superior al Jurásico Medio.

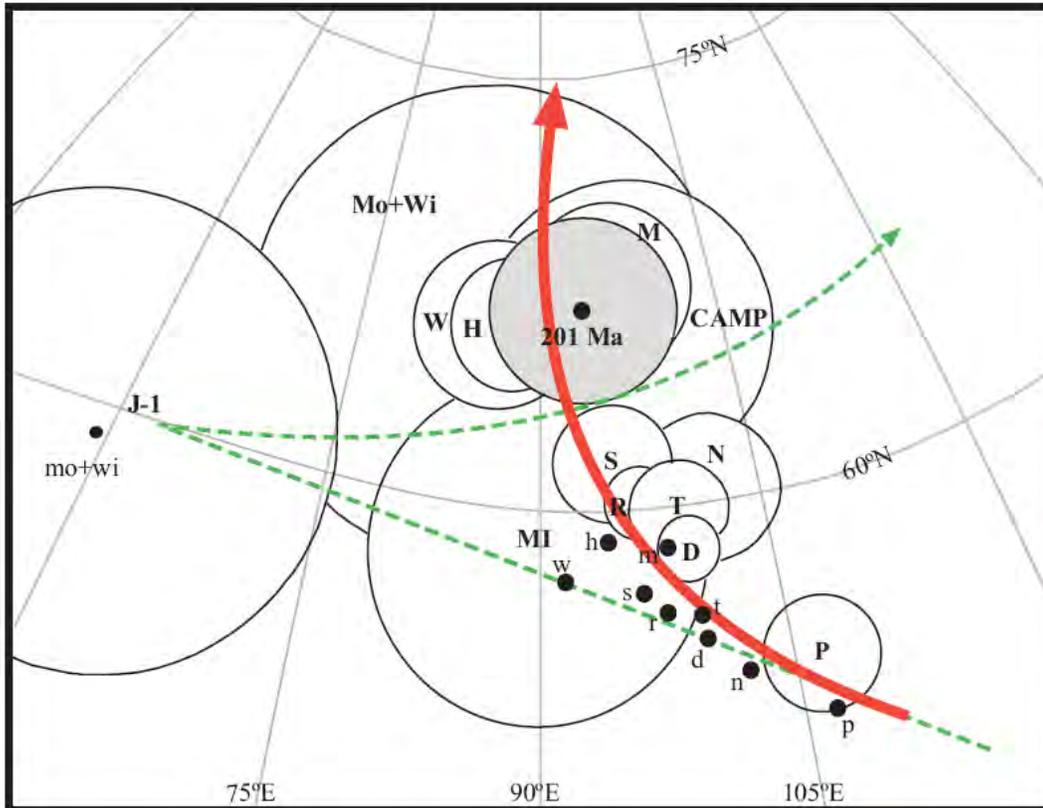


Figura 65. Paleopolos selectos del Triásico Superior al Jurásico Inferior de Norteamérica. Los círculos abiertos representan el $\alpha 95$ de los polos ígneos **CAMP** (Central Atlantic Magmatic Province) y **MI** (Manicouagan Impact Structure), así como de los polos sedimentarios (letra mayúscula) corregidos con respecto al error de inclinación: **D** (Dan River), **H** (Hartford basin), **P** (Princeton), **M** (Martinsville), **Mo+Wi** (Moenave+Wingate), **N** (Nursery), **R** (Rutgers), **S** (Somerset), **T** (Titusville), **W** (Weston Canal). Los círculos cerrados con letra minúscula representan los polos sedimentarios ya mencionados antes de la corrección de inclinación. El polo **Mo+Wi** es además rotado $^{\circ}13.5$ de manera horaria para corregir con respecto al Colorado Plateau. El polo con sombreado gris **201 Ma** es la media de los polos **H**, **M** y **CAMP**. La curva verde ilustra la CVPA propuesta por [Gordon et al. \(1984\)](#) para el Mesozoico, mientras que la curva roja representa la CVPA propuesta por [Kent y Olsen \(2008\)](#) para el mismo intervalo de tiempo. Figura tomada de [Kent y Olsen \(2008\)](#).

Entonces, la controversia se diluye a la disparidad latitudinal entre los paleopolos de una región con respecto a la otra, lo que desemboca en un desacuerdo entre las dos escuelas de pensamiento acerca de cuales son los paleopolos adecuados para definir el segmento controvertido de la CVPA para Norteamérica, ya que si utilizamos los paleopolos del SE, la curva graficará entre $\sim 45^{\circ}\text{N}$ y $\sim 60^{\circ}\text{N}$, pero si corregimos los datos

del SE con respecto a los datos del NE, la curva compuesta se alejaría de la cúspide J1 y graficaría hacia una latitud de $\sim 75^\circ\text{N}$.

Debido a esta controversia, el presente trabajo compara el paleopolo obtenido para la Formación Todos Santos de edad Toarciana-Calloviana (188-161 Ma) contra dos polos de referencia que abordan dicha controversia: siendo el SE representado por el paleopolo de la Formación Kayenta de edad Pliensbachiana (195-190 Ma) (Bazard and Butler, 1991) y el NE representado por la Componente B del paleopolo del Newark Supergroup de edad Aleniana (~ 175 Ma) (Witte y Kent, 1991). Además, debido al rango temporal de la Todos Santos, también se compara su paleopolo contra el polo de referencia de la Formación Summerville de edad Calloviana tardía (160-159? Ma) (Steiner, 2003), así como contra el polo de Besse y Courtillot, (2003), el cual tiene una edad Bajociana (~ 170 Ma) y es el producto de un promedio de 21 paleopolos obtenidos de un número igual de estudios en Norteamérica. Dicho paleopolo fue calculado con el método de ventana de tiempo móvil.

4.6 Ferromagnetismo y magnetismo remanente natural

La adquisición de una magnetización remanente es un proceso físico bien entendido. Existen tres tipos fundamentales de comportamiento magnético para los sólidos: diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo. Estos son observados experimentalmente cuando una magnetización es adquirida por el sólido al aplicársele un campo magnético.

Los sólidos diamagnéticos responden a la aplicación de un campo magnético adquiriendo una pequeña magnetización inducida que es opuesta al campo aplicado. La magnetización depende linealmente en el campo aplicado, el cual al removerse se reduce a cero. Los sólidos diamagnéticos no poseen átomos con momentos magnéticos.

Los sólidos paramagnéticos adquieren una magnetización inducida que es paralela al campo magnético aplicado. Como en los sólidos diamagnéticos, la magnetización depende linealmente en el campo aplicado, el cual al removerse se reduce a cero. Los materiales paramagnéticos si contienen átomos con momentos magnéticos, pero estos no interactúan entre ellos mismos.

Los sólidos ferromagnéticos como la magnetita y la hematita, contienen átomos con momentos magnéticos que interactúan fuertemente entre ellos mismos resultando en magnetizaciones de órdenes de magnitud más altas que para los sólidos paramagnéticos aplicándoseles el mismo campo magnético. Los ferromagnéticos tienen una magnetización máxima, también llamada magnetización de saturación, la cual decrece al incrementarse la temperatura y se vuelve cero en la temperatura Curie (580°C para la magnetita y 680°C para la hematita). Al removerse el campo magnético aplicado, la magnetización no se vuelve cero, ni depende linealmente del campo, si no que la magnetización en función del campo aplicado describe una curva llamada de histéresis. Entonces, debido a la fuerte intensidad de magnetización, así como la capacidad de registrar la dirección de un campo magnético aplicado, los minerales ferromagnéticos son elementales para cualquier investigación paleomagnética.

Cuando una roca se forma (sea esta volcánica o sedimentaria), su matriz es constituida por un agregado de minerales diamagnéticos y paramagnéticos que envuelven a los

minerales ferromagnéticos, fase donde el vector que define el campo geomagnético queda registrado, por lo tanto grabando las características propias del campo geomagnético en la localidad donde se formó la roca. Al registro de este vector se le refiere como magnetización remanente, y a menos que la roca sea remagnetizada en un tiempo posterior, el vector o magnetización registrado en la roca se mantiene inalterado en escalas de tiempo geológico. Sin embargo, debido a la historia geológica de la roca (diagénesis, metamorfismo, intemperismo, deformación, etc.), es posible que se *graben* sobre-impresiones (o magnetizaciones secundarias) encima de la magnetización inicial o incluso esta sea removida por completo.

El fundamento del paleomagnetismo se encuentra en los procesos geológicos por los cuales el vector del campo geomagnético es registrado en los minerales ferromagnéticos durante la formación de la roca, o en otras palabras, la adquisición de la Magnetización Remanente Natural (MRN). El registro puede recuperarse obteniendo muestras orientadas en afloramientos estables, reduciendo la incertidumbre promediando un número suficiente de muestras. Las aplicaciones del paleomagnetismo a la tectónica asumen además que el promedio del campo geomagnético corresponde al del dipolo geocéntrico axial, lo que significa que la variación latitudinal de la dirección del vector del campo magnético es simple y predecible. Para obtener ese promedio es necesario el muestreo de una secuencia geológica de suficiente duración temporal (>1 Ma).

La MRN típicamente es compuesta por una combinación de magnetizaciones de diferente origen. La MRN adquirida durante la formación de la roca se define como la componente primaria y representa la magnetización remanente \mathbf{J}_r . Mientras que las componentes secundarias de MRN representan magnetizaciones inducidas \mathbf{J}_i , que son adquiridas como sobreimpresiones después de la formación de la roca, usualmente son paralelas al campo actual y pueden alterar u oscurecer la MRN primaria. Las componentes secundarias se suman vectorialmente con la componente primaria, lo cual resulta en la MRN total.

La MRN secundaria resulta de cambios químicos que afectan a los minerales ferromagnéticos por intemperismo, la exposición a impactos de rayos, o la exposición prolongada al campo geomagnético, así como puede representar la señal de los minerales diamagnéticos y paramagnéticos en la roca.

La MRN primaria puede ser adquirida por tres procesos básicos: durante el enfriamiento de la roca después de experimentar temperaturas por arriba de la temperatura Curie (magnetización termo-remanente, MTR); durante la formación y crecimiento de partículas ferromagnéticas por procesos químicos debajo de la temperatura Curie (magnetización químico-remanente, MQR); y durante la deposición de rocas sedimentarias conteniendo minerales detríticas ferromagnéticos (magnetización detrítico-remanente, MDR).

La MTR se da principalmente en rocas ígneas, pero también en rocas metamórficas y sedimentarias con minerales ferromagnéticos que han sido expuestas a temperaturas por arriba de la temperatura Curie. Como se verá adelante, los diagramas ortogonales de desmagnetización permiten identificar las diferentes componentes que forman la MRN; más adelante mostraremos que los especímenes paleomagnéticos provenientes de muestras de la litofacies volcánica El Diamante poseen componentes univectoriales primarios de alta estabilidad aquí interpretados como MTR.

Dentro de una roca recién constituida, las reacciones químicas que resultan en la adquisición de MQR pertenecen a la alteración (p.e. oxidación y deshidratación) de un mineral preexistente (horblenda) a uno ferromagnético (hematita), o a la precipitación de un mineral ferromagnético de solución (hematita pigmentaria). Aunque con excepciones, la MQR es típica de las rocas sedimentarias y se considera como syn-deposicional, aunque también puede ser post-deposicional, ya que las reacciones químicas que forman las fases ferromagnéticas pueden ser prolongadas.

La MDR es adquirida por detritos ferromagnéticos durante la deposición y litificación de rocas sedimentarias. En los ambientes sedimentarios recientes el principal detrito ferromagnético es la magnetita o la titanomagnetita (Van Houten, 1968). La adquisición de este tipo de MRN está basada en el alineamiento físico de los detritos syn- y post-deposicionalmente con la componente horizontal del campo geomagnético, sin embargo es complicada debido a la infinidad de procesos que forman rocas sedimentarias, incluidos los procesos químicos.

Por lo tanto, la adquisición de MRN primaria con respecto a los lechos rojos es controversial, ya que una escuela de pensamiento considera que la adquisición de la magnetización en los lechos rojos se debe a procesos MDR, mientras que otra escuela argumenta que los procesos de MQR son responsables de dicha adquisición. Entonces, la controversia reside en la interpretación de cómo adquieren su magnetización los lechos rojos. La controversia es discutida a continuación, ya que concierne directamente a la litofacies sedimentaria Todos Santos.

4.7 Controversia de los lechos rojos

Por un lado autores como Elston y Purucker (1979) y Steiner (1983) consideran que la fase ferromagnética portadora de la componente de alta estabilidad de la MRN es magnetizada por procesos de MDR contemporáneos con la deposición de los lechos rojos, los cuales proveen un registro de alta fidelidad del campo geomagnético, así como de la variación paleosecular (Baag y Helsley, 1974), y transiciones de polaridad geomagnética (Herrero-Bervera y Helsley, 1983; Shive *et al.* 1984).

La otra escuela argumenta que después de depositada una secuencia de lechos rojos, múltiples componentes (alta y baja estabilidad) de MQR son adquiridos durante prolongados procesos químicos de hasta 10 Ma. Además, la estratigrafía de polaridades, así como el registro de variación paleosecular y transiciones de polaridad geomagnética son de baja fidelidad. (Roy y Park, 1972; Larson y Walker, 1975; Turner, 1980; Walker *et al.* 1981; Larson *et al.* 1982)

La fase ferromagnética dominante y portadora del registro paleomagnético en los lechos rojos es la hematita (Fe_2O_3). Vista esta fase en lámina delgada pulida, ocurre como cristales opacos anisotrópicos de $1\mu\text{m}$ llamada hematita especular (especularita), o como cristales translúcidos de $1\mu\text{m}$ y menor cristalinidad llamada hematita pigmentaria.

Esta última le da la pigmentación rojiza a los lechos rojos, comúnmente actúa como cementante y es claramente precipitada post-deposicionalmente por procesos químicos, los cuales pueden prolongarse por millones de años mientras la hematita pigmentaria adquiere múltiples componentes de MRN (Roy y Park, 1972). Pero también ha sido

demostrado que la componente de alta estabilidad es portada por la especularita y no por la hematita pigmentaria (Collison, 1974; Tauxe *et al.*, 1980).

La especularita se encuentra en varias formas: puede ser un detrito de origen ígneo o metamórfico; puede resultar de la oxidación y alteración post-deposicional de la magnetita (martita) y de la oxidación de minerales ferromagnesianos que en ocasiones son remplazados totalmente, pero normalmente presentan especularita en sus planos de clivaje que indican secuencias de reacciones químicas resultantes de oxidación *in-situ* (Walker *et al.*, 1981); así como también pueden ser de origen incierto. Entonces, la especularita puede ser depositada como un detrito pre-existente (que potencialmente puede tener una magnetización pre-existente) y adquirir una MDR, así como puede ser formada por oxidación post-deposicional de magnetita o algún mineral ferromagnesiano adquiriendo una MQR.

El estado actual de la evidencia sugiere que la MDR es adquirida por la especularita (p.e. Tauxe y Kent, 1984) dado que esta sea de origen detrital, cantidad significativa, y magnetizada en intervalos de tiempo de 10^1 a 10^3 años después de la deposición (Butler, 1998). La MQR es adquirida en intervalos de tiempo de 10^2 hasta 10^7 años por la martita, ferromagnesianos alterados a especularita, así como la hematita pigmentaria. Butler (1998) divide la MQR en "temprana", adquirida después de 10^2 a 10^5 años de la deposición, y "prolongada", adquirida de 10^5 años en adelante. Entonces, se concluye que la magnetización primaria en los lechos rojos se puede dar por procesos de MDR penecontemporáneos con la deposición, así como por procesos de MQR post-deposicionales; sin embargo, los procesos MQR son más comúnmente aceptados que los procesos MDR.

4.8 Metodología experimental

El trabajo paleomagnético incluye entonces una etapa de muestreo, que tiene una estructura jerárquica. En un "sitio" se colecta un número generalmente de 6 a 11 "muestras" orientadas con brújula magnética y solar, e inclinómetro. De una muestra se puede obtener uno o más "especímenes". En el caso de una aplicación tectónica, un número suficiente de sitios en unidades litológicas de un rango de edad suficientemente largo asegura que se promedie la variación secular. El trabajo continúa con la preparación de especímenes para su medición. Las muestras son entonces sujetas a un proceso de desmagnetización para identificar las componentes vectoriales de la MRN. El propósito de los análisis paleomagnéticos de laboratorio con respecto a la MRN es identificar componentes secundarias (inestables) de magnetización inducida \mathbf{J}_i , para poder aislarlas de la componente principal (estable), la cual representa la magnetización remanente \mathbf{J}_r , y por lo tanto el registro pasado del campo geomagnético. A este análisis se le llama desmagnetización progresiva, la cual se lleva a cabo por campos alternos (desmagnetización AF), altas temperaturas (desmagnetización térmica) o, ocasionalmente, sustancias que destruyan o disuelvan los minerales ferromagnéticos (desmagnetización química).

En el transcurso de dos campañas de campo (febrero 2007 y mayo 2008), un total de 30 sitios fueron muestreados en el área de estudio. Diecinueve sitios pertenecen a la litofacies Todos Santos y once pertenecen a la litofacies El Diamante. Veintitrés sitios fueron obtenidos *in-situ* con una perforadora portátil y orientados con una brújula magnética y solar, mientras que 7 sitios (VC12, 14, 15, 16, 17, 18, 19) fueron

muestreados como bloques y orientados con una brújula magnética para después ser nucleados en el laboratorio; esto debido a problemas técnicos con la nucleadora portátil utilizada durante la 1ª campaña de campo. En cada sitio fueron obtenidas de 6 a 11 muestras para un total de 247 núcleos orientados con respecto a una línea fiduciaria. Ya en laboratorio, cada núcleo fue cortado en especímenes de 2.5cm de diámetro por 2cm de alto. Los especímenes provenientes de la base de cada núcleo son los que se seleccionaron para los análisis paleomagnéticos, ya que representan la parte menos afectada por intemperismo haciéndolos más aptos para arrojar mejores resultados. Aquellos especímenes no seleccionados se conservan en reserva. El total de especímenes orientados con respecto a una línea fiduciaria fueron sometidos para análisis de desmagnetización progresiva.

Los análisis paleomagnéticos se llevaron a cabo en los laboratorios de paleomagnetismo del Centro de Geociencias-UNAM y la Universidad de Nuevo Mexico. Se desmagnetizó térmicamente en ambos laboratorios utilizando un desmagnetizador termal Modelo TD-48SC. En el Centro de Geociencias-UNAM, la medición de la MRN se hizo con un magnetómetro de giro AGICO-JR5A, mientras que en la Universidad de Nuevo Mexico se utilizó un magnetómetro criogénico *2G-Enterprise Super Conducting*, el cual contiene un desmagnetizador automatizado y con el cual se realizaron pruebas piloto de desmagnetización por campos alternos.

La medición de la MRN se lleva a cabo con la desmagnetización progresiva de los especímenes, ya sea térmicamente en el horno con 10 a 20 incrementos en la temperatura de hasta 680°C, o por campos alternos en 15 a 25 pasos en el desmagnetizador de campos alternos con inducciones de hasta 120 mili-Teslas (mT). En ambos casos se mide la MRN inicial, seguida por la desmagnetización del espécimen por pasos secuencialmente más altos, midiéndose la desmagnetización después de cada paso. La desmagnetización se visualiza e interpreta por medio de diagramas ortogonales de desmagnetización vectorial (Zijderveld, 1967), así como en redes estereográficas de igual ángulo. La magnetización primaria \mathbf{J}_r o dirección característica, así como las magnetizaciones secundarias \mathbf{J}_s , de cada espécimen se calculan con el método de mínimos cuadrados en tres dimensiones de Kirschvink (1980), mientras que la dirección media de cada sitio, así como la dirección global de todos los sitios se calcula usando el método de estadística sobre una esfera de Fisher (1953). Si el proceso de desmagnetización no descompone claramente la magnetización característica de la secundaria en los especímenes de un sitio, se utiliza la técnica de intersección de círculos mayores de Bailey y Halls (1984) para calcular la media del sitio. Para determinar la dirección media de una formación se combinan las direcciones medias de todos los sitios con la estadística de Fisher. De esta manera se obtienen la dirección media, el parámetro de dispersión (k) y el intervalo de confianza ($\alpha 95$). Con la excepción de la prueba piloto de desmagnetización por campos alternos, todos los resultados paleomagnéticos aquí presentados se calcularon con el programa PMGSC Versión 4.2 producido por Randy Enkin del *Geological Survey of Canada-Pacific*. Los resultados de la prueba piloto se llevaron a cabo con el programa *PaleoMag Versión 3.1* producido por Craig H. Jones y Joya Tetreault de la Universidad de Colorado.

4.9 Resultados de desmagnetización

El estudio piloto de desmagnetización por campos alternos consistió en desmagnetizar hasta inducciones de 120mT (mili-Teslas) un espécimen por sitio. El estudio reveló que solamente en el sitio VC1 es efectivo este método, pues todos los especímenes de dicho sitio pudieron ser desmagnetizados totalmente, mientras que en especímenes de los demás sitios inducciones de hasta 120mT removían <10% de la magnetización (Figura 66). Esto indicó que tanto la litofacies El Diamante como la litofacies Todos Santos, poseen una fase ferromagnética de alta coercitividad como la hematita, la cual es la portadora principal de la MRN.

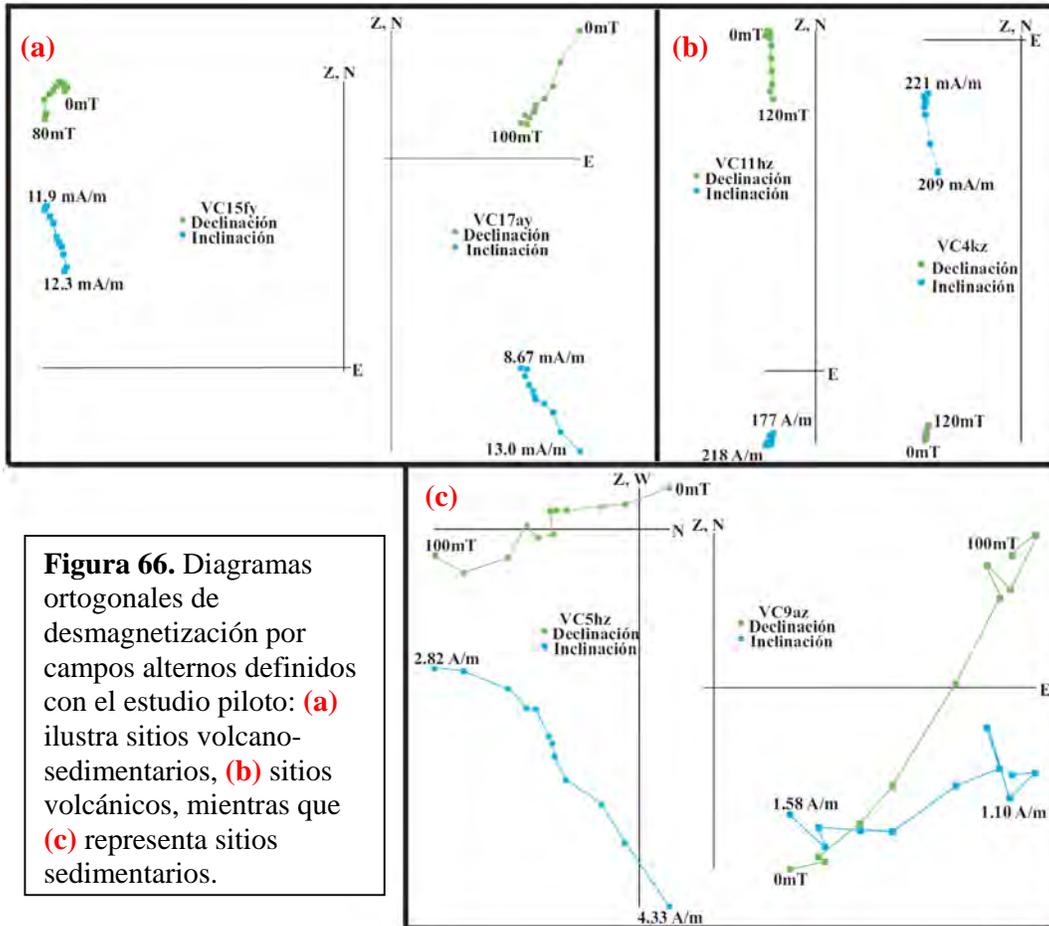


Figura 66. Diagramas ortogonales de desmagnetización por campos alternos definidos con el estudio piloto: **(a)** ilustra sitios volcano-sedimentarios, **(b)** sitios volcánicos, mientras que **(c)** representa sitios sedimentarios.

Por lo tanto, el método de desmagnetización termal fue utilizado en todos los sitios para descomponer el vector de magnetización y así, determinar las componentes secundarias (\mathbf{J}_i) y características (\mathbf{J}_r) de ambas litofacies, cuyos resultados a continuación se describen individualmente, así como las razones para incluir o rechazar dichos resultados de la estadística final. Posteriormente, se integrarán y discutirán los resultados elegidos, siendo estos complementados con las pruebas de estabilidad (pliegue, inversión de polaridad, conglomerado) para validar la magnetización característica \mathbf{J}_r . Es necesario mencionar que la dirección que se espera encontrar en ambas litofacies es la dirección *in situ* calculada por Molina-Garza *et al.* (1992) para la Formación Todos Santos, la cual está dirigida al oeste-noroeste y tiene inclinación positiva somera (declinación=297° inclinación=14°).

Litofacies El Diamante

Las intensidades de la MRN para la litofacies El Diamante (Figuras 67 y 68) varían entre 9.74×10^{-4} y 8.40×10^{-2} A/m, siendo las intensidades máximas (10^{-2}) encontradas en los sitios VC11 y VC20, mientras que los valores mínimos e intermedios ($10^{-4/1}$) se distribuyen en el resto de los sitios, siendo los especímenes de VC1 los que presentan las intensidades más bajas (10^{-4}).

Las direcciones de la MRN inicial, así como de las componentes características de desmagnetización para los sitios VC2, 4, 10 y 29 son de polaridad inversa (Figura 67), mientras que para los sitios VC1, 3, 11, 12 y 20 son de polaridad normal (Figura 68). Los especímenes de los sitios VC14 y VC18 presentan ambas polaridades. Con la excepción de VC14 y algunos especímenes de VC3 y VC4, todos los sitios de la litofacies volcánica presentan comportamientos univectoriales. La descripción de las componentes de desmagnetización se lleva a cabo *in situ* previa a la corrección estructural. Así mismo, aquí se consideran a las inclinaciones someras $<20^\circ$, moderadas entre 20 y 55° , y las altas $>55^\circ$.

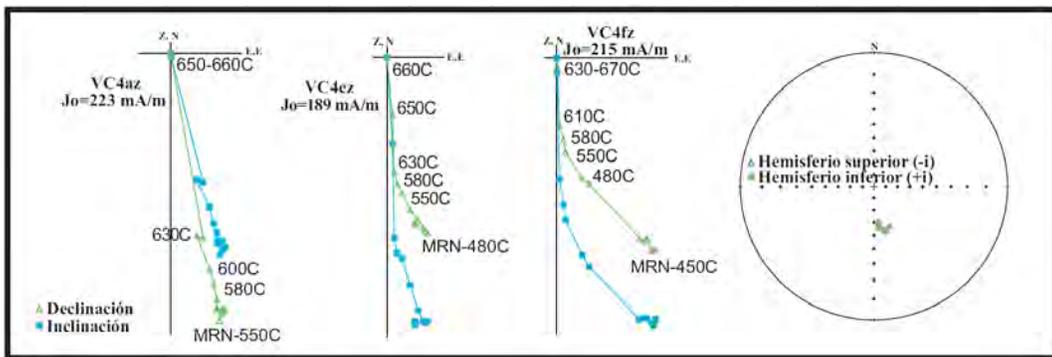


Figura 67. Diagramas ortogonales de desmagnetización y estereograma con direcciones calculadas para el sitio VC4.

Los sitios de polaridad inversa VC2 y VC10 están dirigidos al sur-suroeste, mientras que VC29 está dirigido al suroeste. VC10 y VC29 presentan inclinaciones negativas someras, mientras que VC2 tiene inclinaciones positivas moderadas. La componente primaria para estos sitios se definía desde los 200°C , pero se calculó entre 580 y 630°C . VC4 presenta en al menos 3 especímenes dos componentes: la componente de baja estabilidad esta orientada al sureste, tiene inclinaciones negativas someras y se define entre los 0 y 450°C , mientras que la componente de alta estabilidad esta dirigida al sur-sureste, tiene inclinaciones positivas altas y se desbloquea de 510 a 650°C (Figura 67). Para la estadística final solamente será considerada la componente de alta estabilidad de VC4, ya que es antipodal con respecto a la dirección característica de la Formación Todos Santos.

Así mismo, los diagramas ortogonales de desmagnetización para los sitios de polaridad normal revelan que la componente de magnetización característica de VC1 está orientada al noreste, tiene inclinación positiva moderada-alta y es desbloqueada entre 0 y 500°C . VC3 consistentemente presenta dos componentes: la componente secundaria (baja estabilidad) está dirigida al noreste, presenta inclinaciones positivas y negativas someras y es desbloqueada entre los 0 y 500°C ; la componente primaria (alta estabilidad) está orientada al nor-noroeste, tiene inclinación negativa somera y es

definida entre los 525 y 625°C (Figura 68a). En VC11 la magnetización característica está orientada al nor-noroeste, es de inclinación positiva somera y se define entre los 550 y 680°C (Figura 68b).

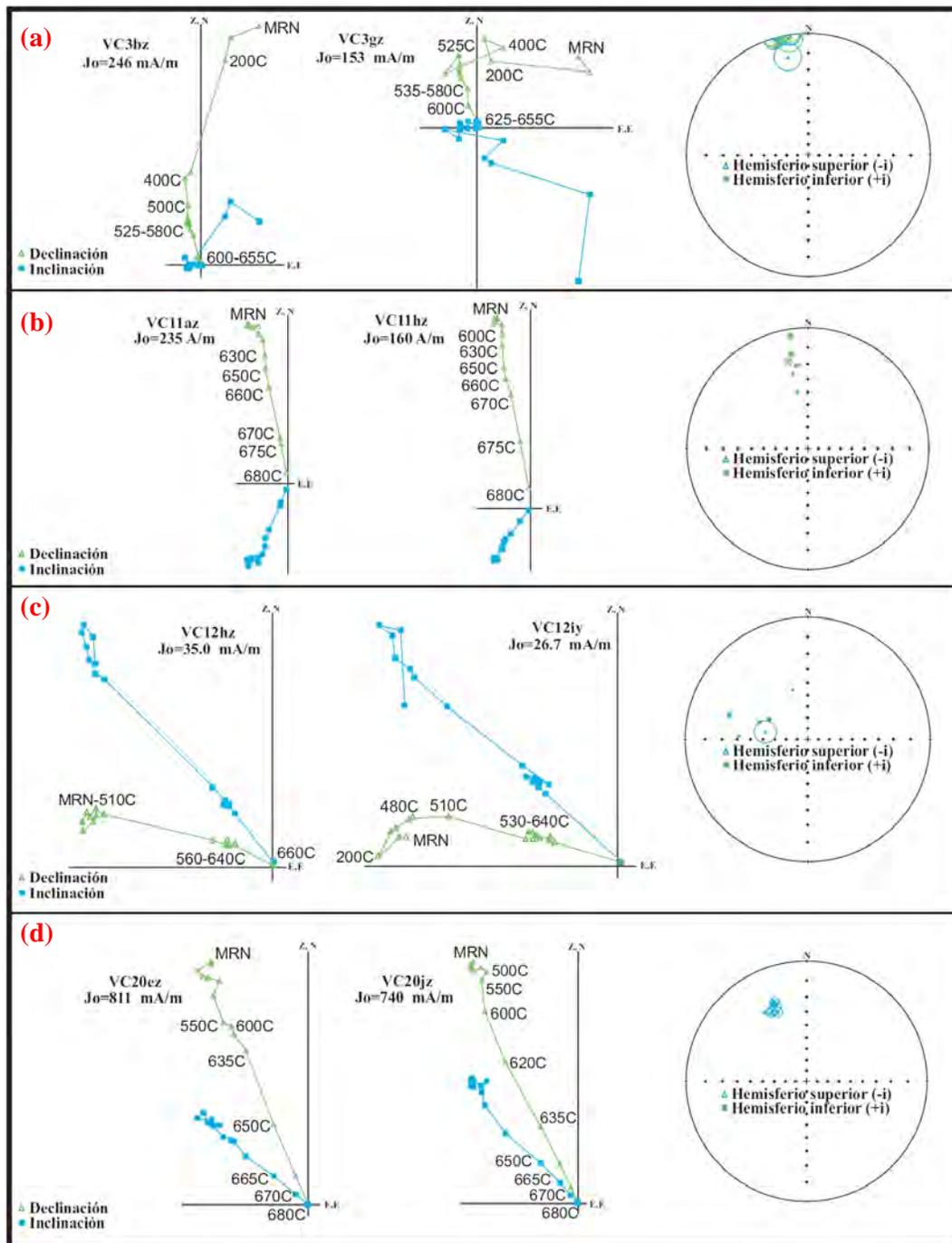


Figura 68. Diagramas ortogonales de desmagnetización representativos de la litofacies El Diamante donde la temperatura C es dada en grados centígrados y J_0 representa la magnetización inicial. Los estereogramas grafican en cada sitio las direcciones calculadas para cada espécimen con su respectivo intervalo de confianza ($\alpha 95$) donde $-i$ = inclinación negativa e $+i$ = inclinación positiva.

En VC12 está dirigida al oeste-noroeste, tiene inclinación negativa moderada-alta y es desbloqueada entre los 510 y 640°C (Figura 68c). En VC20 tiene una dirección al noroeste con inclinación negativa somera que se define entre los 600 y 680°C (Figura 68d). De los anteriores sitios VC11, 12 y 20, así como la componente de alta estabilidad de VC3 se considerarán para la estadística final, ya que su dirección característica es similar a la esperada para la Formación Todos Santos.

En lo que respecta a VC14, todos los especímenes de este sitio tienen comportamiento multivectorial inestable evidenciado por constantes cambios de dirección y desplomes en la intensidad durante los experimentos de desmagnetización, lo que resulta en direcciones aleatorias que no definen ninguna componente. Por lo tanto VC14 es excluido de la estadística final.

El sitio VC18, que presenta ambas polaridades, no será utilizado para la estadística final ya que aunque presenta componentes primarias univectoriales muy bien definidas, estas tienen direcciones al noroeste, noreste y suroeste, con inclinaciones positivas y negativas, que varían de someras a altas (Figura 69). Como se mencionó en el Capítulo 3, los bloques que componen este sitio fueron muestreados en el cerro de La Silla sobre lo que aparentaba ser un flujo de escombros (lahar). Dichos flujos son disparados principalmente por procesos amagmáticos sobre las laderas de un edificio volcánico y se caracterizan por ser flujos caóticos de agua, saturados con material clástico que va de las arcillas hasta bloques de varios metros de diámetro (Smith y Fritz, 1989).

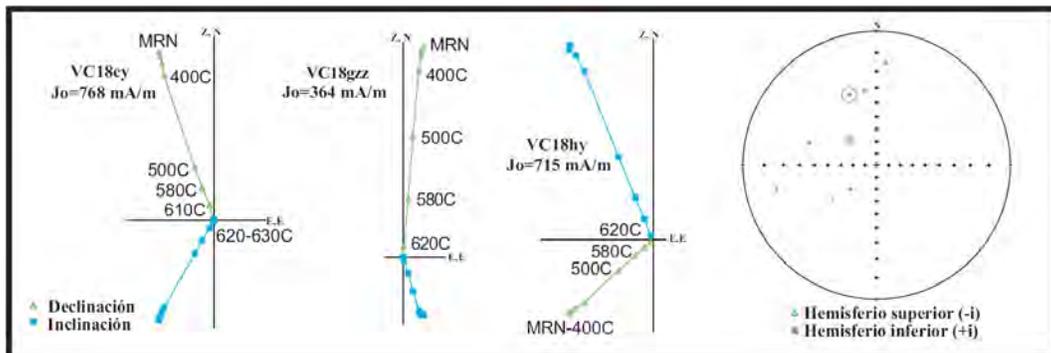


Figura 69. Prueba de conglomerado. Nótese las direcciones estables, univectoriales y aleatorias tanto en los diagramas de desmagnetización, como en el estereograma.

Debido a que el material arrastrado por el flujo es de origen volcanogénico, se asume (en términos paleomagnéticos) que los bloques adquieren su magnetización primaria al ser emplazados sobre el edificio volcánico. Entonces, durante el acarreo y movilización de los escombros por el flujo caótico, los bloques ya tienen registrada una magnetización, o sea, la magnetización es pre-deposicional. Por lo tanto, al ser depositados los bloques, la disposición de las magnetizaciones es caótica. Esto es reflejado en los experimentos de desmagnetización por las direcciones estables, pero aleatorias presentadas por los bloques muestreados del flujo de escombros (Figura 69). De haber sido adquiridas las magnetizaciones por los bloques después de la deposición del flujo de escombros, estas deberían definir una dirección coherente, la cual no es observada. Entonces, se concluye que este sitio funciona como la prueba de conglomerado (Butler, 1998) para avalar la estabilidad magnética de la magnetización primaria para las litofacies El Diamante y Todos Santos.

Litofacies Todos Santos

Las intensidades de la MRN para la litofacies Todos Santos varían entre 7.06×10^{-4} y 4.06×10^{-1} A/m, siendo las intensidades máximas (10^{-1}) encontradas en los sitios VC6 y VC22, mientras que los valores mínimos e intermedios ($10^{-4/-1}$) se distribuyen en el resto de los sitios, siendo VC31 donde se observa la menor intensidad (10^{-4}) (Figuras 70, 71 72, 73 y 74). Los sitios VC23, 24 y 25 no son incluidos en esta discusión ya que los datos de desmagnetización fueron perdidos debido a error humano.

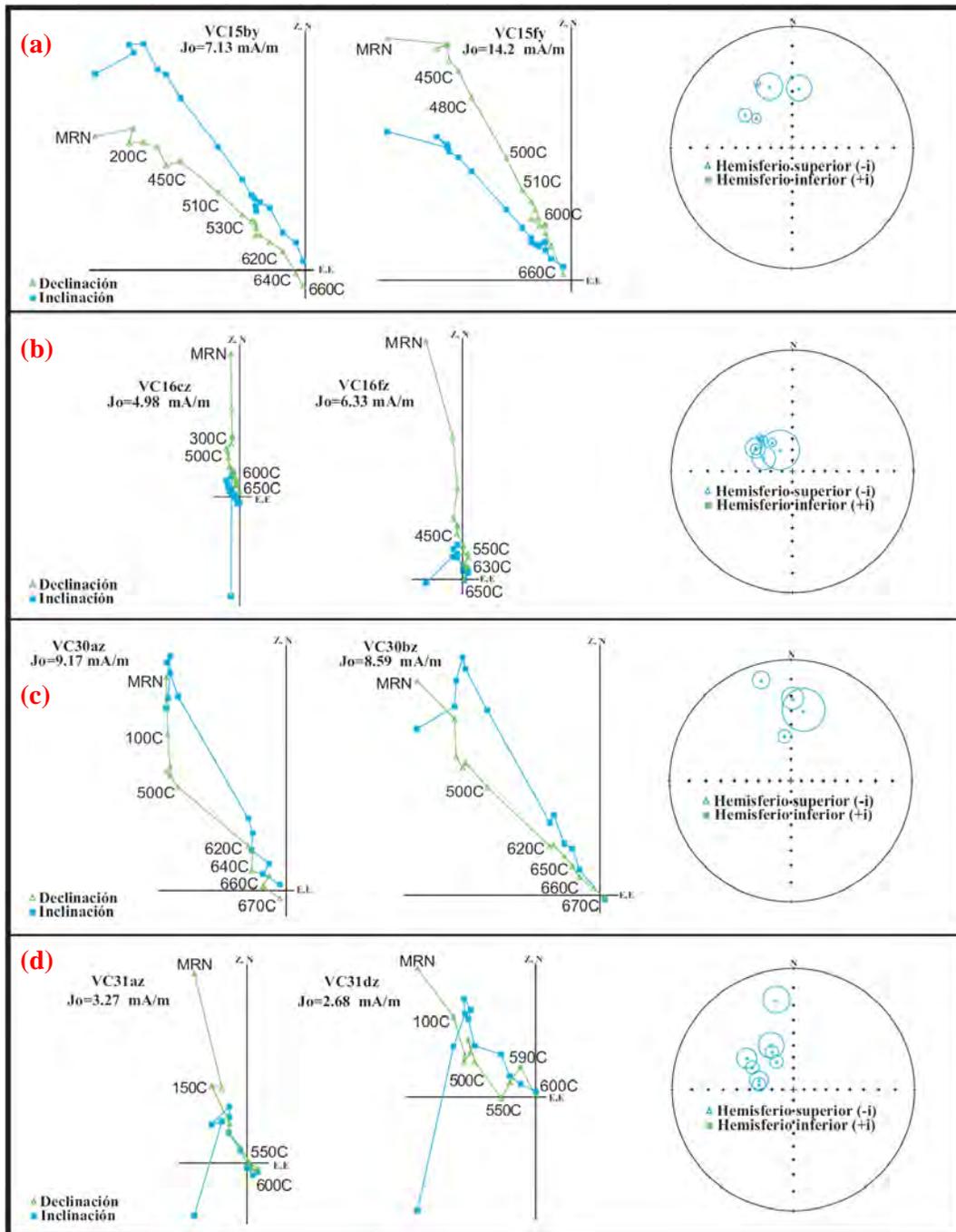


Figura 70. Diagramas selectos de desmagnetización y estereogramas con las direcciones calculadas para los sitios VC15 (a), VC16 (b), VC30 (c) y VC31 (d).

Las direcciones iniciales de la MRN para los sitios VC5, 6, 7, 8, 9, 15, 16, 17, 19, 21, 22, 26, 27, 28, 30 y 31 pueden variar en cada sitio de polaridad normal a inversa de espécimen a espécimen. De la misma forma, las componentes secundarias y primarias de desmagnetización pueden ser de polaridad normal o inversa de espécimen a espécimen, como lo es el caso de VC9; además, un sitio puede ser prevalentemente de polaridad normal con algunos especímenes de polaridad inversa (VC15) y viceversa (VC6); inclusive, se observan sitios como VC28 cuyas componentes progresan de polaridad inversa a normal durante el proceso de desmagnetización. Esta variación en polaridades de sitio a sitio (para ambas litofacies) y de espécimen a espécimen (litofacies Todos Santos) sugieren que el registro paleomagnético es complejo. Entonces, con cierta reserva se asienta que los sitios VC15, 16, 19, 22, 27, 28, 30 y 31 son de polaridad normal, mientras que los sitios VC5, 6, 7, 8, 17 y 26 registran polaridad inversa. Los especímenes de los sitios VC9 y VC21 consistentemente presentan ambas polaridades. Con la excepción de algunos especímenes, todos los lechos rojos presentan comportamiento multivectorial.

Cabe mencionar que las direcciones e intensidades en la mayoría de los lechos rojos se vuelven erráticas (desplomes en la intensidad, adquisición de nuevas magnetizaciones y cambios direccionales) después de los 550°C. De hecho, a diferencia de la litofacies volcánica cuyas intensidades decrecían uniformemente con incrementos de 100°C durante los pasos iniciales de desmagnetización, se encontró que ciertas muestras de los lechos rojos requerían un tratamiento térmico más delicado con incrementos de 20 a 30°C (o aun menores) durante todo el proceso, ya que altos incrementos de temperatura arruinaban o producían componentes aleatorias de la MRN, como es el caso de VC26, cuya dirección característica no es confiable y por lo tanto no es incluido en la estadística final. A continuación se describirán ejemplos selectos de desmagnetización de lechos rojos que tienen dirección similar para la Formación Todos Santos reportada por [Molina-Garza et al. \(1992\)](#), y que por lo tanto, serán utilizados en la estadística final. Aquellos sitios que no presentan esta dirección (VC7, 21 y 22) se excluyen de dicha estadística.

Los sitios de polaridad normal VC15, 16, 30 y 31 presentan dos componentes: la primera se desbloquea entre 0 y 400°C, está dirigida al norte y es de inclinación moderada-alta; la segunda componente de alta estabilidad está dirigida al noroeste y oeste-noroeste, tiene inclinaciones negativas moderadas a altas y fue calculada entre los 580 y 670°C ([Figura 70](#)).

La remanencia natural del sitio VC19 consiste de dos componentes: la primera tiene direcciones al norte, noroeste, y suroeste, es de inclinaciones positivas moderadas a altas y se define entre los 0 y 200°C, mientras que la componente de alta estabilidad tiene dirección al noroeste con inclinación negativa somera desbloqueada entre los 300 y 600°C ([Figura 71a](#)). En los ejemplos del sitio VC28 se observa su naturaleza multivectorial, así como la progresión de polaridad inversa a normal durante el proceso de desmagnetización. En el primer diagrama de desmagnetización de la [Figura 71c](#), la primera componente se define entre 0 y 125°C, comienza dirigida al norte con inclinación positiva alta; la componente intermedia está dirigida al suroeste, es de inclinación positiva moderada y se desbloquea entre los 125 y 470°C; finalmente, la componente de alta estabilidad se define entre 470 y 620°C, y es de dirección al noroeste con inclinación negativa moderada. En el segundo diagrama ortogonal de la misma [Figura 71c](#), la primera componente comienza dirigida al noreste con inclinación

positiva moderada a alta desbloqueada entre los 0 y 125°C; la segunda componente es definida entre los 125 y 500°C, siendo su dirección al sureste con inclinación negativa somera; finalmente, la componente de alta estabilidad está dirigida al noroeste y tiene inclinación negativa somera desbloqueada entre los 550 y 620°C.

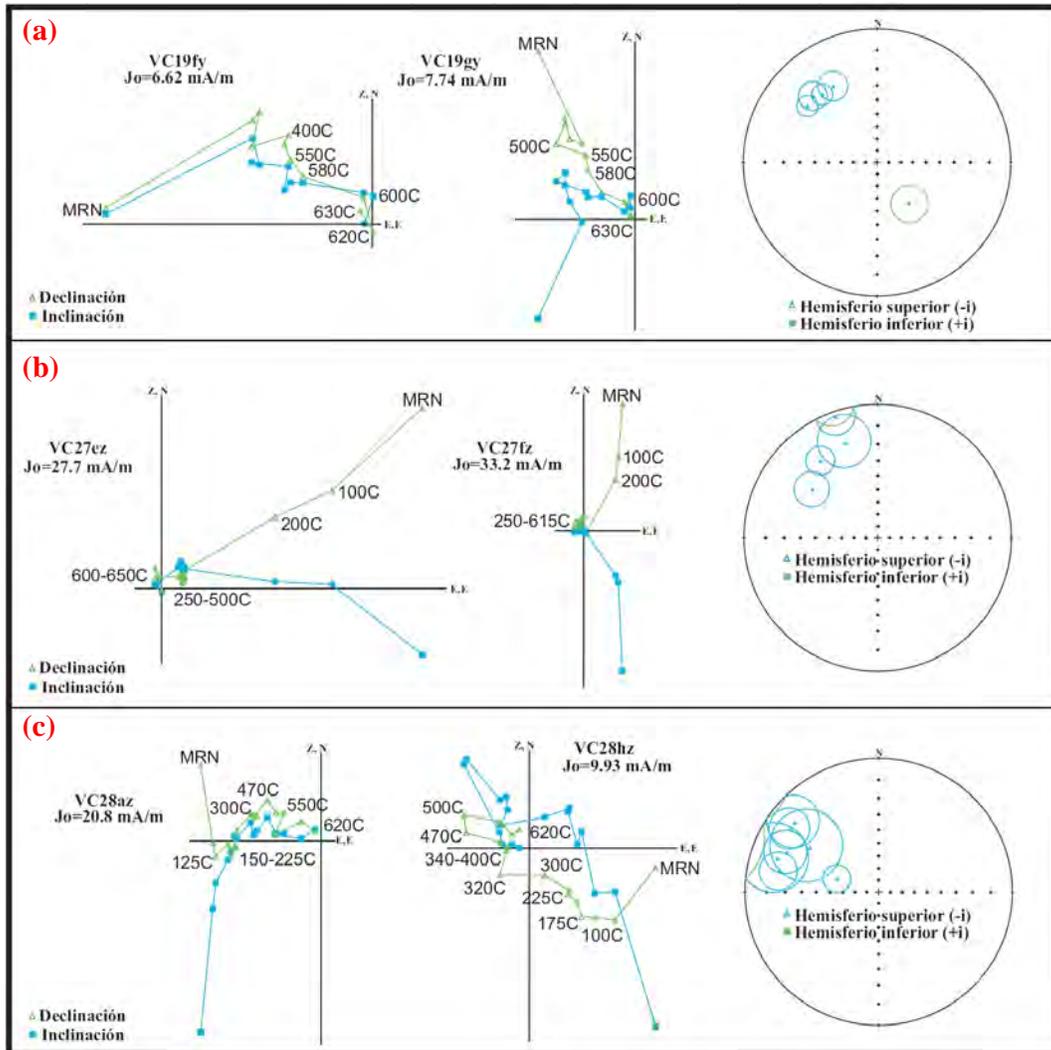


Figura 71. Diagramas selectos de desmagnetización y estereogramas con las direcciones calculadas para los sitios VC19 (a), VC27 (b) y VC28 (c).

En la [Figura 72](#) se observan dos ejemplos de polaridad normal e inversa del sitio con comportamiento multivectorial VC9. En el ejemplo de polaridad normal (VC9bz), la primera componente definida entre los 0 y 540°C, está dirigida al norte y es de inclinación negativa somera; la segunda componente está dirigida al oeste, es de inclinación positiva somera y se desbloquea entre los 590 y 615°C; mientras que la componente primaria se desbloquea a partir de los 615°C y está dirigida al noroeste con inclinación positiva somera. En el ejemplo de polaridad inversa (VC9az), la primera componente está dirigida al norte-noreste, es de inclinación positiva somera y se define entre los 0 y 530°C; mientras que la segunda componente tiene dirección al sureste, su inclinación es positiva somera y se desbloquea a partir de los 570°C.

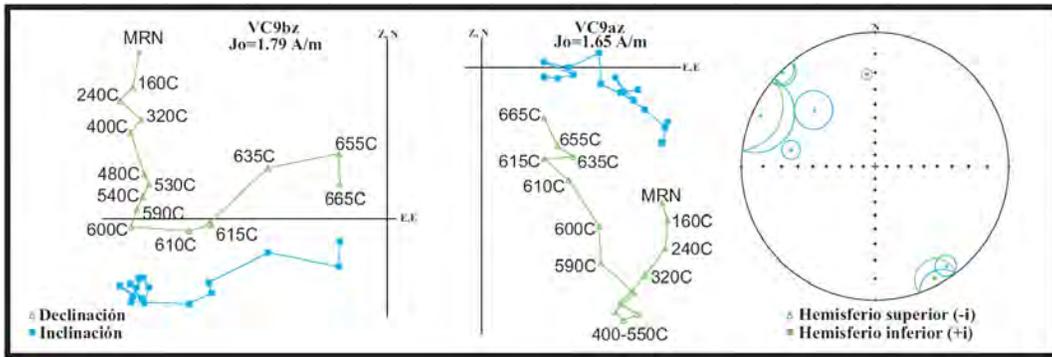


Figura 72. Diagramas selectos de desmagnetización y estereograma con las direcciones calculadas para el sitio VC9.

En el sitio VC6bz de polaridad inversa (Figura 73b), la MRN es compuesta por tres componentes. La primera componente esta dirigida al norte y tiene inclinación moderada-alta positiva. Se define aproximadamente entre los 0 y 240°C. Una segunda componente de la MRN está dirigida al sur-sureste y es de inclinación negativa somera.

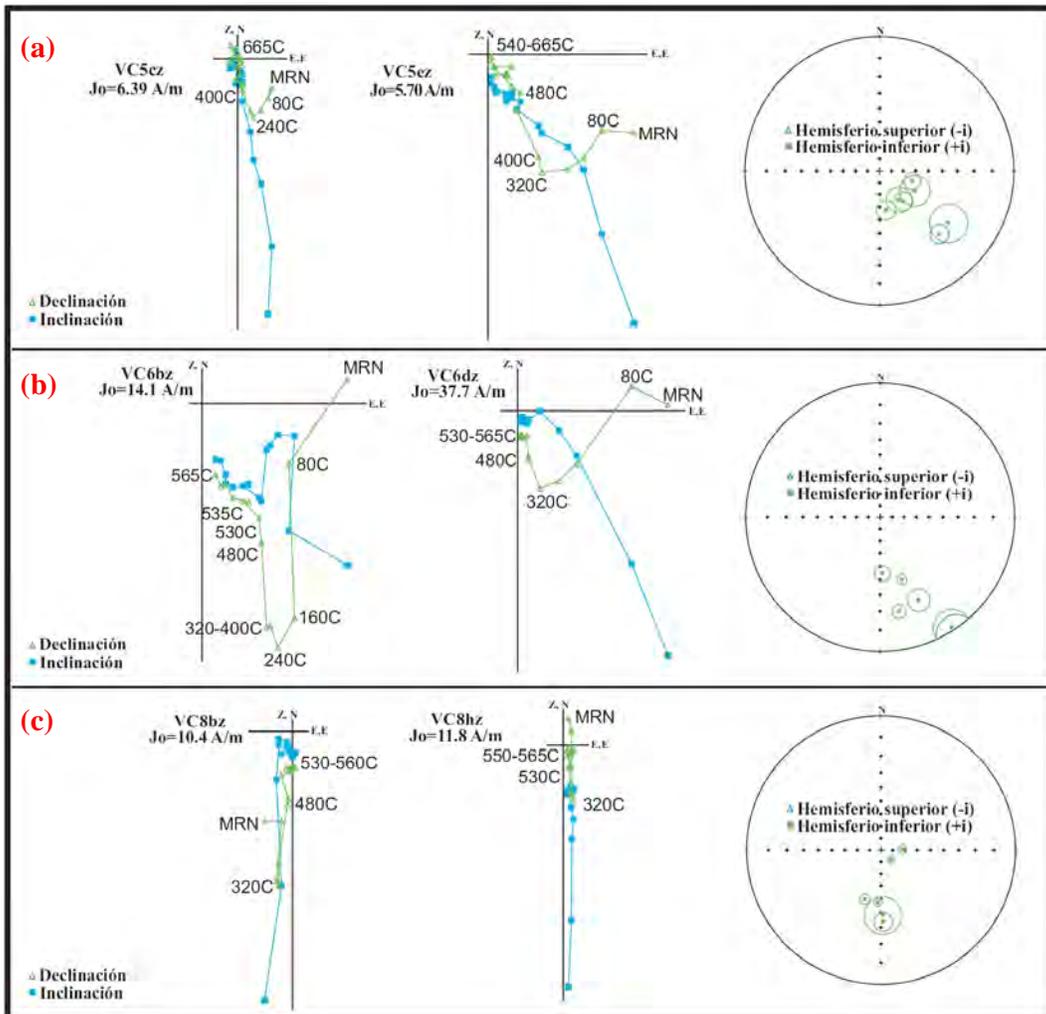


Figura 73. Diagramas selectos de desmagnetización y estereogramas con las direcciones calculadas para los sitios VC5 (a), VC6 (b) y VC8 (c).

El rango en que se define esta segunda componente es aproximadamente 240 a 480°C. Finalmente, la magnetización de mayor estabilidad es una componente que está dirigida al sureste y es de inclinación positiva moderada a alta. Para comparación, otra muestra (VC6dz) (Figura 73b) del mismo sitio parece contener solamente dos componentes vectoriales. La primera componente es esencialmente la misma observada en la muestra previamente descrita. Está dirigida al norte y su inclinación es positiva. La segunda componente está dirigida al sureste pero su inclinación es cercana a la horizontal. Es evidente que esta segunda componente es en realidad la suma de las componentes de estabilidad intermedia y alta observadas en la muestra anterior. La desmagnetización no separa de forma clara las dos componentes. No obstante, utilizando la técnica de círculos de remagnetización (Bailey y Halls, 1984) es posible "rescatar" la dirección de la magnetización característica.

Entonces, tomando en cuenta como comparación la dirección reportada en la literatura para la Formación Todos Santos, los sitios que se incluyen en la estadística final, tanto de la litofacies volcánica como de los lechos rojos son VC3, 9, 12, 15, 16, 19, 20, 27, 28, 30 y 31, así como los sitios antipodales VC4, 5, 6 y 8 (ver Tabla 2). Los sitios VC11, 17 y 21 tienen direcciones *in situ* similares, sin embargo se consideran "statistical outliers" y se excluyen porque a) VC11 y VC21 tienen inclinaciones positivas, mientras que los demás sitios de polaridad normal presentan inclinaciones negativas; b) al aplicárseles la corrección estructural, VC11 cambia su dirección característica al noreste, mientras que la inclinación de VC17 y VC21 se vuelve moderada y muy alta (respectivamente) cuando en los demás sitios se torna somera ($<20^\circ$) (ver Figuras 74 y 75).

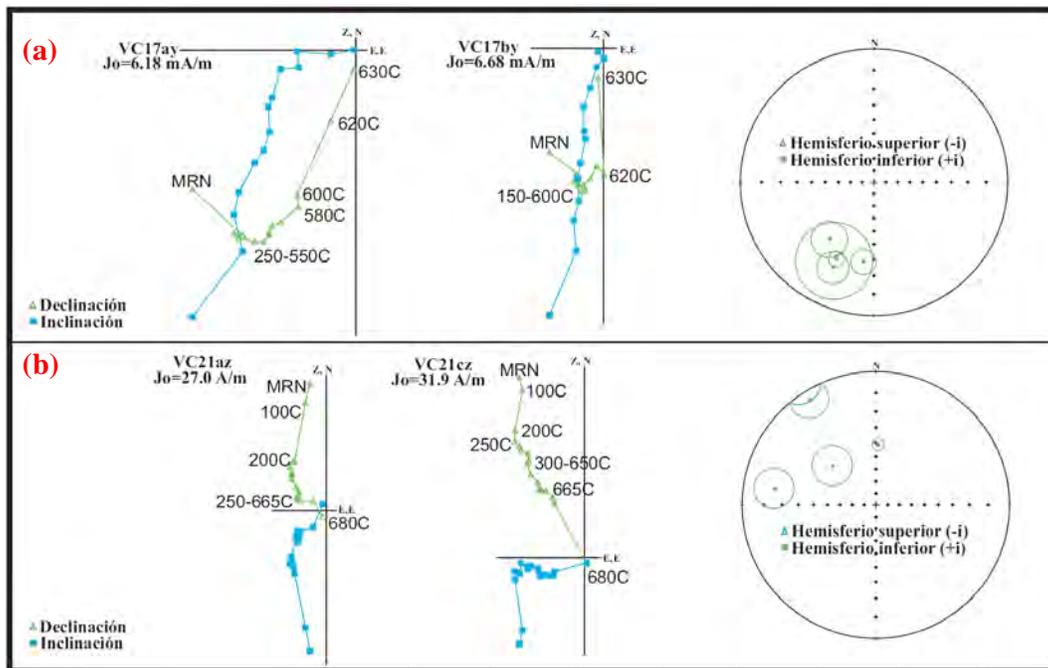


Figura 74. Sitios VC17 (a) y VC21 (b) excluidos de la estadística final.

Por lo tanto, excluyendo los sitios VC11, 17 y 21 se calcula la componente C a través de la estadística de Fisher (1953), cuya dirección *in situ* es Dec=330.0° Inc=-34.6° (n=15, k=9.4, $\alpha_{95}=13.2^\circ$) y corregida estructuralmente es Dec=319.9° Inc=-0.1° (n=15, k=14.0, $\alpha_{95}=10.6^\circ$). Ver Figura 75.

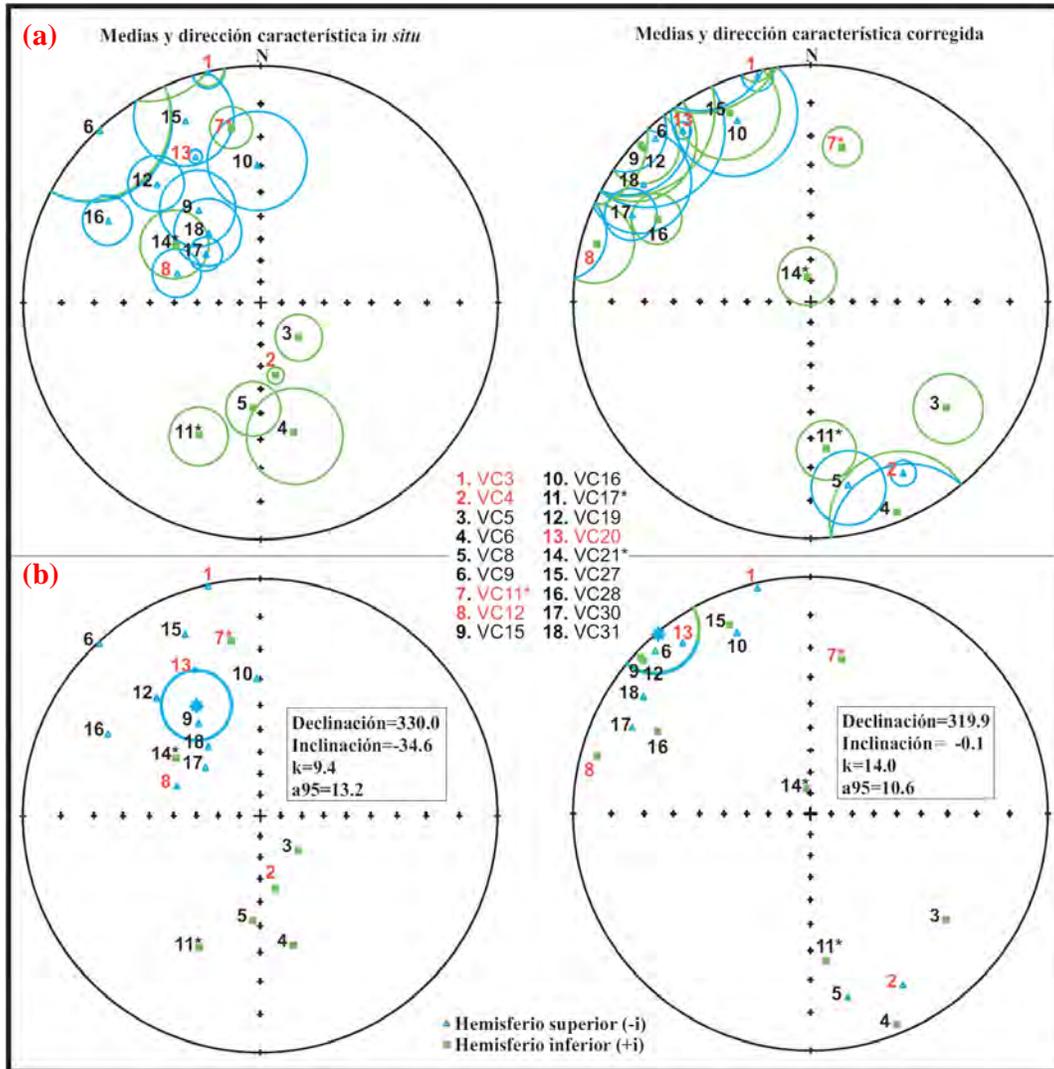


Figura 75. Estereogramas que ilustran las medias de cada sitio **(a)** calculadas *in situ* y corregidas estructuralmente con sus respectivos intervalos de confianza ($\alpha 95$). En **(b)** los estereogramas presentan la dirección característica *in situ* y corregida (estrella azul) con su respectivo $\alpha 95$. Los sitios en rojo representan la litofacies El Diamante, mientras que los sitios en negro representan la litofacies Todos Santos. Aquellos sitios con el asterisco* indican los "statistical outliers" excluidos de la estadística final.

Para concluir, en los lechos rojos (VC5, 6, 7, 8) se encontró una componente de baja estabilidad dirigida al sur-sureste de inclinación negativa somera, la cual se definía entre 240 y 480°C. Estos cuatro sitios se conjugan en uno solo debido a que VC6, 7 y 8 solamente presentan un espécimen con inclinación negativa, además de su proximidad en la misma localidad. De la misma manera, los sitios VC9, 21 y 22 tienen direcciones al norte de inclinación positiva moderada a somera que se desbloquean entre 200 y 480°C. Los sitios con dirección al norte se interpretan como antipodales con respecto a la dirección al sur-sureste. También se encontró una dirección similar al sur-sureste en los sitios VC27 y 28, sin embargo es excluida porque: a) sus especímenes predominantemente presentan inclinaciones positivas, sugiriendo que la dirección del campo presente (componente A) no fue aislada satisfactoriamente de la componente B por la desmagnetización, y b) porque la dispersión de las direcciones con inclinación

negativa producen un parámetro de dispersión (k) e intervalo de confianza ($\alpha 95$) inaceptables. Entonces, en conjunto estos sitios definen la componente B, cuya dirección *in situ* es Dec=174.0° Inc=-31.5° (n=4, k=27.7, $\alpha 95=17.8^\circ$).

Tabla 2. Datos paleomagnéticos y parámetros estadísticos

Sitio	N/No	C.E.°	Dir <i>In Situ</i> °	Dir C.E.°	k	$\alpha 95$	PGV		
Componente C							Lat N°	Long E°	
VC3	8/8	345/23	347.2 / -0.3	346.8 / -1.2	207.1	3.9	68.9	127.4	
VC4	6/8	41/73	168.4 / 55.2	151.7 / -11.2	329.9	3.7	-60.4	340.7	
VC5	7/10	30/38	132.4 / 65.6	128.0 / 18.1	31.2	11.0	-32.7	335.5	
VC6	4/8	30/38	165.7 / 31.1	157.8 / 2.3	28.8	17.4	-62.2	322.0	
VC8	4/7	41/73	184.0 / 42.1	168.5 / -13.4	70.5	11.0	-75.5	320.0	
VC9	4/11	307/15	317.0 / -0.4	316.5 / -3.0	24.1	19.1	43.6	159.9	
VC11*	7/7	7/54	350.5 / 16.6	11.5 / 22.8	104.0	6.6	78.1	16.8	
VC12	3/5	7/54	289.4 / -49.2	285.1 / 4.1	144.3	10.3	15.1	175.8	
VC15	5/7	7/54	326.3 / -39.8	312.7 / 1.6	27.3	14.9	41.0	164.7	
VC16	5/8	7/54	358.6 / -29.8	338.0 / -11.0	19.6	17.7	59.4	135.0	
VC17*	5/6	10/56	204.8 / 26.8	174.0 / 26.1	55.8	10.3	11.5	186.5	
VC19	4/6	353/41	318.8 / -23.0	312.7 / 2.6	96.5	9.4	41.1	165.3	
VC20	10/10	347/50	336.0 / -22.0	323.3 / -6.0	441.7	2.3	49.0	153.6	
VC21*	4/9	19/40	304.0 / 43.4	352.1 / 77.8	44.6	13.9	39.1	264.0	
VC26*	3/10	7/37	181.6 / 32.8	162.0 / 22.7	49.6	17.7	-57.0	301.7	
VC27	4/8	7/37	337.6 / -10.7	336.9 / 8.2	43.3	14.1	64.4	152.8	
VC28	8/10	8/38	298.3 / -17.9	298.3 / 17.6	50.1	7.9	29.6	179.4	
VC30	7/7	7/50	311.5 / -55.8	295.9 / -10.2	67.7	7.4	23.2	165.0	
VC31	4/7	7/50	323.2 / -49.9	305.1 / -8.6	42.2	14.3	32.0	162.2	
Media	15		330.0 / -34.6		9.4	13.2	44.2	129.2	
Paleopolo				319.9 / -0.1	14.0	10.6	47.3	159.8	
Componente B									
VC5,6,7,8	10/35		163.7 / -19.6		24.5	10.6	-73.1	339.6	
VC9	6/11		354.0 / 21.1		20.4	15.2	82.3	137.7	
VC21	6/8		355.0 / 47.3		31.6	12.1	76.7	248.5	
VC22	6/6		6.0 / 37.2		187.9	4.9	82.6	317.1	
VC27,28*	6/18		163.0 / -35.6		5.0	33.4	-73.4	13.4	
Media	4		174.0 / -31.5		27.7	17.8	-84.2	9.0	
Paleopolo			354.0 / 31.5				84.2	189.0	

N/No = especímenes calculados para media de sitio / especímenes desmagnetizados.
C.E. = corrección estructural (rumbo/echado) con respecto a la actitud estructural de la localidad muestreada. **Dir In Situ** = Dirección *In Situ*. **Dir C.E.** = Dirección corregida estructuralmente. **k** = parámetro de dispersión. **$\alpha 95$** = intervalo de confianza.
PGV = latitud y longitud del polo geomagnético virtual. **VC3** = Litofacies El Diamante.
VC5 = Litofacies Todos Santos. * = sitios excluidos del cálculo final.

En cuanto a las pruebas de estabilidad, ya se demostró que las direcciones estables, pero aleatorias de los bloques del sitio VC18 representan magnetizaciones adquiridas pre-deposicionalmente y por lo tanto, la prueba de conglomerado es positiva (Figura69). Esto indica que la magnetización característica de la fuente detrítica (litofacies El Diamante) fue estable, al menos desde la formación del conglomerado.

Con respecto a la prueba de pliegue, al aplicársele la corrección estructural a la dirección característica se observa un incremento en el parámetro de dispersión k de 9.4 a 14.0, así como un decremento en el intervalo de confianza α_{95} de 13.2 a 10.6. Esto resulta en un mejor agrupamiento de las direcciones y por lo tanto, mayor confianza en la media calculada, lo cual de acuerdo a Butler (1998), significa una prueba de pliegue positiva. Sin embargo, señala que es necesario un parámetro estadístico que cuantifique esta aprobación. Entonces, se aplica la estadística para dicha prueba elaborada por McElhinny (1963), la cual está basada en la comparación de la razón k_2/k_1 (donde k_1 es el valor de k antes de la aplicación de la corrección estructural y k_2 después de la corrección) contra una tabla de valores -empíricamente obtenida- donde cada valor representa n número de sitios de muestreo. Cuando al compararse un valor $k_2/k_1=1.48$ representativo de 15 sitios de muestreo, contra un valor empírico de $k_2/k_1=1.88$ de igual número de sitios, se obtuvo que la prueba de pliegue no es estadísticamente significativa a un nivel de confianza de 95%. Consideramos que aunque la prueba no sea estadísticamente significativa a dicho nivel, la misma es positiva con la aplicación de la corrección estructural debido al mejor agrupamiento de las direcciones, así como al incremento y decremento de k y α_{95} , respectivamente, e inclusive, a que el valor de 1.48 es significativo a un nivel de confianza de 80%.

Como se mencionó al principio de este capítulo, la naturaleza dipolar del DGA es consistente durante intervalos de polaridad normal e inversa, donde la dirección del vector que define el campo geomagnético durante intervalos de polaridad normal e inversa es antiparalela (antipodal) y difiere por 180° . Por lo tanto, si los sitios seleccionados muestrearon adecuadamente la variación secular durante intervalos de polaridad normal e inversa, entonces la dirección característica de los sitios de polaridad normal es antipodal y difiere por 180° con respecto a la dirección característica de los sitios con polaridad inversa. Esta característica del campo geomagnético es la base de la prueba de inversión de polaridad. Al aplicársele la prueba de inversión de polaridad a la media de sitios con polaridad normal (Dec=315.6° Inc=-0.6° n=11) y polaridad inversa (Dec=151.8° Inc=-1.1° n=4) con el programa de McFadden (1990), se obtiene que una distancia angular de 16.2° separa ambas medias y por lo tanto, la prueba de inversión de polaridad es negativa. Esto indica que las magnetizaciones características no están libres de componentes secundarias, las cuales se asume fueron parcialmente removidas durante los experimentos de desmagnetización. Sin embargo, se considera que el muestreo de variación geomagnética paleosecular fue adecuado, ya que se registran 9 sitios con polaridad invertida, de los cuales 4 fueron utilizados para la estadística final. Entonces, se puede decir que las pruebas de estabilidad corroboran hasta cierto punto que la magnetización característica \mathbf{J}_r , es una magnetización primaria adquirida al tiempo de formación de los volcánicos y lechos rojos.

Capítulo 5 - Interpretación, discusión y conclusiones

5.1 Magnetizaciones primarias y componente C

Los diagramas ortogonales de desmagnetización para los especímenes de la litofacies volcánica El Diamante exhiben casi exclusivamente comportamientos univectoriales de MRN, los cuales se interpretan como adquiridos por procesos MTR debido a su alta estabilidad, mientras que los diagramas ortogonales de desmagnetización para los especímenes de la litofacies sedimentaria Todos Santos poseen comportamientos multivectoriales de MRN, los cuales concuerdan con procesos típicos de MQR. Sin embargo, es posible que la componente primaria fuese adquirida por procesos MDR debido a que a) la componente característica es de ambas polaridades, e *in situ* no corresponde a una dirección Jurásica o más joven; b) la componente primaria de alta estabilidad de las litofacies El Diamante y Todos Santos es indistinguible; c) la litofacies Todos Santos es compuesta casi exclusivamente por detritos de la litofacies El Diamante. Entonces si consideramos que la magnetización de detritos volcánicos de la litofacies El Diamante es la misma que para la sobreyacente litofacies Todos Santos, concluimos que la magnetización de los lechos rojos es de edad cercana al depósito. Por lo tanto, la magnetización primaria fue adquirida por procesos MDR syn-deposicionales o MQR tempranos, mientras que procesos MQR post-deposicionales explican las magnetizaciones secundarias observadas. Esta interpretación es avalada principalmente por la prueba de conglomerado, y en menor grado por las pruebas de pliegue y polaridad dual.

Con respecto a la dirección característica (componente C) calculada de las componentes primarias de alta estabilidad de las litofacies El Diamante y Todos Santos, recordemos que esta resulta de un cálculo jerárquico, primero de determinar una dirección característica por sitio de muestreo (establecida a su vez de promediar las direcciones características de especímenes individuales), seguida del cálculo de un grupo selecto de sitios, donde cada sitio representa un PGV (posición geográfica del polo de un dipolo geocéntrico) y por lo tanto, la media del grupo de PGVs representan un polo paleomagnético o paleopolo. Entonces, bajo el modelo del DGA, el paleopolo obtenido Lat N°=47.3 Long E°=159.8 (n=15, k=14.0, α_{95} =10.6°) representa la posición paleogeográfica del eje de rotación (componente vertical H_v del campo geomagnético) de la Formación Todos Santos -y por extrapolación del BM- del Jurásico Inferior al Jurásico Medio.

5.2 Componente B

Como ya había sido mencionado, se interpreta que la componente B es de baja estabilidad, ya que fue calculada entre 240 y 480°C. Así mismo, la dirección Dec=174.0° Inc=-31.5° (n=4, k=27.7, α_{95} =17.8°) se interpreta como post-plegamiento, debido a que con la corrección estructural, los valores del parámetro de precisión e intervalo de confianza cambian drásticamente a k=8.4 y α_{95} =33.7, respectivamente (Figura 76). Tentativamente se asocia la adquisición de esta magnetización al desarrollo del Cinturón de Pliegues del Neógeno (CPN) durante el Mioceno, ya que el paleopolo calculado (Lat N°=84.2 Long E°=189.0) grafica cerca del segmento del Terciario de la CVPA Norteamericana (ver Figura 78). Sin embargo, no se puede comparar este paleopolo debido a que su edad no está bien establecida.

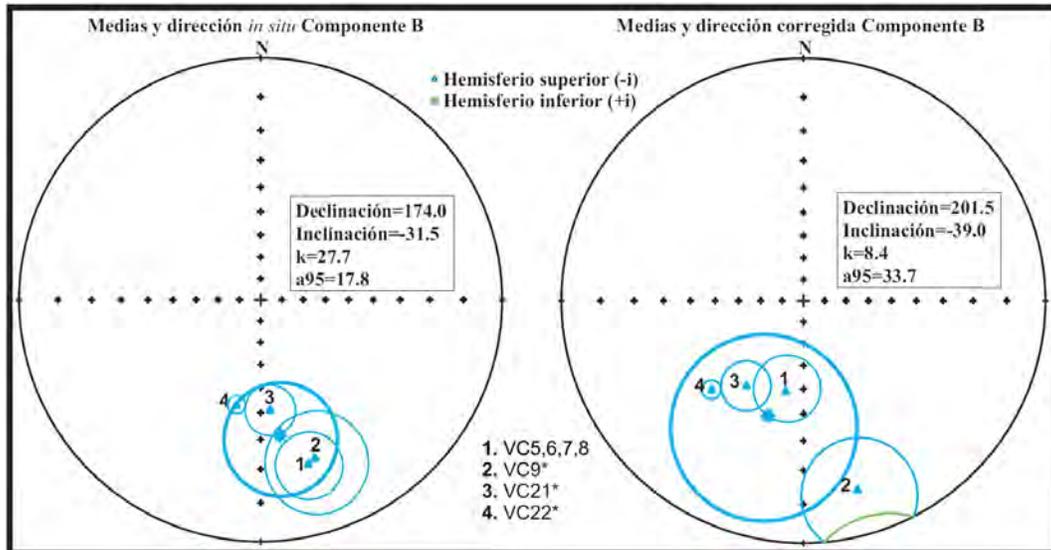


Figura 76. Estereogramas representativos de la Componente B.

5.3 Dispersión de las declinaciones

La dispersión de las declinaciones entre un rango de 280-350° tanto *in situ*, como corregidas estructuralmente, fue observada de espécimen a espécimen entre sitio y sitio, pero no así para las inclinaciones después de la corrección estructural, las cuales casi invariablemente se agrupaban en una magnitud <20°.

Con base en las relaciones de campo, se determinó que las rocas volcánicas de los Grupos 1 y 2 son más antiguas que los lechos rojos, y que estos a su vez se hacen más jóvenes conforme se acercan al lineamiento regional NW-SE que marca la transición de depósitos epiclásticos continentales a los depósitos de la plataforma carbonatada del Cretácico, se razonó encontrar una progresión uniforme en las magnetizaciones donde los volcánicos y lechos rojos más antiguos presentasen declinaciones dirigidas al oeste-noroeste y conforme los lechos rojos se hicieran más "jóvenes" hacia el lineamiento regional NW-SE, las declinaciones se dirigiesen al noroeste. Este razonamiento es a continuación contextualizado.

La dirección media calculada y corregida estructuralmente para los granitoides permotriásicos es Dec=263.0/Inc=2.5, para la Formación Todos Santos en Matías Romero, Oaxaca, es Dec=293.7/Inc=2.7 (Molina-Garza *et al.*, 1992), mientras que para la Formación San Ricardo en Cintalapa, Chiapas, es Dec=340.3/Inc=19.9 (Guerrero *et al.*, 1990). Es necesario mencionar que, basándonos en que el paleopolo para la Formación Todos Santos en Oaxaca (Matías Romero) fue obtenido de lechos rojos depositados en una cuenca aparentemente más antigua que las cuencas en Chiapas, se interpreta que dicho paleopolo es del Jurásico Inferior. Sin embargo, podría ser comparado con un paleopolo del Triásico Tardío, ya que los datos de zircones detríticos reportados por Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009), sugieren una edad máxima de deposición de ~228 Ma para los lechos rojos en la localidad de Matías Romero.

Entonces, el cúmulo de estas direcciones registran la progresión temporal de magnetizaciones del Triásico Superior al Jurásico Superior. Por lo tanto, si las declinaciones de los granitoides están dirigidas al oeste-suroeste, las de los lechos rojos

dirigidas al oeste-noroeste en Oaxaca, y las de la sobreyacente Formación San Ricardo, la cual aflora sobre el lineamiento regional NW-SE en Cintalapa, están dirigidas al norte-noroeste, entonces en el área de la Presa La Angostura era de esperarse una progresión similar en las magnetizaciones, donde las declinaciones dirigidas al oeste-noroeste representasen los volcánicos y lechos rojos más antiguos (Jurásico Inferior), mientras que las declinaciones dirigidas al noroeste representasen los lechos rojos más "jóvenes" (Jurásico Medio), lo cual no es observado. De hecho, la media calculada en dicha área es $Dec=319.9/Inc=-0.1$, la cual está dirigida al noroeste y es perfectamente consistente con el argumento de la progresión temporal de magnetizaciones. Sin embargo, esta dirección es una media que calcula una gran dispersión en las declinaciones de espécimen a espécimen entre sitio y sitio, y es responsable en gran parte de influir en las pruebas de pliegue (estadísticamente inconclusa) y antipodalidad de direcciones normales y reversas (negativa).

Una posible explicación en la dispersión observada para la declinación de las direcciones puede ser atribuida a rotaciones tectónicas aparentes, a rotaciones sincrónicas al emplazamiento o deposición de litologías posteriormente magnetizadas en zonas orogénicas (MacDonald, 1980). La rotación aparente es observada cuando se corrigen estructuralmente sitios de muestreo con respecto a una paleohorizontal previamente basculada, resultando en una anomalía de declinación erróneamente asociada con rotaciones de eje vertical. Esto es evidenciado por la dispersión en las declinaciones con respecto al agrupamiento de las inclinaciones, así como una distribución arqueada de las direcciones. Ambas evidencias son exhibidas por los datos aquí presentados en la Figura 75. Se asume una mayor magnitud para estos efectos cuando bloques potencialmente inclinados son menores que algunos kilómetros, ya que es mecánicamente más fácil rotarlos, levantarlos o hundirlos (lo cual es observado en el área de estudio), que a bloques de centenas de kilómetros (MacDonald, 1980).

Así mismo, un ligero basculamiento regional hacia el este para el MC ha sido previamente propuesto para explicar patrones estructurales y de sedimentación en la planicie costera del GdM (Lopez-Ramos, 1979). Esto es corroborado, o al menos sugerido por los echados hacia el este que se observan en la Provincia del Monoclinal de la Sierra. Por lo tanto, debido a que los depósitos volcanogénicos y lechos rojos descansan sobre granitoides permo-triásicos del MC previamente basculados, es posible asumir que introduce cierto grado de error a la corrección estructural.

Además, debido a la edad asignada (188-161 Ma) a la Formación Todos Santos, al carácter primario de las magnetizaciones características adquiridas por sus diferentes litofacies durante el mismo período, así como al hecho de que estas edades y magnetizaciones son anteriores y potencialmente contemporáneas a la etapa *drift* de la apertura del GdM, se propone que parte de la dispersión observada en las declinaciones es un producto de rotaciones tectónicas coetáneas a la adquisición de dichas magnetizaciones, en otras palabras, las MTR y MDR son anteriores y potencialmente sincrónicas a la rotación antihoraria del BM que discutimos a continuación.

5.4 Discordancia paleomagnética y rotación cortical del Bloque Maya

Recordemos que a través de la hipótesis del DGA, una CVPA representa el desplazamiento temporal del eje de rotación correspondiente al interior cratónico bajo observación, y que para detectar desplazamientos corticales de terrenos o bloques con

respecto al cratón, es necesario comparar paleopolos temporalmente esperados (de referencia) contra paleopolos observados (calculados). Entonces, con el objetivo de cuantificar la naturaleza, magnitud y cinemática de la inestabilidad y desplazamiento latitudinal del BM con respecto al interior cratónico de Norteamérica, se compara el paleopolo calculado en esta tesis contra los paleopolos de referencia disponibles y temporalmente correspondientes de la CVPA para dicho cratón.

Como ya fue discutido anteriormente, los paleopolos de referencia son representados por la Formación Kayenta de edad Pliensbachiana (195-190 Ma), la cual es corregida estructuralmente considerando una rotación horaria de 4° para el Colorado Plateau (Bazard and Butler, 1991), por la Componente B del Newark Supergroup de edad Aleniana (~175 Ma) (Witte and Kent, 1991), así como por el paleopolo de Besse y Courtillot (2003), de edad Bajociana (~170 Ma) y de la Formación Summerville de edad Calloviana tardía (160-159? Ma: Steiner, 2003). Así mismo, también se compara el paleopolo de la Formación San Ricardo de edad Titoniana (151-144? Ma) calculado por Guerrero *et al.* (1990), ya que sobreyace a la Formación Todos Santos y por lo tanto, forma parte de la columna estratigráfica del BM. Ver Figura 77a y Tabla 3.

Tabla 3. Comparación del paleopolo calculado vs paleopolos de referencia

Paleopolo	Edad (Ma)	n	Dirección	k	α_{95}	Lat N°	Long E°
<i>Todos Santos</i>	<i>188-161</i>	<i>15</i>	<i>319.9 / -0.1</i>	<i>14.0</i>	<i>10.6</i>	<i>47.3</i>	<i>159.8</i>
<i>Kayenta*</i>	<i>195-190</i>	<i>23</i>	<i>005.1 / 9.9</i>	<i>155.0</i>	<i>2.4</i>	<i>59.1</i>	<i>74.2</i>
<i>Componente B</i>	<i>175</i>	<i>50</i>	<i>002.8 / 41.7</i>	<i>63.0</i>	<i>2.6</i>	<i>74.0</i>	<i>96.0</i>
<i>B&C (2003)</i>	<i>170</i>	<i>21</i>	<i>354.6 / 5.0</i>	<i>23.6</i>	<i>6.7</i>	<i>75.5</i>	<i>110.1</i>
<i>Summerville</i>	<i>160-159?</i>	<i>20</i>	<i>326.4 / 37.6</i>	<i>30.3</i>	<i>6.0</i>	<i>57.3</i>	<i>148.2</i>
<i>San Ricardo</i>	<i>151-144?</i>	<i>89</i>	<i>340.3 / 19.9</i>	<i>25.4</i>	<i>3.0</i>	<i>69.8</i>	<i>160.0</i>

Dirección = Declinación / Inclinación. **n** = # de sitios (excepto para Fm. San Ricardo que representa muestras). **k** = parámetro de dispersión. **α_{95}** = intervalo de confianza. **Lat N° / Long E°** = latitud y longitud del paleopolo. **B&C (2003)** = Paleopolo de Besse y Courtillot. * = corregido 4° con respecto al Colorado Plateau. ? = Edad relativa basada en relaciones de campo y paleontología.

Debido a que el paleopolo aquí calculado para la Formación Todos Santos es discordante con respecto a la CVPA para el segmento del Jurásico, se asume que el BM fue rotado con respecto al polo Euler propuesto por Wawrzyniec *et al.* (2003), localizado en la costa este de Florida (Lat N° 28, Long W° 76.5), por lo tanto produciendo los diferenciales de rotación de declinación **R**, así como el aplanamiento de inclinación **F**. Entonces, para obtener dichos diferenciales, así como sus respectivos intervalos de confianza ΔR y ΔF , la comparación de los paleopolos se hace en términos de la dirección paleomagnética observada (Inc = -0.1 / Dec = 319.9) contra las direcciones esperadas, las cuales son calculadas a partir de su respectivo paleopolo para un sitio central de latitud N° 16 y longitud W° 93 del área de muestreo en Chiapas. Los resultados de esta comparación son presentados en la Figura 77b y Tabla 4.

De los resultados se corrobora cuantitativamente que la dirección observada es claramente discordante (**R** > ΔR y/o **F** > ΔF) con respecto a las direcciones esperadas, lo que indica inestabilidad cortical con respecto al cratón Norteamericano. Además, debido a que **R** es negativa implica una rotación antihoraria.

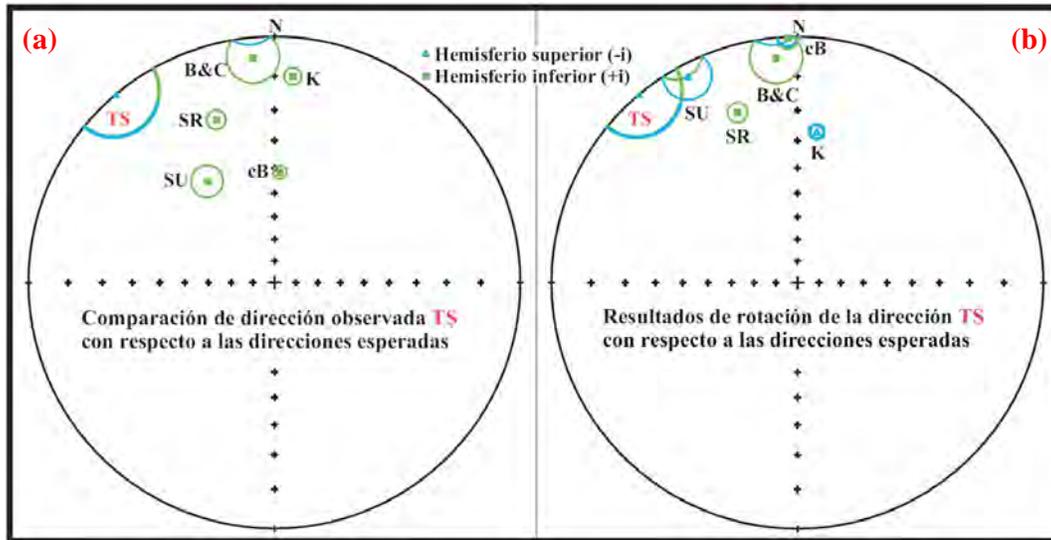


Figura 77. Estereogramas que ilustran la comparación (a) y los resultados (b) de la dirección observada para la Formación Todos Santos (TS) con respecto a las direcciones esperadas Kayenta (K), Componente B (cB), Besse y Courtillot (B&C), Summerville (SU) y San Ricardo (SR).

Tabla 4. Resultados de rotación del paleopolo Todos Santos

(I_x, D_x)	$\alpha 95$	R°	$\pm \Delta R$	F°	$\pm \Delta F$	$Lat N^\circ$	$Long E^\circ$
Kayenta						59.1	74.2
-26.6 / 007.3	2.4	-47.4	10.87	26.5	10.60	60.2	77.4
Componente B						74.0	96.0
0.3 / 357.8	2.6	-37.9	10.91	-0.4	10.68	62.5	95.6
B&C (2003)						75.5	110.1
5.0 / 354.6	2.6	-34.7	12.54	-5.1	11.41	62.7	102.1
Summerville						57.3	148.2
-3.0 / 332.0	6.0	-12.1	12.18	2.9	10.90	55.3	145.5
San Ricardo						69.8	160.0
17.5 / 340.6	3.0	-20.7	11.02	-17.6	10.97	59.9	130.9

(I_x, D_x) = Dirección esperada calculada con respecto al área de muestreo en Chiapas.
 $\alpha 95$ = intervalo de confianza. **$Lat N^\circ / Long E^\circ$** = paleopolo. **$Lat N^\circ / Long E^\circ$** = paleopolo Todos Santos rotado con respecto a polo Euler de Wawrzyniec *et al.* (2003) después de aplicar R° calculada.

La naturaleza antihoraria de esta rotación es reflejada por la cinemática lateral derecha que acomodó el desplazamiento latitudinal del BM, siendo la magnitud de la rotación cortical de $\sim 40\text{-}30^\circ$ con respecto a los paleopolos Kayenta, Componente B y B&C (2003). Los paleopolos Todos Santos y Summerville grafican relativamente cerca uno del otro, lo cual explica la pequeña rotación antihoraria de $\sim 12.1^\circ$ observada entre dichos paleopolos y además, ya que Summerville es temporalmente similar con el rango superior de la edad para Todos Santos, esto sugiere la tendencia del paleopolo Todos Santos a normalizarse con la CVPA para el Jurásico Medio. Ya para finales del Jurásico, el paleopolo San Ricardo es concordante con su respectivo segmento de la CVPA y por lo tanto, representa estabilidad cortical del BM con respecto al cratón

Norteamericano a partir del Cretácico. Debido a esto, los paleopolos Todos Santos y San Ricardo son discordantes.

Para finalizar, al calcularse una rotación de $\sim 45^\circ$ para el sitio lat N° 16 / long W° 93 (que representa el área de muestreo) con respecto al polo Euler de [Wawrzyniec et al. \(2003\)](#), obtenemos una posición de \sim lat N° 29.7 / long W° 98.6 que reconstruye la porción meridional del BM, o sea el MC, a una posición intermedia entre la desembocadura del Río Bravo y la ciudad de San Antonio, Texas, lo cual efectivamente cierra y reconstruye la cuenca del GdM previa a su apertura ([ver Figura 79](#)).

Otra implicación de usar este polo Euler significa que $\sim 70^\circ$ ([Molina-Garza et al. 1992](#)) (o $\sim 105^\circ$ de acuerdo a [Steiner \(2005\)](#)) de rotación antihoraria calculados de los granitoides permo-triásicos reconstruirían el BM a una posición de \sim lat N° 37.7 / long W° 96.6 al norte de la sutura Ouachita-Marathon-Sonora (o \sim lat N° 46 / long W° 85.8 de acuerdo a [Steiner \(2005\)](#)) y sugeriría que el BM se formó al norte del lineamiento OMS, lo cual es muy difícil de explicar. Es por esta razón que para honrar los datos paleomagnéticos de los granitoides, [Wawrzyniec et al. \(2003\)](#), propone reconstruir la cuenca del GdM con $\sim 45^\circ$ de rotación antihoraria, aunados a que rotaciones de eje vertical producidas durante el desarrollo del CPN en el Mioceno agregarían $\sim 20^\circ$ de rotación antihoraria a los granitoides permo-triásicos, lo cual honraría todos los datos paleomagnéticos del BM.

El presente trabajo esperaba corroborar esta hipótesis con los datos de la componente B de la Formación Todos Santos. Sin embargo, el hecho que la edad de dicha componente no esté bien establecida y que la dirección calculada implique rotaciones horarias, no permiten poner la hipótesis a prueba.

5.5 CVPA para el Bloque Maya

Como ya fue mencionado, una CVPA es una progresión de paleopolos de distintas edades geológicas que cubren el tiempo geológico profundo y por lo tanto, representan el desplazamiento temporal del eje de rotación correspondiente al continente bajo observación. Esto implica tener una caracterización adecuada del paleomagnetismo, así como de la temporalidad de cada formación que componga al continente.

El BM no es un continente, pero está establecido que se comportó como un bloque cortical (microplaca) independiente de Laurentia y Gondwana en la etapa final o etapa *drift* de la apertura del GdM ([p.e. Molina-Garza et al. 1992; Dickinson y Lawton, 2001](#)). Por otro lado, no es clara su relación con respecto a dichas masas cratónicas durante la incipiente apertura del GdM o la etapa *rift*, ya que se asume que las porciones septentrional y meridional del BM, o sea Chiapas y la Península de Yucatán, eran uno y lo mismo desde finales del Pérmico. Pero el hecho que los granitoides permo-triásicos (considerados el basamento del BM) hayan sido emplazados inicialmente en el Bloque Tampico y después transferidos al BM, como fue interpretado por [Dickinson y Lawton \(2001\)](#), introduce mayor incertidumbre a la cohesividad entre el MC y el BM a finales del Pérmico. De hecho, parte de las grandes rotaciones antihorarias presentadas por los granitoides permo-triásicos del MC podrían ser interpretadas como rotaciones locales de eje vertical introducidas por la transferencia entre los Bloques Tampico y Maya. Además, se especula que [Dickinson y Lawton \(2001\)](#) resolvieron emplazar los granitoides del MC en el Bloque Tampico y luego transferirlos al BM por conveniencia

debido a problemas de espacio entre Laurencia, el BM y Gondwana en la futura cuenca del GdM. Sin embargo, debido a que la Formación Santa Rosa (la cual antecede y es intrusiva por los granitoides permo-triásicos) aflora en Chiapas, Belice, así como en Guatemala (Hernández-García, 1973) y no ocurre en el Bloque Tamaulipas (donde de acuerdo a Dickinson y Lawton (2001) afloran sedimentos paleozoicos que aun no han sido caracterizados adecuadamente), sugiere que los granitoides fueron emplazados en el BM. Conjuntamente, la proveniencia de zircones detríticos silúricos (~422 Ma) presentados por Weber *et al.* (2006) para dicha formación indican afinidad con el BM, ya que no existen reportes en la literatura de fuentes detríticas de esas edades para los Bloques Tamaulipas y Coahuila.

Así mismo, si asumimos que los granitoides permo-triásicos se emplazaron en el BM en asociación espacial con el límite transformante occidental del GdM, o sea, la Transformante Tehuantepec (también llamada Tamaulipas-Chiapas) que acomodó el desplazamiento latitudinal del BM (p.e. Pindell, 1985), que a su vez está ligada al aulacógeno (*Border rift* de Dickinson y Lawton 2001) y al *Texas volcanic rifted margin* interpretado por Mickus *et al.* (2009), entonces tenemos que las rotaciones observadas en los granitoides y la Formación Todos Santos fueron impresas por un sistema tripartito regional (Figura 2) que disparó el incipiente *rifting* en la región del GdM y por lo tanto, las rotaciones implican el comienzo de los desplazamientos latitudinales del BM al tiempo en que los granitoides adquirieron las magnetizaciones. Bajo esta lógica, las rotaciones no pueden ser consideradas de eje vertical, pero de serlo, pueden ser las precursoras de los desplazamientos latitudinales. Pero también hay que señalar que la discrepancia temporal entre la adquisición de la magnetización de los granitoides en el Pérmico tardío con el comienzo de la apertura del GdM en el Jurásico aun queda por resolverse.

Alternativamente, la interpretación que Steiner (2005) propuso acerca de la re-magnetización de los plutones silúricos en Belice por un evento hidrotermal provocado por la apertura del Océano Atlántico en el Triásico tardío (~230 Ma), ofrece una explicación más parsimoniosa a la discrepancia temporal de la magnetización de los intrusivos permo-triásicos en el MC y se acopla mejor a la idea de la adquisición de las rotaciones en asociación con la Transformante Tehuantepec, para la cual es muy difícil explicar el inicio de su actividad desde el Pérmico tardío (~260 Ma). De hecho, el atenuamiento de la corteza en la región del proto-GdM comenzó a los ~230 Ma (p.e. Bird y Burke, 2006), lo cual provee un mecanismo para iniciar la actividad de dicha transformante y remagnetizar los intrusivos permo-triásicos.

Finalmente, se podría considerar que las porciones septentrional y meridional del BM tuvieron cohesividad estructural a partir del Pérmico tardío, ya que pozos petroleros tanto en la Plataforma de Yucatán, como en el CPN han encontrado potentes secuencias de lechos rojos subyacidos por granitoides (Lopez-Ramos, 1979). Sin embargo, una estimación más conservadora es la propuesta por Steiner (2005), quien en base a la geocronología, así como las similares direcciones paleomagnéticas presentadas por dos cuerpos intrusivos ampliamente separados (Macizo de Chiapas y Montañas Maya), sugiere cohesividad estructural para el BM al menos desde el Triásico tardío.

Los anteriores argumentos no resuelven considerar al BM como una microplaca previa a la etapa *drift*, pero si indican inestabilidad cortical del BM con respecto a Norteamérica durante el emplazamiento de los granitoides del MC, el cual de acuerdo a Weber *et al.*

(2005), presenta deformación dúctil no exhibida por los otros granitoides del APT (Torres *et al.*, 1999) y que además, fue adquirida durante el emplazamiento de los granitoides. Estas observaciones sugieren que el emplazamiento de los granitoides ocurrió en un margen convergente activo, posiblemente de subducción oblicua, lo cual explicaría la impresión de características de deformación dúctil. Alternativamente, la deformación dúctil presentada por estos granitoides pudiese haber sido impresa como resultado de las rotaciones sufridas por el MC en asociación una zona de transcurrencia regional ligada a la Transformante Tehuantepec. Estos argumentos aunados a la adecuada caracterización estratigráfica, temporal y paleomagnética de tres unidades litológicas en Chiapas, así como una en Belize permiten construirle una CVPA al BM (Figura 78 y Tabla 5).

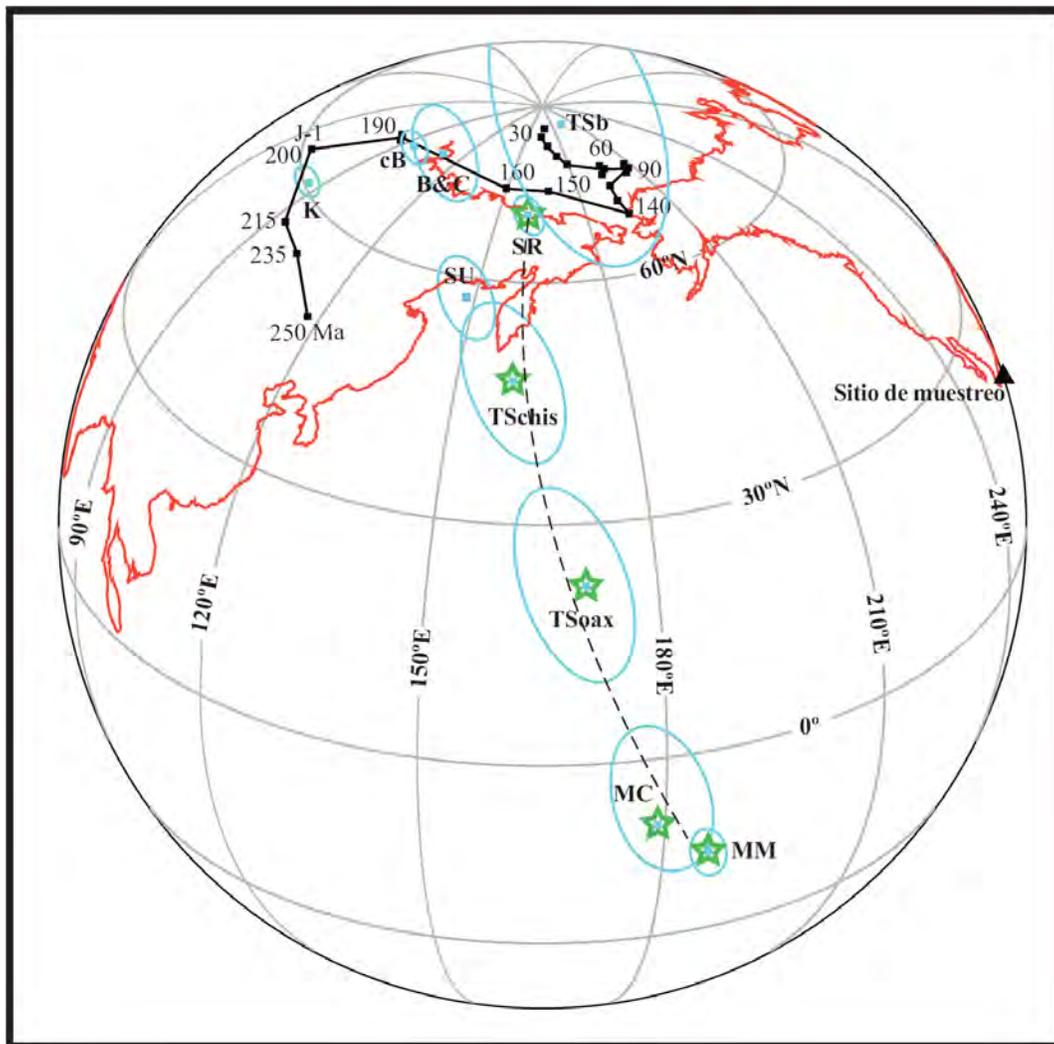


Figura 78. CVPAs para Norteamérica (línea y paleopolos negros sólidos) y el Bloque Maya (línea negra punteada y paleopolos con estrellas). Paleopolos con sus respectivos intervalos de confianza: Besse y Courtillot (**B&C**), Newark-Componente B (**cB**), Kayenta (**K**), Summerville (**SU**), San Ricardo (**SR**), Todos Santos Chiapas (**TSchis**), Componente B (**TSb**) y Oaxaca (**TSoax**), Montañas Maya (**MM**) y el Macizo de Chiapas (**MC**). CVPA para Norteamérica construida en base a los paleopolos de Van der Voo (1990) y Besse y Courtillot (2003).

Tabla 5. Paleopolos de la CVPA para el Bloque Maya

Paleopolo	Magnetización	n	k	α_{95}	Lat N°	Long E°
<i>Macizo de Chiapas</i>	<i>Triásica Sup.</i>	12	15.4	11.4	-9.4	179.0
<i>Montañas Maya, Bel.</i>	<i>Triásica Sup.</i>	2	27.4	4.3	-16.8	186.2
<i>Todos Santos, Oax.</i>	<i>Jurásica Inf.</i>	4	56.8	12.3	22.6	170.6
<i>Todos Santos, Chis.</i>	<i>Jurásica Inf-Med.</i>	15	14.0	10.6	47.3	159.8
<i>San Ricardo</i>	<i>Jurásica Sup.</i>	89	25.4	3.0	69.8	160.0

En la CVPA del BM (Figura 78) se observa la progresión temporal (del Triásico Superior al Jurásico Superior) del eje de rotación del campo geomagnético correspondiente al BM, el cual esta basado en los paleopolos calculados para Belize, Chiapas y Oaxaca (Tabla 5). La comparación de las direcciones de los paleopolos con sus respectivas direcciones temporales de referencia indican discordancias antihorarias de $\sim 105^\circ$ para el Triásico tardío, $\sim 60^\circ$ para el Jurásico temprano en Oaxaca, $\sim 40^\circ$ para el Jurásico temprano-medio en Chiapas y finalmente, discordancias negligibles para el Jurásico tardío en Chiapas, sugiriendo la culminación de las rotaciones, la normalización de la CVPA del BM con la CVPA de Norteamérica y por lo tanto, estabilidad cortical del BM con respecto al interior cratónico de Norteamérica.

5.6 Reconstrucción tectónica del BM durante la apertura del GdM

Del anterior apartado concluimos que aquellos modelos que invocan $\sim 45^\circ$ de rotación horaria (p.e. Pindell, 1985; Bird y Burke, 2006) para cerrar y reconstruir la cuenca del GdM previa a la apertura del mismo, están acertados y además corroborados por los datos aquí presentados para la Formación Todos Santos de edad jurásica inferior-media, edad que embona con los tiempos de apertura del GdM propuestos por estos autores. Sin embargo, el cúmulo de datos paleomagnéticos disponibles para el BM, así como los argumentos ya discutidos, sugieren que las rotaciones del BM comenzaron con la incipiente apertura del GdM, continuaron hasta finales del Jurásico, y que por lo tanto, $\sim 45^\circ$ de rotación horaria no son suficientes para reconstruir adecuadamente la cuenca del GdM previa a su apertura.

Una posible explicación para la gran magnitud de las rotaciones observadas en los granitoides podría ser su asociación espacio-temporal post-emplazamiento con la junta triple interpretada por Mickus *et al.* (2009), la cual en términos tectónicos es necesaria para abrir la cuenca del GdM. Asumiendo que la junta triple (o al menos la zona de falla de la Transformante Tehuantepec) estuviese activa al remagnetizarse los granitoides hace ~ 230 Ma en una paleo-posición al suroeste del Levantamiento Marathon, brindaría un mecanismo que deformase dúctilmente e impartiese las rotaciones exhibidas por los granitoides. Se recalca que dicho mecanismo es una conjetura aquí propuesta para explicar la gran discordancia paleomagnética antihoraria exhibida por los granitoides permo-triásicos, así como de los plutones silúricos. Sin embargo, los datos duros recabados de la Formación Todos Santos en Matías Romero, Oaxaca (Molina-Garza *et al.*, 1992), así como en el área de la presa La Angostura (la presente investigación) y en Cintalapa, Chiapas (Guerrero *et al.*, 1990) demuestran que la progresión temporal del eje de rotación del BM (Figura 78), al menos durante las etapas *rift-drift* de la apertura del GdM, reflejan la progresión latitudinal del BM hacia el sur (Figura 79).

En términos paleomagnéticos y para honrar los datos de los granitoides permo-triásicos, la reconstrucción del BM previa a la apertura del GdM comienza con la remagnetización de los granitoides. Durante este tiempo, la paleoposición del MC se encontraba al suroeste del Levantamiento Marathon, implicando que el límite de la Plataforma de Yucatán empalmaba con corteza distendida al pie del lineamiento Ouachita-Marathon, o sea, el BM estaba en el interior de Texas y Arkansas (Figura 79). Los anteriores argumentos refutan la paleoposición del BM manejado por diversos autores (p.e. Pindell, 1985; Bird y Burke, 2006) donde lo reconstruyen a las afueras de las costas de Texas y Lousiana al restablecer los límites norte y sur de sal calloviana (la cuenca de sal del GdM norte y la cuenca de sal de Campeche), previa a la etapa de formación de la cuenca central del GdM donde se depositó la sal calloviana.

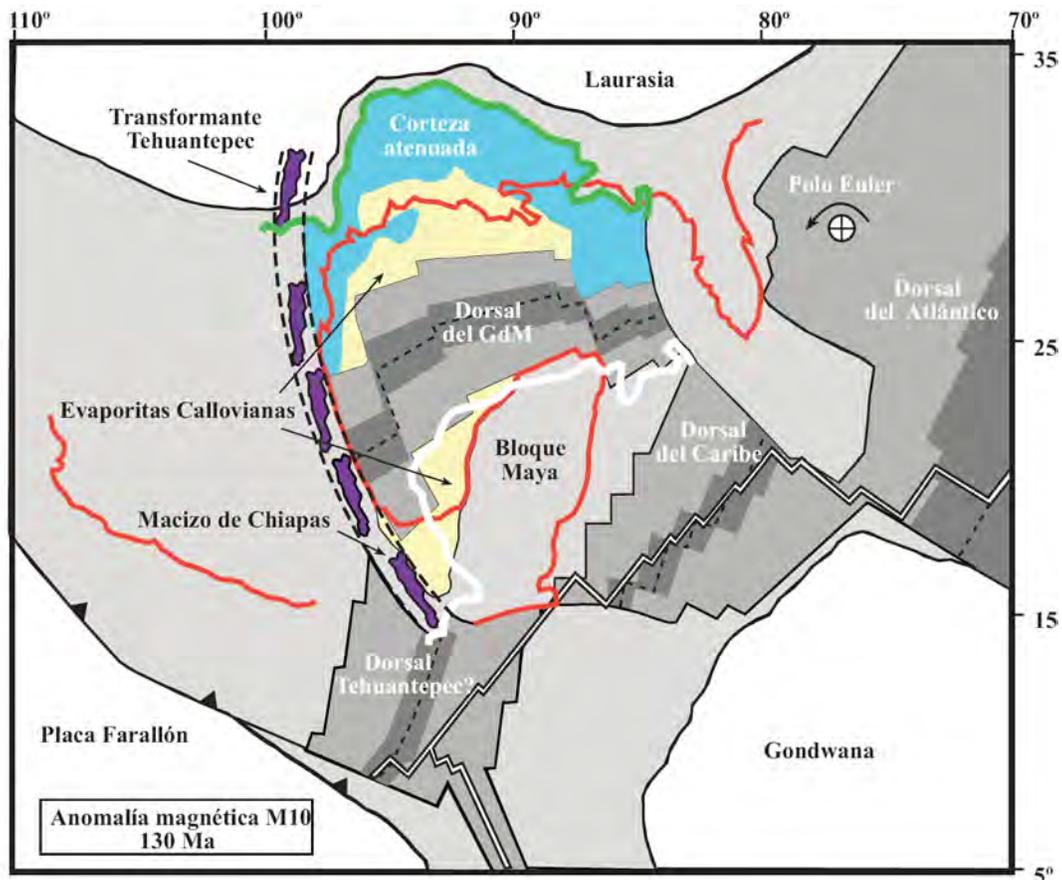


Figura 79. Mapa esquemático de reconstrucción tectónica para el GdM que ilustra el Polo Euler definido por la geometría transformante inferida de datos sísmicos y expresada en la forma de la plataforma carbonatada del Cretácico. La línea roja representa la costa actual. Nótese que la línea blanca embona con la línea verde, la cual representa el límite septentrional del BM, previo a la apertura del GdM. Modificado de Wawrzyniec (2003).

Entonces, con el incipiente desmembramiento de Pangea hacia el Triásico Tardío (~230 Ma) comienza la distensión del BM con el colapso de la cadena montañosa appalachiana seguida de las Ouachitas, así como la atenuación de la corteza en la región circum-GdM. Estos eventos quedaron registrados estratigráficamente con la deposición en cuencas *rift* de la Formación Eagle Mills en Texas y Arkansas, y del Grupo Huizachal Inferior en el norte de México. Sincrónicamente, el margen occidental de

Pangea estaba cambiando de ser un margen pasivo (Formación Zacatecas) a uno activo (Formación Nazas), el cual perduró de finales del Triásico hasta el Jurásico Medio. Debido a este margen activo, las cuencas *rift* donde se depositaron lechos rojos de la Formación La Boca en el centro-norte de México se consideran productos de extensión intra- o tras-arco y no de extensión intracontinental relacionada a la incipiente apertura del GdM. Las cuencas *rift* del noreste que contienen lechos rojos La Boca, son subyacidas por la Formación Nazas, lo cual indica que son detritos epiclásticos de origen extensional tras-arco, sin embargo, su cercanía con el límite transformante de la cuenca del GdM apuntarían a extensión intracontinental.

No es el propósito de esta tesis resolver el anterior problema, pero el hecho que en el área del Valle Huizachal, Tamaulipas, productos volcanogénicos Nazas del Jurásico temprano subyazcan lechos rojos continentales La Boca, guarda una extraordinaria similitud con la secuencia estratigráfica El Diamante-Todos Santos, resuelta en el área de la Presa La Angostura, Chiapas. Esta relación espacio-temporal permite proponer que durante el Jurásico Inferior (~188 Ma) el BM (Chiapas) tenía una paleoposición proximal a Tamaulipas, lo cual implica que a) el magmatismo del arco Nazas afectó tanto a Tamaulipas como a Chiapas; b) se depositaron lechos rojos sobre los productos volcanogénicos en un ambiente de extensión tras-arco y/o intracontinental; c) el BM había comenzado su desplazamiento latitudinal previo al Jurásico Medio; y d) el desplazamiento comenzó desde el interior norteamericano y no a partir de la costa norteamericana del GdM.

Hacia el Jurásico Medio el BM continuó siendo afectado por el magmatismo del arco Nazas, lo cual es evidenciado por los zircons detríticos, así como por el emplazamiento del Grupo 3 de la litofacies El Diamante. La temporalidad del magmatismo en Chiapas (>25 Ma), permiten sugerir que el BM se estacionó frente a Tamaulipas para ser afectado por volcanismo durante tanto tiempo, tal vez debido a que la fábrica de subducción suprimió el impulso extensional y transtensional heredado de la retirada meridional de Gondwana. Sin embargo, la formación de la dorsal del Caribe entre Gondwana y Laurasia, así como al desacoplamiento del BM de Texas debido emplazamiento del *Texas volcanic rifted margin* (~170 Ma) permitieron el inicio de la rotación antihoraria hacia el SE y abrieron las puertas para que el BM (posiblemente localizado frente a las costas de Veracruz) se comportara como una verdadera microplaca.

Ya con el BM desacoplado de Norteamérica y la junta triple en pleno desarrollo, comenzó la formación de la cuenca central del GdM, depresión que se rellenó con evaporitas callovianas de origen continental. Contemporáneamente, el zircón detrítico mas joven (~161 Ma) es interpretado como el final del magmatismo relacionado al arco Nazas en Chiapas e implica el aislamiento del BM de Laurasia, posiblemente debido al desarrollo de la dorsal del GdM. Dicho desarrollo en su depresión central, segmentó la sal calloviana en dos cuerpos, generó la expansión de piso oceánico y provocó el aceleramiento de las rotaciones antihorarias del BM acomodadas a lo largo de la Transformante Tehuantepec. Hacia finales del Jurásico Superior concluye la formación de piso oceánico al extinguirse la dorsal del GdM, terminan las rotaciones antihorarias y el BM alcanza su actual configuración.

En resumen, las grandes rotaciones observadas por la adecuada caracterización temporal y paleomagnética de la secuencia estratigráfica del BM en el sur de Chiapas y Belize,

son el resultado de deformación -del Triásico tardío al Jurásico tardío- asociada al régimen extensional y transtensional heredado del desmembramiento de Pangea ecuatorial, la formación de corteza oceánica a lo largo de una dorsal efímera en la depresión central del proto-GdM, así como del desarrollo de un sistema transcurrente de fallamiento dextral que acomodó el desplazamiento latitudinal del BM y creó el espacio para formar la presente cuenca del GdM.

5.7 Conclusiones

1. La heterogeneidad petrológica, proveniencia genética fuertemente localizada, así como variados estilos deposicionales permitieron distinguir tres diferentes litofacies dentro de la Formación Todos Santos, cuya base estratigráfica es representada por la litofacies El Diamante Grupos 1 y 2, que siendo caracterizada por dacitas con propiedades petrográficas que sugieren la existencia de aparatos volcánicos relacionados a grandes cámaras magmáticas, subyace a la litofacies Todos Santos, la cual es dominada por detritos volcanoclásticos textural- y composicionalmente inmaduros depositados en ambientes lacustres, fluviales y aluviales. Estos depósitos sedimentarios a su vez, subyacen al Grupo 3 de la litofacies El Diamante que presenta características típicas de magmas basálticos extrusionados a través de pequeños volcanes monogenéticos, cuyos productos volcanogénicos se intercalan con mas recientes depósitos Todos Santos, caracterizados por la presencia de detritos metamórficos y graníticos. La sobreyacente litofacies Jericó es compuesta por detritos textural- y composicionalmente inmaduros de proveniencia granítica que representan ambientes de deposición fluvial, así como la cima estratigráfica de la Formación Todos Santos.
2. Las características estructurales del área de estudio, así como las relaciones estratigráficas de la Formación Todos Santos aunadas a la proveniencia de zircons detríticos, marcan el registro de la exhumación y denudación del basamento del BM durante el Jurásico.
3. Basándonos en los zircons detríticos, la edad relativa de la Formación Todos Santos abarca del Jurásico Inferior al Jurásico Medio (199-161 Ma). Pero al considerar la edad absoluta toarciana (188.8 Ma) obtenida de la litofacies volcánica El Diamante (Grupo 2) sobre la cual descansan lechos rojos, definimos una edad máxima de deposición, mientras que el zircón detrítico más joven (161 Ma) define la edad mínima relativa de deposición para dicha formación.
4. Los diferentes grupos de la litofacies volcánica El Diamante presentan concentraciones de elementos traza típicos de magmas de arco, entonces interpretamos que estas rocas fueron emplazadas en un ambiente de tectónica convergente por subducción. Esta conclusión aunada a la edad absoluta obtenida en este estudio, así como a las aportaciones de datos temporales por parte de otros investigadores, permiten sugerir que el volcanismo en Chiapas tiene un rango temporal que abarca del Jurásico Inferior al Medio. Por lo tanto, se interpreta que tanto la litofacies volcánica El Diamante, como la Formación Nazas están relacionadas genética- y temporalmente con la subducción del remanente de la placa Mezcalera en el margen occidental de Pangea.

5. La coincidencia espacio-temporal del magmatismo Nazas con los volcánicos El Diamante del BM implican que la cuenca del GdM no solamente se comportó como una cuenca de margen divergente, si no que también debe ser considerada como una cuenca intra- o tras-arco al coincidir el BM (así como la región circum-GdM) en espacio y tiempo, con una posición paleogeográfica donde pudiese ser afectado por el magmatismo del arco Nazas. El mecanismo *rift-drift* que permitió dicha coincidencia paleogeográfica fue heredado del desmembramiento de Pangea y aprovechado por la incipiente rotación antihoraria del BM a lo largo de la Transformante Tehuantepec.
6. Los experimentos de desmagnetización en los especímenes de la litofacies El Diamante y Todos Santos respondieron bien a la desmagnetización termal, pero no así a la desmagnetización por campos alternos, sugiriendo que una fase ferromagnética de alta coercitividad como la hematita, sea la portadora principal de la MRN.
7. La dirección característica de polaridad dual, dirigida al noroeste y someramente para arriba (inclinación negativa), fue calculada de las componentes primarias de alta estabilidad (600-680°C) de 15 sitios y corroborada parcialmente por las pruebas de estabilidad, las cuales indican que la adquisición de las magnetizaciones (MTR para la litofacies el Diamante y MDR para la litofacies Todos Santos) ocurrieron en un periodo de volcanismo y sedimentación de ~27 Ma del Jurásico Inferior al Jurásico Medio. Así mismo, la dirección post-plegamiento, calculada de componentes secundarias de baja estabilidad (240-480°C) se interpretó como adquirida a consecuencia del desarrollo del CPN en el Mioceno.
8. En conclusión, los datos paleomagnéticos para ambas litofacies soportan rotaciones antihorarias de ~45°, confirman el desplazamiento latitudinal hacia el sureste del Bloque Maya a lo largo de un sistema transcurrente de fallamiento dextral, y sugieren que las magnetizaciones son anteriores y potencialmente coetáneas a la etapa de deriva (*drift*) del BM durante la apertura del GdM.

Conclusiones

1. La heterogeneidad petrológica, proveniencia genética fuertemente localizada, así como variados estilos deposicionales permitieron distinguir tres diferentes litofacies dentro de la Formación Todos Santos, cuya base estratigráfica es representada por la litofacies El Diamante Grupos 1 y 2, que siendo caracterizada por dacitas con propiedades petrográficas que sugieren la existencia de aparatos volcánicos relacionados a grandes cámaras magmáticas, subyace a la litofacies Todos Santos, la cual es dominada por detritos volcanoclásticos textural- y composicionalmente inmaduros depositados en ambientes lacustres, fluviales y aluviales. Estos depósitos sedimentarios a su vez, subyacen al Grupo 3 de la litofacies El Diamante que presenta características típicas de magmas basálticos extrusionados a través de pequeños volcanes monogenéticos, cuyos productos volcanogénicos se intercalan con mas recientes depósitos Todos Santos, caracterizados por la presencia de detritos metamórficos y graníticos. La sobreyacente litofacies Jericó es compuesta por detritos textural- y composicionalmente inmaduros de proveniencia granítica que representan ambientes de deposición fluvial, así como la cima estratigráfica de la Formación Todos Santos.
2. Las características estructurales del área de estudio, así como las relaciones estratigráficas de la Formación Todos Santos aunadas a la proveniencia de zircones detríticos, marcan el registro de la exhumación y denudación del basamento del BM durante el Jurásico.
3. Basándonos en los zircones detríticos, la edad relativa de la Formación Todos Santos abarca del Jurásico Inferior al Jurásico Medio (199-161 Ma). Pero al considerar la edad absoluta toarciana (188.8 Ma) obtenida de la litofacies volcánica El Diamante (Grupo 2) sobre la cual descansan lechos rojos, definimos una edad máxima de deposición, mientras que el zircón detrítico más joven (161 Ma) define la edad mínima relativa de deposición para dicha formación.
4. Los diferentes grupos de la litofacies volcánica El Diamante presentan concentraciones de elementos traza típicos de magmas de arco, entonces interpretamos que estas rocas fueron emplazadas en un ambiente de tectónica convergente por subducción. Esta conclusión aunada a la edad absoluta obtenida en este estudio, así como a las aportaciones de datos temporales por parte de otros investigadores, permiten sugerir que el volcanismo en Chiapas tiene un rango temporal que abarca del Jurásico Inferior al Medio. Por lo tanto, se interpreta que tanto la litofacies volcánica El Diamante, como la Formación Nazas están relacionadas genética- y temporalmente con la subducción del remanente de la placa Mezcalera en el margen occidental de Pangea.
5. La coincidencia espacio-temporal del magmatismo Nazas con los volcánicos El Diamante del BM implican que la cuenca del GdM no solamente se comportó como una cuenca de margen divergente, si no que también debe ser considerada como una cuenca intra- o tras-arco al coincidir el BM (así como la región circum-GdM) en espacio y tiempo, con una posición paleogeográfica donde pudiese ser afectado por el magmatismo del arco Nazas. El mecanismo *rift-drift* que permitió dicha coincidencia paleogeográfica fue heredado del

desmembramiento de Pangea y aprovechado por la incipiente rotación antihoraria del BM a lo largo de la Transformante Tehuantepec.

6. Los experimentos de desmagnetización en los especímenes de la litofacies El Diamante y Todos Santos respondieron bien a la desmagnetización termal, pero no así a la desmagnetización por campos alternos, sugiriendo que una fase ferromagnética de alta coercitividad como la hematita, sea la portadora principal de la MRN.
7. La dirección característica de polaridad dual, dirigida al noroeste y someramente para arriba (inclinación negativa), fue calculada de las componentes primarias de alta estabilidad (600-680°C) de 15 sitios y corroborada parcialmente por las pruebas de estabilidad, las cuales indican que la adquisición de las magnetizaciones (MTR para la litofacies el Diamante y MDR para la litofacies Todos Santos) ocurrieron en un periodo de volcanismo y sedimentación de ~27 Ma del Jurásico Inferior al Jurásico Medio. Así mismo, la dirección post-plegamiento, calculada de componentes secundarias de baja estabilidad (240-480°C) se interpretó como adquirida a consecuencia del desarrollo del CPN en el Mioceno.
8. En conclusión, los datos paleomagnéticos para ambas litofacies soportan rotaciones antihorarias de ~45°, confirman el desplazamiento latitudinal hacia el sureste del Bloque Maya a lo largo de un sistema transcurrente de fallamiento dextral, y sugieren que las magnetizaciones son anteriores y potencialmente coetáneas a la etapa de deriva (*drift*) del BM durante la apertura del GdM.

Apéndice I: Tabla de datos geoquímicos

	Muestras										
	VC-1CX	VC-2BY	VC-3CY	VC-4BY	VC-10CY	VC-11G		VC-14CX	VC-18HX	VC-20GY	VC-29BY
	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Basalto	Basalto	gneis	Dacita	Dacita	Dacita	Dacita
Li	29.22	34.70	39.66	37.09	29.08	14.84	1.33	25.25	37.23	26.30	31.48
Be	1.09	1.67	1.81	1.85	1.99	2.12	2.57	1.46	1.50	1.33	1.52
P2O5	0.10	0.28	0.24	0.21	0.82	0.54	0.02	0.17	0.25	0.23	0.27
Sc	5.33	9.97	8.50	10.43	23.18	22.48	2.99	8.72	8.83	11.63	16.75
V	40.20	99.19	75.37	61.85	83.10	75.88	6.26	45.95	53.39	66.20	132.53
Cr	4.03	14.05	13.52	8.93	159.85	84.10	3.41	7.75	8.67	16.08	26.12
Co	6.66	9.55	9.38	10.02	25.00	19.97	0.97	5.93	6.67	15.42	13.52
Ni	1.86	8.14	8.88	12.76	78.18	53.34	1.13	4.44	3.14	13.12	13.61
Cu	48.86	4.51	11.38	10.97	42.03	12.36	1.96	7.42	9.49	21.71	17.29
Zn	64.27	87.49	64.20	64.64	93.39	80.66	9.53	48.19	46.49	76.14	94.35
Ga	15.06	16.60	17.73	15.99	20.89	17.02	15.56	15.07	17.43	17.98	19.08
Rb	50.25	69.09	75.33	46.47	19.41	41.36	170.75	84.69	75.03	60.12	68.73
Sr	316.34	158.32	364.61	514.02	650.45	433.98	33.97	238.51	277.71	256.52	537.76
Y	9.50	26.61	19.08	28.38	42.84	47.91	20.58	29.75	16.44	31.81	38.58
Zr	43.38	218.35	147.58	279.86	365.56	386.51	64.18	223.35	174.59	111.98	266.30
Nb	4.76	12.38	12.84	11.93	16.69	14.91	34.81	11.17	14.74	13.07	11.95
Mo	0.87	0.45	0.53	1.01	0.43	0.47	0.57	0.47	0.87	0.89	0.88
Sn	0.70	0.92	0.89	1.29	1.80	1.55	2.48	0.96	1.09	1.73	1.30
Sb	1.15	0.46	0.37	0.27	0.06	0.08	0.32	0.37	0.30	0.20	0.32
Cs	1.35	1.12	3.10	4.21	0.35	0.23	1.64	0.81	6.91	7.04	2.28
Ba	414.31	1340.39	1227.22	700.17	884.11	1080.75	360.18	1347.22	1977.93	1714.61	1135.15
La	23.54	32.92	29.56	28.79	33.17	34.32	16.63	27.58	28.52	83.64	28.81
Ce	44.16	47.57	55.40	62.66	81.66	88.55	71.42	56.93	55.30	85.52	64.07
Pr	4.87	7.96	6.73	7.81	10.65	9.90	4.38	6.92	6.67	15.24	8.19
Nd	17.44	29.94	24.44	29.64	44.44	39.95	15.43	25.72	24.37	58.10	32.20
Sm	2.67	5.51	4.35	5.93	9.48	8.27	3.46	4.85	4.35	9.68	6.74
Eu	0.85	1.49	1.18	1.39	2.42	2.04	0.39	1.12	1.14	2.21	1.60
Tb	0.29	0.71	0.53	0.78	1.23	1.07	0.58	0.66	0.52	1.09	0.94
Gd	2.13	4.81	3.69	5.13	8.42	7.33	3.19	4.34	3.57	8.11	6.16
Dy	1.60	4.07	3.02	4.60	7.09	6.12	3.77	3.90	2.89	5.69	5.60
Ho	0.33	0.82	0.61	0.92	1.40	1.21	0.77	0.82	0.56	1.05	1.12
Er	0.91	2.30	1.67	2.62	3.87	3.34	2.30	2.44	1.53	2.81	3.19
Yb	0.89	2.17	1.64	2.58	3.60	3.16	2.70	2.53	1.46	2.42	3.17
Lu	0.14	0.33	0.25	0.39	0.53	0.47	0.38	0.38	0.22	0.35	0.48
Hf	1.21	4.08	3.34	5.16	6.03	6.41	2.39	4.19	3.55	3.09	4.95
Ta	0.29	0.85	0.93	0.71	0.79	0.74	3.56	0.75	0.85	0.95	0.71
W	0.34	0.79	0.53	0.29	0.25	0.39	0.34	0.65	0.38	0.44	0.51
Tl	0.36	0.60	0.53	0.27	0.07	0.28	0.85	0.70	0.70	0.69	0.44
Pb	4.01	5.46	4.98	7.57	12.39	10.07	8.61	3.20	8.69	13.58	12.19
Th	5.03	6.69	8.15	4.87	2.23	2.77	26.40	7.03	5.92	8.14	4.51
U	0.47	1.84	1.97	1.00	0.49	0.62	2.46	1.99	1.19	2.05	0.94

Valores de concentración en unidades de ug/g (ppm) excepto el fósforo
 Las unidades del Fósforo están en Wt (%) y en su forma química como P2O5

Apéndice II: Tabla de datos de proveniencia detrítica

U-Pb geochronologic analyses.							
	Isotope ratios						
Analysis	207Pb*	±	206Pb*	±	error	Best age	±
	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	(Ma)	(Ma)
08CHI-01 Litofacies Jerico							
08CHI01-66	0.1772	10.5	0.0286	1.5	0.14	181.7	2.6
08CHI01-6	0.2214	8.6	0.0311	1.0	0.11	197.4	1.9
08CHI01-43	0.2201	3.9	0.0317	1.6	0.40	201.4	3.1
08CHI01-55	0.2301	5.4	0.0328	4.7	0.87	208.2	9.6
08CHI01-91	0.2206	6.2	0.0329	3.2	0.51	208.6	6.6
08CHI01-85	0.2656	12.1	0.0331	0.8	0.07	209.9	1.7
08CHI01-40	0.2279	2.2	0.0332	1.4	0.65	210.5	3.0
08CHI01-15	0.2318	3.7	0.0333	2.0	0.54	211.0	4.2
08CHI01-72	0.1736	32.0	0.0352	1.0	0.03	223.1	2.2
08CHI01-27	0.2604	3.1	0.0375	1.7	0.56	237.5	4.0
08CHI01-29	0.2666	4.0	0.0385	1.8	0.44	243.5	4.2
08CHI01-7	0.2703	4.9	0.0390	3.1	0.63	246.9	7.6
08CHI01-12	0.2770	10.4	0.0391	1.6	0.16	247.4	3.9
08CHI01-31	0.2714	3.3	0.0394	1.5	0.47	248.9	3.8
08CHI01-89	0.2786	2.9	0.0394	2.2	0.77	248.9	5.4
08CHI01-82	0.2770	3.5	0.0394	2.1	0.59	249.1	5.0
08CHI01-62	0.2437	14.8	0.0395	2.2	0.15	249.5	5.3
08CHI01-14	0.3003	11.9	0.0400	1.0	0.08	253.1	2.4
08CHI01-57	0.2803	10.4	0.0401	2.4	0.23	253.2	5.8
08CHI01-58	0.2808	2.5	0.0402	1.2	0.46	253.8	2.9
08CHI01-28	0.2743	4.3	0.0404	1.3	0.30	255.3	3.3
08CHI01-78	0.2791	7.0	0.0404	4.6	0.65	255.6	11.5
08CHI01-80	0.2895	4.0	0.0405	2.8	0.69	255.9	6.9
08CHI01-44	0.2798	4.4	0.0405	0.9	0.20	256.0	2.2
08CHI01-97	0.2800	4.4	0.0409	0.7	0.16	258.4	1.7
08CHI01-37	0.2858	8.0	0.0410	0.5	0.07	258.9	1.4
08CHI01-81	0.2877	3.3	0.0410	3.0	0.91	258.9	7.5
08CHI01-68	0.2745	12.3	0.0410	2.4	0.19	259.1	6.0
08CHI01-18	0.2896	2.7	0.0413	0.8	0.29	260.7	2.0
08CHI01-3	0.3462	16.4	0.0413	2.1	0.13	260.9	5.2
08CHI01-45	0.2950	3.0	0.0413	2.9	0.97	261.0	7.5
08CHI01-13	0.2937	2.9	0.0413	2.1	0.71	261.0	5.3
08CHI01-75	0.2965	3.5	0.0415	3.2	0.89	262.0	8.1
08CHI01-49	0.2927	2.7	0.0416	2.1	0.79	262.5	5.5
08CHI01-9	0.2952	6.5	0.0418	2.2	0.34	263.7	5.7
08CHI01-26	0.2941	4.6	0.0418	2.9	0.61	263.9	7.4
08CHI01-99	0.2941	4.4	0.0420	3.7	0.83	265.0	9.5
08CHI01-100	0.2891	5.9	0.0420	2.2	0.37	265.5	5.7
08CHI01-59	0.2954	3.7	0.0421	0.8	0.22	265.7	2.1
08CHI01-42	0.3038	5.2	0.0422	2.1	0.40	266.2	5.4
08CHI01-87	0.2989	3.1	0.0423	2.4	0.78	266.9	6.2
08CHI01-1	0.2970	5.1	0.0431	1.9	0.37	271.9	5.0
08CHI01-96	0.3121	3.1	0.0431	1.1	0.34	271.9	2.9
08CHI01-35	0.2698	12.9	0.0431	1.0	0.08	272.0	2.7
08CHI01-94	0.4579	19.9	0.0438	4.9	0.25	276.2	13.4
08CHI01-79	0.3034	6.1	0.0439	3.0	0.49	276.7	8.1
08CHI01-22	0.3117	3.0	0.0439	0.5	0.18	277.0	1.5
08CHI01-21	0.3110	1.8	0.0442	1.0	0.53	278.7	2.6

Continuación Apéndice II ...

08CHI01-24	0.3135	3.9	0.0445	3.5	0.90	280.8	9.7
08CHI01-74	0.3246	3.1	0.0462	1.7	0.56	290.9	4.9
08CHI01-48	0.5156	2.9	0.0679	2.3	0.77	423.7	9.3
08CHI01-8	0.5650	2.1	0.0727	1.6	0.76	452.6	7.0
08CHI01-33	0.5540	2.1	0.0730	0.7	0.33	454.2	3.1
08CHI01-69	0.5595	3.8	0.0735	1.7	0.44	457.5	7.4
08CHI01-38	0.5814	2.5	0.0738	1.7	0.67	459.3	7.4
08CHI01-4	0.5740	2.5	0.0739	2.2	0.89	459.9	9.7
08CHI01-67	0.5790	1.7	0.0742	0.6	0.34	461.7	2.6
08CHI01-70	0.5713	2.6	0.0744	1.1	0.44	462.4	5.1
08CHI01-36	0.5635	4.2	0.0746	1.3	0.32	463.6	6.0
08CHI01-11	0.5703	2.9	0.0746	2.1	0.72	463.8	9.5
08CHI01-30	0.5733	2.5	0.0749	1.9	0.74	465.3	8.4
08CHI01-53	0.5728	3.7	0.0754	1.2	0.32	468.8	5.2
08CHI01-34	0.5911	2.4	0.0757	1.3	0.56	470.3	6.1
08CHI01-77	0.5948	3.0	0.0758	2.8	0.93	471.0	12.5
08CHI01-90	0.6890	2.6	0.0862	2.1	0.78	533.2	10.5
08CHI01-84	0.7106	3.7	0.0884	3.6	0.96	545.9	18.7
08CHI01-41	0.7173	2.3	0.0896	1.8	0.77	553.2	9.6
08CHI01-46	0.8383	1.7	0.0993	0.6	0.38	610.4	3.7
08CHI01-88	1.2844	3.5	0.1339	3.1	0.88	809.8	23.8
08CHI01-16	1.4009	7.2	0.1422	6.6	0.91	857.0	52.8
08CHI01-65	1.4755	2.2	0.1505	1.2	0.52	903.8	9.8
08CHI01-64	1.5074	2.4	0.1570	1.2	0.50	940.0	10.7
08CHI01-52	1.6176	3.2	0.1628	3.0	0.93	972.4	26.9
08CHI01-73	1.6397	1.7	0.1659	1.2	0.70	989.6	11.1
08CHI01-63	1.6892	2.2	0.1697	1.4	0.62	990.9	35.9
08CHI01-51	1.6427	1.7	0.1662	0.7	0.40	991.3	6.2
08CHI01-10	1.6711	1.7	0.1670	1.2	0.74	995.7	11.4
08CHI01-98	1.6850	3.6	0.1688	3.5	0.97	997.1	18.9
08CHI01-19	1.7113	2.7	0.1714	1.7	0.64	997.3	42.4
08CHI01-5	1.6732	3.2	0.1681	2.9	0.90	1001.7	26.4
08CHI01-83	1.7026	2.5	0.1699	2.0	0.81	1005.3	30.5
08CHI01-54	1.7318	2.7	0.1722	2.1	0.78	1012.7	33.7
08CHI01-47	1.7471	2.7	0.1732	1.8	0.66	1018.9	41.7
08CHI01-60	1.6602	3.4	0.1644	3.0	0.88	1020.2	33.0
08CHI01-76	1.7386	3.3	0.1719	3.2	0.95	1024.3	21.9
08CHI01-95	1.7137	1.9	0.1691	1.8	0.93	1027.7	14.2
08CHI01-93	1.7844	1.7	0.1750	1.2	0.70	1040.6	24.6
08CHI01-61	1.7694	3.5	0.1734	2.3	0.64	1041.3	54.3
08CHI01-56	1.7099	4.3	0.1665	3.7	0.86	1055.2	44.5
08CHI01-86	1.7786	1.7	0.1706	0.7	0.44	1085.1	29.9
08CHI01-50	1.9381	5.9	0.1842	5.2	0.88	1103.1	55.4
08CHI01-2	1.9169	3.6	0.1764	2.1	0.59	1167.6	57.3
08CHI01-17	2.0154	5.2	0.1847	4.8	0.93	1175.3	39.0
08CHI01-71	2.5785	2.9	0.2204	2.3	0.79	1312.0	34.7
08CHI01-32	2.6278	3.1	0.2240	2.8	0.90	1317.0	26.0
08CHI01-23	3.1942	1.2	0.2533	0.5	0.42	1455.8	20.6
08CHI01-25	3.8752	2.6	0.2823	2.4	0.93	1616.1	17.9
08CHI01-92	3.9696	3.6	0.2856	3.5	0.98	1638.8	14.3
08CHI-02 Litofacies El Diamante							
08CHI02-28	0.2073	11.7	0.0253	2.0	0.17	161.1	3.2
08CHI02-76	0.1624	17.2	0.0265	2.9	0.17	168.9	4.8
08CHI02-16	0.2344	11.2	0.0268	2.3	0.21	170.5	3.9

Continuación Apéndice II ...

08CHI02-30	0.1892	5.8	0.0269	3.4	0.58	171.0	5.7
08CHI02-6	0.1898	14.9	0.0270	3.5	0.24	171.8	5.9
08CHI02-22	0.1939	11.7	0.0271	3.2	0.27	172.3	5.4
08CHI02-91	0.1989	9.1	0.0271	4.4	0.48	172.4	7.4
08CHI02-33	0.1747	13.3	0.0272	3.0	0.23	173.1	5.1
08CHI02-8	0.1861	4.8	0.0273	1.6	0.34	173.3	2.8
08CHI02-24	0.1686	13.8	0.0273	1.2	0.08	173.5	2.0
08CHI02-90	0.2305	7.9	0.0273	1.8	0.23	173.8	3.1
08CHI02-95	0.2469	20.9	0.0275	2.4	0.12	174.7	4.2
08CHI02-86	0.1888	1.6	0.0275	1.2	0.76	174.8	2.1
08CHI02-29	0.1805	6.1	0.0275	2.9	0.49	174.9	5.1
08CHI02-20	0.1864	3.8	0.0275	1.0	0.25	175.0	1.7
08CHI02-4	0.1913	7.4	0.0275	2.3	0.32	175.0	4.0
08CHI02-3	0.1842	7.1	0.0276	1.2	0.17	175.6	2.1
08CHI02-15	0.1753	13.2	0.0276	1.3	0.10	175.6	2.2
08CHI02-93	0.2185	6.2	0.0276	2.1	0.35	175.7	3.7
08CHI02-74	0.1855	8.1	0.0276	1.8	0.22	175.7	3.1
08CHI02-78	0.1847	9.8	0.0276	1.3	0.13	175.7	2.2
08CHI02-9	0.1588	17.4	0.0277	3.1	0.18	176.0	5.5
08CHI02-10	0.1874	9.7	0.0277	1.9	0.20	176.1	3.3
08CHI02-92	0.1977	7.3	0.0277	1.2	0.17	176.2	2.1
08CHI02-17	0.1783	7.2	0.0277	2.0	0.27	176.4	3.4
08CHI02-64	0.2065	16.3	0.0278	2.7	0.16	176.5	4.6
08CHI02-61	0.1792	15.1	0.0278	2.3	0.15	176.5	3.9
08CHI02-50	0.1838	19.2	0.0278	4.5	0.23	176.8	7.8
08CHI02-18	0.1791	13.3	0.0278	1.0	0.08	176.8	1.8
08CHI02-31	0.1832	5.1	0.0278	1.4	0.26	176.8	2.4
08CHI02-87	0.2058	7.5	0.0278	1.2	0.16	176.8	2.1
08CHI02-85	0.1965	8.1	0.0278	1.4	0.18	176.9	2.5
08CHI02-98	0.2531	21.5	0.0279	2.1	0.10	177.1	3.7
08CHI02-79	0.2396	10.8	0.0279	3.1	0.29	177.4	5.4
08CHI02-82	0.1782	12.2	0.0279	3.3	0.27	177.7	5.8
08CHI02-75	0.1871	16.3	0.0280	2.1	0.13	177.7	3.7
08CHI02-57	0.1838	10.0	0.0280	3.1	0.31	177.8	5.4
08CHI02-26	0.1936	5.1	0.0280	1.7	0.33	177.9	2.9
08CHI02-51	0.2733	46.3	0.0280	5.8	0.13	178.3	10.2
08CHI02-83	0.1906	4.1	0.0281	3.0	0.73	178.5	5.3
08CHI02-70	0.1939	7.2	0.0281	1.9	0.27	178.7	3.4
08CHI02-65	0.1909	6.2	0.0282	1.3	0.21	179.0	2.2
08CHI02-41	0.2043	6.1	0.0282	2.1	0.34	179.4	3.7
08CHI02-27	0.1792	9.8	0.0282	0.8	0.08	179.4	1.4
08CHI02-94	0.1844	11.7	0.0282	2.5	0.21	179.5	4.4
08CHI02-73	0.1968	9.7	0.0282	2.5	0.26	179.5	4.5
08CHI02-89	0.1856	8.1	0.0283	2.1	0.26	179.8	3.8
08CHI02-49	0.1886	4.8	0.0284	3.4	0.70	180.4	6.0
08CHI02-19	0.2010	9.3	0.0284	2.7	0.29	180.5	4.9
08CHI02-62	0.1959	10.5	0.0284	1.5	0.14	180.6	2.6
08CHI02-2	0.2006	7.6	0.0284	3.7	0.48	180.7	6.5
08CHI02-47	0.1851	9.1	0.0284	1.7	0.18	180.8	3.0
08CHI02-67	0.2340	12.5	0.0285	2.5	0.20	180.9	4.4
08CHI02-25	0.1933	4.8	0.0285	3.3	0.69	181.1	5.9
08CHI02-1	0.1801	8.9	0.0285	3.4	0.39	181.1	6.1
08CHI02-72	0.1862	6.0	0.0285	0.9	0.15	181.4	1.6
08CHI02-100	0.1950	3.3	0.0286	3.0	0.92	182.1	5.4
08CHI02-11	0.1916	11.2	0.0287	1.9	0.17	182.1	3.3

Continuación Apéndice II ...

08CHI02-96	0.3061	8.3	0.0287	1.9	0.23	182.2	3.5
08CHI02-780	0.2480	23.0	0.0287	3.9	0.17	182.4	7.1
08CHI02-60	0.1872	8.8	0.0287	2.1	0.24	182.5	3.7
08CHI02-99	0.1914	3.9	0.0287	1.4	0.35	182.6	2.4
08CHI02-56	0.2663	13.3	0.0287	3.2	0.24	182.6	5.8
08CHI02-69	0.1965	15.0	0.0287	2.4	0.16	182.6	4.3
08CHI02-14	0.1890	5.6	0.0287	1.6	0.29	182.7	2.9
08CHI02-52	0.1832	12.3	0.0287	2.6	0.21	182.7	4.7
08CHI02-23	0.1868	8.0	0.0288	2.0	0.24	182.9	3.5
08CHI02-36	0.1974	7.3	0.0288	1.5	0.21	183.3	2.7
08CHI02-5	0.1791	13.2	0.0289	2.2	0.17	183.4	4.0
08CHI02-80	0.1739	20.5	0.0289	2.1	0.10	183.5	3.8
08CHI02-39	0.1946	3.6	0.0289	1.8	0.49	183.5	3.2
08CHI02-63	0.1870	19.3	0.0289	5.4	0.28	183.7	9.8
08CHI02-77	0.2058	12.5	0.0290	1.5	0.12	184.3	2.7
08CHI02-58	0.1995	6.5	0.0291	4.2	0.64	184.6	7.6
08CHI02-59	0.1839	11.0	0.0291	2.6	0.24	184.8	4.8
08CHI02-48	0.1837	16.5	0.0291	2.3	0.14	185.1	4.3
08CHI02-71	0.1924	6.8	0.0292	0.6	0.09	185.5	1.2
08CHI02-42	0.3016	15.3	0.0292	5.9	0.39	185.7	10.8
08CHI02-84	0.2046	5.1	0.0292	3.4	0.66	185.7	6.1
08CHI02-81	0.1954	12.3	0.0293	0.9	0.07	186.0	1.6
08CHI02-37	0.2159	12.7	0.0293	1.1	0.09	186.2	2.0
08CHI02-53	0.2143	6.9	0.0295	5.4	0.79	187.5	10.0
08CHI02-44	0.2066	3.0	0.0296	0.5	0.17	188.3	0.9
08CHI02-97	0.2147	3.5	0.0297	1.9	0.55	188.4	3.5
08CHI02-38	0.2039	2.9	0.0298	1.2	0.43	189.3	2.3
08CHI02-55	0.2198	9.8	0.0298	1.8	0.19	189.5	3.4
08CHI02-66	0.1996	7.7	0.0299	3.5	0.45	189.8	6.5
08CHI02-54	0.1708	19.9	0.0300	2.0	0.10	190.6	3.8
08CHI02-35	0.1783	15.7	0.0301	2.9	0.18	191.3	5.4
08CHI02-34	0.2027	10.0	0.0302	1.2	0.12	191.8	2.2
08CHI02-340	0.2051	4.9	0.0303	1.1	0.22	192.2	2.0
08CHI02-45	0.2085	5.7	0.0304	2.0	0.34	193.2	3.7
08CHI02-43	0.2318	5.9	0.0309	2.1	0.36	196.3	4.1
08CHI02-21	0.2721	5.0	0.0393	2.0	0.40	248.5	4.8
08CHI02-32	0.3018	5.9	0.0410	3.1	0.52	259.2	7.8
08CHI02-46	1.6231	2.5	0.1621	2.1	0.84	968.7	18.6
08CHI02-12	1.6406	2.8	0.1639	2.6	0.93	978.5	23.3
08CHI02-13	1.8815	3.1	0.1810	2.5	0.80	1078.5	37.5
08CHI02-7	1.9909	4.4	0.1819	2.2	0.51	1181.7	75.0
08CHI02-88	0.6137	12.4	0.0320	1.7	0.13	2214.6	214.4
08CHI-05 Litofacies Jerico							
08CHI05-54	0.1762	8.4	0.0276	2.3	0.27	175.4	4.0
08CHI05-3	0.1918	6.6	0.0282	2.6	0.39	179.0	4.6
08CHI05-45	0.1904	10.6	0.0289	0.5	0.05	183.7	0.9
08CHI05-57	0.2026	2.8	0.0293	1.5	0.54	185.9	2.8
08CHI05-87	0.2535	18.8	0.0302	3.9	0.20	191.7	7.3
08CHI05-14	0.1993	6.6	0.0302	1.6	0.24	191.8	3.0
08CHI05-33	0.2725	15.6	0.0306	1.8	0.12	194.6	3.5
08CHI05-78	0.2096	3.7	0.0308	1.0	0.28	195.8	2.0
08CHI05-95	0.2107	2.6	0.0308	1.5	0.59	195.8	3.0
08CHI05-70	0.1824	17.7	0.0309	1.6	0.09	196.1	3.2
08CHI05-77	0.2068	6.3	0.0311	2.6	0.42	197.7	5.1

Continuación Apéndice II...

08CHI05-80	0.2405	14.1	0.0313	2.1	0.15	198.7	4.1
08CHI05-35	0.2327	10.5	0.0317	1.3	0.12	201.4	2.5
08CHI05-64	0.2204	6.8	0.0318	1.4	0.21	201.8	2.8
08CHI05-84	0.2177	6.7	0.0320	2.7	0.40	202.9	5.4
08CHI05-63	0.2255	4.5	0.0323	3.9	0.86	204.9	7.8
08CHI05-1	0.2157	6.9	0.0325	1.8	0.26	206.4	3.6
08CHI05-2	0.2148	5.6	0.0326	2.2	0.39	206.7	4.5
08CHI05-30	0.2330	2.9	0.0328	2.5	0.86	208.1	5.1
08CHI05-82	0.2464	21.5	0.0373	3.6	0.17	236.0	8.3
08CHI05-53	0.2726	5.0	0.0380	2.0	0.39	240.6	4.7
08CHI05-38	0.2682	4.1	0.0384	1.2	0.29	243.0	2.8
08CHI05-22	0.2718	3.7	0.0386	2.5	0.69	243.8	6.0
08CHI05-55	0.2671	4.1	0.0387	1.8	0.45	244.8	4.4
08CHI05-40	0.2688	9.7	0.0393	1.0	0.10	248.3	2.4
08CHI05-79	0.2752	3.4	0.0394	2.0	0.61	249.2	5.0
08CHI05-9	0.2804	4.0	0.0394	1.7	0.42	249.4	4.1
08CHI05-36	0.2763	6.7	0.0395	3.5	0.52	249.7	8.5
08CHI05-61	0.2711	5.2	0.0397	2.1	0.40	250.7	5.1
08CHI05-28	0.2826	4.5	0.0399	3.8	0.84	252.0	9.5
08CHI05-62	0.2775	3.7	0.0400	0.5	0.13	253.0	1.2
08CHI05-60	0.2895	5.6	0.0402	1.3	0.24	254.0	3.3
08CHI05-32	0.2832	3.3	0.0410	0.9	0.26	259.2	2.2
08CHI05-59	0.2784	7.9	0.0410	1.2	0.15	259.3	3.1
08CHI05-76	0.3276	13.5	0.0413	2.6	0.19	261.0	6.5
08CHI05-46	0.2609	13.0	0.0413	0.6	0.05	261.1	1.6
08CHI05-29	0.2868	5.8	0.0414	1.5	0.26	261.6	3.9
08CHI05-11	0.2548	15.5	0.0415	2.1	0.14	262.4	5.5
08CHI05-34	0.3034	10.6	0.0416	3.4	0.32	263.0	8.8
08CHI05-69	0.2794	11.8	0.0436	1.7	0.14	274.9	4.6
08CHI05-67	0.3159	4.7	0.0446	2.0	0.44	281.3	5.6
08CHI05-7	0.3253	3.3	0.0455	1.2	0.35	286.8	3.3
08CHI05-17	0.5040	3.1	0.0659	1.4	0.46	411.2	5.7
08CHI05-85	0.5253	1.9	0.0673	1.0	0.53	420.2	4.2
08CHI05-12	0.5081	4.7	0.0680	4.0	0.84	423.8	16.2
08CHI05-48	0.5256	3.1	0.0684	0.9	0.28	426.3	3.6
08CHI05-26	0.5548	4.6	0.0715	2.7	0.58	444.9	11.4
08CHI05-65	0.5486	2.5	0.0720	1.1	0.46	448.1	4.9
08CHI05-23	0.5859	5.7	0.0731	1.7	0.30	454.8	7.4
08CHI05-98	0.5707	3.5	0.0731	2.5	0.72	455.1	10.9
08CHI05-72	0.5853	2.7	0.0762	0.5	0.18	473.1	2.3
08CHI05-56	0.5990	3.9	0.0769	0.8	0.20	477.7	3.5
08CHI05-19	0.6104	3.0	0.0788	2.2	0.75	488.9	10.5
08CHI05-86	0.6323	2.3	0.0799	1.6	0.69	495.7	7.7
08CHI05-44	0.6853	4.6	0.0850	3.9	0.84	525.9	19.4
08CHI05-68	0.6917	2.5	0.0868	1.2	0.50	536.4	6.3
08CHI05-73	0.7290	2.2	0.0901	1.6	0.74	556.4	8.6
08CHI05-81	0.7753	3.7	0.0942	3.3	0.89	580.3	18.1
08CHI05-10	0.7827	3.2	0.0958	2.5	0.79	589.7	14.3
08CHI05-8	1.2140	3.2	0.1180	0.8	0.25	719.0	5.4
08CHI05-39	1.5127	4.4	0.1506	2.4	0.55	904.4	20.2
08CHI05-21	1.4592	2.0	0.1515	1.5	0.72	909.4	12.5
08CHI05-25	1.4580	2.8	0.1531	2.6	0.93	918.6	22.2
08CHI05-88	1.4786	4.7	0.1536	3.0	0.64	921.0	25.9
08CHI05-49	1.4619	5.3	0.1540	4.5	0.86	923.5	38.8
08CHI05-41	1.4937	2.4	0.1541	0.7	0.28	923.9	5.9

Continuación Apéndice II...

08CHI05-91	1.4699	2.2	0.1542	1.7	0.74	924.4	14.4
08CHI05-89	1.4806	2.6	0.1545	2.2	0.82	926.3	18.6
08CHI05-58	1.5269	4.7	0.1553	4.5	0.96	930.5	39.0
08CHI05-94	1.5656	4.3	0.1595	4.0	0.93	953.9	35.2
08CHI05-100	1.6607	1.7	0.1673	1.1	0.68	997.1	10.4
08CHI05-74	1.7218	2.9	0.1725	2.5	0.86	997.4	30.1
08CHI05-93	1.6888	2.7	0.1690	1.2	0.44	999.7	48.4
08CHI05-13	1.7066	3.7	0.1707	3.3	0.88	1000.7	35.1
08CHI05-97	1.6884	2.7	0.1687	2.5	0.90	1002.9	24.8
08CHI05-71	1.7184	3.2	0.1693	1.9	0.59	1031.0	53.0
08CHI05-15	1.8031	2.5	0.1769	2.1	0.84	1039.2	26.9
08CHI05-31	1.6934	2.6	0.1655	1.9	0.76	1046.7	33.5
08CHI05-92	1.7410	2.5	0.1683	2.2	0.87	1069.7	24.5
08CHI05-96	1.9229	2.0	0.1836	1.8	0.89	1093.5	18.4
08CHI05-52	2.0200	1.6	0.1876	1.1	0.71	1149.1	22.1
08CHI05-50	2.0871	4.2	0.1932	3.6	0.87	1155.4	40.5
08CHI05-47	2.1470	3.0	0.1983	2.6	0.87	1160.1	29.0
08CHI05-99	2.1618	1.3	0.1989	1.0	0.75	1168.0	17.2
08CHI05-66	2.1421	4.7	0.1967	4.5	0.95	1172.0	30.3
08CHI05-90	2.1769	1.9	0.1987	1.5	0.81	1183.4	21.6
08CHI05-24	2.1998	2.8	0.2002	2.6	0.93	1188.9	19.8
08CHI05-37	2.2265	3.2	0.2003	1.2	0.37	1212.7	58.3
08CHI05-42	2.1808	4.2	0.1944	0.6	0.15	1229.7	81.0
08CHI05-16	2.4280	3.1	0.2161	2.6	0.84	1233.7	32.8
08CHI05-18	2.4401	2.6	0.2152	2.0	0.79	1250.9	30.7
08CHI05-51	2.7981	2.0	0.2280	1.1	0.55	1404.0	32.4
08CHI05-4	3.2362	1.8	0.2544	1.4	0.76	1473.1	22.2
08CHI05-43	2.8166	1.6	0.2177	0.6	0.39	1504.7	28.0
08CHI05-20	3.3954	2.8	0.2572	2.6	0.92	1542.8	21.1
08CHI05-6	3.9107	3.3	0.2847	2.9	0.87	1616.8	30.0
08CHI05-83	3.6675	2.9	0.2515	0.5	0.17	1727.8	52.4
08CHI05-75	4.6763	2.7	0.3152	2.2	0.84	1758.9	26.2
08CHI05-27	4.2039	2.1	0.2796	1.6	0.78	1783.6	23.9
08CHI05-5	6.1217	2.8	0.3616	1.2	0.43	1997.2	45.7

Notes: 1. All uncertainties are reported at the 1-sigma level, and include only measurement errors.

Systematic errors would increase age uncertainties by 1-2%.

2. U concentration and U/Th are calibrated relative to NIST SRM 610 and are accurate to ~20%.

3. Common Pb correction is from ²⁰⁴Pb, with composition interpreted from Stacey and Kramers (1975) and uncertainties of 1.0 for ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, and 0.3 for ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb.

4. U/Pb and ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb fractionation is calibrated relative to fragments of a large Sri Lanka zircon of 564 ± 4 Ma (2-sigma).

5. U decay constants and composition as follows: $^{238}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$

6. "Best age" column indicates interpreted age of grain by inspection of data, generally using ~1.1 Ga as the cross-over value for ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages.

Bibliografía

Adams, A.E., Mackenzie, W.S. and Guilford, C. 1987. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman Scientific and Technical, England.

Alaniz-Alvarez, S.A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutierrez, F. 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, v. 24, n. 5, p. 443-446.

Alencaster, G. 1977. Moluscos y braquiópodos del Jurásico Superior de Chiapas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 1, p. 151-166.

Anderson, T.H.; Burkart, B.; Clemons, R.E.; Bohnenberger, O.H.; Blount, D.H. 1973. Geology of the western Altos Cuchumatanes, northwestern Guatemala: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 84, p. 805-826.

Anderson, T.H. y Schmidt, V.A. 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *GSA Bulletin*, v. 94, p. 941-966

Baag, C. and Helsley, C.E. 1974. Evidence for penecontemporaneous magnetization of the Moenkopi Formation. *J. Geophys. Res.* v. 79, p. 3308-3320.

Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-Gonzalez, M., Torres-Hernandez, J. R. 1999. Tectonic setting of pre-Oxfordian units from north central and northeastern Mexico: A review, in Bartolini, C., Wilson, J. L. and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340.

Barboza-Gudiño, J. R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A. 2008. The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 49-63.

Barboza-Gudiño, J. R., Venegas-Rodríguez, G. Zavala-Monsivais, A., Barajas-Nigoche, L. D. 2007. Geocronología de circones detríticos en rocas pre-cretácicas del centro y noreste de México. *Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, resúmenes, GEOS* v. 27, no. 1, pp. 56-57.

Barboza-Gudiño, J. R. 2009. El Alamar Formation: The Only Triassic Succession of the Huizachal Group in northeastern Mexico. *GSA, South-Central Section, Annual Meeting*, 16-17 march. Dallas Texas. Abstracts with programs 13-1, p. 29.

Bartolini, C., Lang, H., Spell, T. 2003. Geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Arc in north-central Mexico, and its continuation to north South America. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J.F., (Eds.) *The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol. 79, p. 427-461.

Bailey, R.C. and Halls, H.C. 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetized circle and direct observational data. *Journal of Geophysics*, v. 54, p. 174-182.

Bazard, D.R. and Butler, R.F. 1991. Paleomagnetism of the Chinle and Kayenta Formations, New Mexico and Arizona. *J. Geophys. Res.* v. 96 n. B6 p. 9847-9871.

Beck, M.E. 1980. Paleomagnetic record of plate margin tectonic processes along the western edge of North America. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 7115-7131.

Beck, M.E. 1976. Discordant paleomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America. *American Journal of Science*, v. 276, p. 694,-712.

Besse, J. y Courtillot, V. 2003. Correction to Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys Res.* 108(B10), 2469.

Bird, D.E. and Burke, K. 2006. Pangea breakup: Mexico, Gulf of Mexico, and Central Atlantic Ocean: in Expanded Abstracts of the Technical Program: Society of Exploration Geophysicists 76th Annual International Meeting and Exposition p.1013-1016.

Bird, D.E., Burke, K., Hall, S.A., Casey, J.F. 2005. Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *AAPG Bulletin*, v. 89, n. 3, p. 311-328.

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundhill, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulius, C. 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect. SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205, 115-140.

Blair, T.C. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclical alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, n. 5, p. 845-862.

Blair, T.C. 1988. Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, upper Jurassic –lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo Formations, western Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, n. 4, p. 623-636.

Boggs, S.Jr. 2001. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Third edition. Prentice Hall, Inc. New Jersey. USA.

Bryan, P. and Gordon, R.G. 1990. Rotation of the Colorado Plateau: an updated analysis of paleomagnetic poles. *Geophys. Res. Lett.* v. 17 n.1501.

- Bullard, E.C.; Everett, J.E.; Smith, A.G. 1965. A symposium on continental drift, IV. The fit of the continents around the Atlantic. Royal Society of London Philosophical Transactions, v. 258, p. 41-51.
- Butler, R.F. 1998. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic edition, Department of Geosciences, University of Arizona. pp. 238.
- Campa, M.F. y Coney, P.J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20 p. 1040-1051.
- Castro-Mora, J.; Schlaepfer, C.J.; Rodriguez, E.M. 1975. Estratigrafía y microlitofacies del mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas: Asociación Mexicanos Geológicos Petroleros Boletín, v. 27, p. 1-95.
- Castro-Mora, J.; Ortiz-Hernandez, L.E. 2003. Potencial Geológico-Minero del Estado de Chiapas. Consejo de Recursos Minerales-Coremi-Boletín Técnico a. VI n.35.
- Chase, C.G., Gregory, K.M., Butler, R.F. 1992. Geologic constraints on amounts of Colorado Plateau rotation. EOS Transactions. AGU. 73, 95.
- Clemons, R. E.; Burkart, B. 1969. (1971). Stratigraphy of Northwestern Guatemala. Boletín Sociedad Geologica Mexicana, v. 32 n. 2 p. 143-158.
- Collison, D.W. 1974. The role of pigment and specularite in the remanent magnetism of red sandstones. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. v. 38 p. 253-264.
- Creer, K.M., Irving, E., and Runcorn, S.K. 1954. The direction of the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 6, p.163-168.
- Cros, P.; Michaud, F.; Fourcade, E.; Fleury, J.J. 1998. Sedimentological evolution of the Cretaceous carbonate platform of Chiapas (México). Journal of South American Earth Sciences v. 11 n. 4 p. 311-332.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M. y Clark, K.F. 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. Revista Instituto de Geología, UNAM, v. 5, p. 223-238.
- Davis, D. M., Engelder, T. 1985. The role of salt in fold and thrust belts: Tectonophysics. Tectonophysics v. 119 p. 67-88.
- De la Rosa, J.L., Eboli, A. y Dávila, M. 1989. Geología del estado de Chiapas. México D.F. Comisión Federal de Electricidad, Subdirección de Construcción, Unidad de Estudios de Ingeniería Civil, Subjefatura de Estudios Geológicos, Departamento de Geología, 192p.
- Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 4321-4328.

- Dengo, G. 1969. Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 19. 311-320.
- Dickinson W.R. y Coney, P.J. 1980. Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico, in Pilger, R.H. Jr., ed., *The Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central Atlantic Ocean: Baton Rouge, Louisiana State University.*
- Dickinson W.R. y Lawton, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*; v. 113, n. 9, p. 1142-1160.
- Dickinson W.R. y Lawton, T.F. 2001b. Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee basin (USA-Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*; v. 14, p. 475-504.
- Elston, D.P. and Purucker, M.E. 1979. Detrital magnetization in red beds of the Moenkopi Formation (Triassic), Gray Mountain, Arizona, *J. Geophys. Res.*, v. 84 p. 1653-1665.
- Faure, G. & Mensing, T. M. 2005. *Isotopes : Principles and Applications. Third Edition.* John Wiley & Sons, Inc. Hoboken, New Jersey.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere: *Royal Society of London Proceedings, ser. A*, v. 217, p. 295-305.
- Fitton, J. D., James, D., Leeman, W. P. 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13693-13711.
- Garrison, J. M. and McMillan, N. J. 1999. Jurassic continental rift magmatism in northeast Mexico: Allogenic metaigneous blocks in the El Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo León, Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L. and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340.*
- García-Palomo, A.; Macías, J.L.; Espindola, J.M. 2004. Strike-slip faults and k-alkaline volcanism at El Chichon Volcano, southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136 p. 247-268.
- Gehrels, G.; Valencia, V.; Pullen, A. 2006. Detrital circon geochemistry by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center. *Paleontological Society Papers*, v. 12, Olszewski, T. (Ed.).
- Gordon, R.G., Cox, A., and O'Hare, S. 1984. Paleomagnetic Euler poles and the apparent polar wander and absolute motion of North America since the Carboniferous. *Tectonics*, v. 3 p.499-537.
- Gose, W.A. y Sanchez-Barreda, L.A. 1981. Paleomagnetic results from southern Mexico. *Geofisica Internacional*, v. 20, p. 163-175.

- Guerrero, J.C.; Herrero-Bervera, E.; Helsley, C.E. 1990. Paleomagnetic evidence for post-Jurassic stability of southeastern México; Maya Terrane. *Journal of Geophysical Research* 95 p. 7091-7100.
- Guzmán-Speziale, M; Pennington, W. D.; Matumoto, T. 1989. The Triple Junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics. *Tectonics* v. 8 n. 5 p. 981-997.
- Guzmán-Speziale, M.; Meneses-Rocha, J.J. 2000. The North American-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 13 p. 459-468.
- Hagstrum, J.T. 1993. North American Jurassic APW: The Current Dilema. *EOS Transactions, AGU.* v. 74 n. 6 p. 68-69.
- Hall, S.A. and Najmuddin, I.J. 1994. Constraints on the tectonic development of the eastern Gulf of Mexico provided by magnetic anomaly data. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B4, p. 7161-7175.
- Hanchar, J. M. & Hoskin W. O. 2003. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry: Zircon.* Mineralogical Society of America-Geochemical Society, v. 53
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic: *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 21, p. 175-204
- Heck, M. 2000. Zur Geologie, petrography und geochemie des Pando-Tales, südwestlich Villa Flores, Chiapas, Mexiko. Unpublished. Diploma thesis, Universität Freiburg and Universität München, Germany, 106 p.
- Hernández-García, R. 1973. Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, v. 25 p. 77-134.
- Herrero-Bervera, E. and Helsley, C.E. 1983. Paleomagnetism of a polarity transition in the Lower (?) Triassic Chugwater Formation, Wyoming. *J. Geophys. Res.* v. 88 p. 3506-3522.
- Hinojosa-Gomez, A. 1964. Área Chicomuselo, Chis. México, D.F. *Petróleos Mexicanos (PEMEX)*, informe técnico, 25 p. (inédito).
- Iriondo, A.; Martínez-Torres, L.M.; Kunk, M.J.; Atkinson, W.W.; Premo, W.R.; and McIntosh, W.C. 2005. Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora Megashear hypothesis, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives.* Geological Society of America Special Paper 393, p. 631-669.

Irving, E., and Irving, G.A. 1982. Apparent polar wander paths: Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana. *Geophysical Surveys*, v. 5 p. 141-188.

Irving, E. 1956. Paleomagnetic and paleoclimatological aspects of polar wandering. *Geofisica pura e applicata*, v. 33, p. 23-41.

Izaguirre-Pompa, A. 2009. El basamento paleoproterozoico (~1.71-1.68Ga) Yavapai en el área Mina La Herradura en el NW de Sonora: Sus implicaciones para el desarrollo del arco magmático continental Mesozoico-Cenozoico del NW de México.

Janney, P.E. and Castillo P.R. 2001. Geochemistry of the oldest Atlantic oceanic crust suggests mantle plume involvement in the early history of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 192 p. 291-302.

Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.J., and Silver, L.T. 1990. Nazas Formation: A remnant of the Jurassic arc of western North America in north-central Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, no. 7, p. A327.

Kelemen, P.B. and Holbrook, W.S. 1995. Origin of thick, high velocity igneous crust along the U.S. East Coast margin. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 10,077-10,094.

Kent, D.V. and Olsen, P.E. 2008. Early Jurassic magnetostratigraphy and paleolatitudes from the Hartford continental rift basin (eastern North America): Testing for polarity bias and abrupt polar wander in association with the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Geophysical Research*, online version.

Kent, D.V. and Tauxe, L. 2005. Corrected Late Triassic latitudes for continents adjacent to the North Atlantic. *Science*. v. 307 p. 240-244.

Kent, D.V., and Olsen, P.E. 1997. Paleomagnetism of Upper Triassic continental sedimentary rocks from the Dan River-Danville rift basin (eastern North America). *Geological Society of America Bulletin*. v. 109 p. 366-377.

King, P.B. 1975. The Ouachita and Appalachian orogenic belts, in the ocean basins and margins, vol. 3, Gulf of Mexico and Caribbean, edited by F.G Stehli, and A. Narin. p. 201-241, Plenum, New York, 1975.

Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 45, p. 699-718.

Krogh, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, V.L., Martin, L.E. and Hildebrand, A.R. 1993. U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature*, v. 366, p. 731-734.

Larson, E.E. and Walker, T.R. 1975. Development of chemical remanent magnetization during early stages of red-bed formation in Late Cenozoic sediments, Baja California. *Geol Soc Amer. Bull.* v. 86 p. 639-650.

- Larson, E.E.; Walker, T.R.; Patterson, P.E.; Hoblitt, R.P.; and Rosenbaum, J.G. 1982. Paleomagnetism of the Moenkopi Formation, Colorado Plateau: Basis for long-term model acquisition of chemical remanent magnetism in red beds. *J. Geophys. Res.* V.
- Lopez-Ramos, E. 1979. *Geología de México - Tomo III*. Secretaría de Educación Pública, 2ª Edición.
- Ludwig, K.R. 2001. SQUID 1.02, A users manual: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2, 19 p.
- Ludwig, K.R. 2003. ISOPLOT, A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 70 p.
- Mackenzie, W.S. and Guilford, C. 1986. *Atlas of rock-forming minerals in thin section*. Longman Group Limited, England.
- Marton, G. and Buffler, R.T. 1994. Jurassic Reconstructions of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review*, v. 36, p. 545-586.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Gellieni, G., and De Min, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v. 284 p. 616-618.
- May, S.R. and Butler, R.F. 1986. North American Jurassic apparent polar wander: implications for plate motion, paleogeography and Cordilleran tectonics. *J. Geophys. Res.* v. 91 p. 11,519-11544.
- McElhinny, M.W. 1963. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism.
- McFadden, P. 1990. McFadden and McElhinny classification of reversals test. Division of Geophysics, Bureau of Mineral Resources, Canberra, Australia.
- Meneses-Rocha, J. J. 1985. Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, Mexico. M. A. Thesis, University of Texas. Austin, TX.
- Meneses-Rocha, J.J. 2001. Tectonic Evolution of the Ixtapan-*Graben*, an Example of a Strike-slip Basin of Southern Mexico: Implications for Regional Petroleum Systems. AAPG Memoir 75 p. 183-216.
- Mickus, K., Stern, R.J., Keller, G.R., Anthony, E.Y. 2009. Potential field evidence for a volcanic rifted margin along the Texas Gulf Coast. *Geology*, v. 37, n. 5, p. 387-390.
- Molina-Garza, R.S. 2005. Paleomagnetic reconstruction of Coahuila, Mexico: the Late Triassic Acatita intrusives. *Geofísica Internacional* v. 44, p. 197-210.
- Molina-Garza, R.S., Geissman, J.W. and Lucas, S. 2003. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the lower Glen Canyon and upper Chinle Groups, Jurassic-Triassic of northern Arizona and northeast Utah. *J. Geophys. Res.* v. 108(B4)

- Molina-Garza, R.S. and Geissman, J.W. 1999. Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implications for the Cordilleran tectonics and the Mojave-Sonora megashear hypothesis. *Tectonics*, v. 18, p. 293-325.
- Molina-Garza, R. S.; Van Der Voo, R.; Urrutia-Fucugauchi, J. 1992. Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for the rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin* v. 104 p. 1156-1168.
- Mori, L. 2007. Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. Tesis de Doctorado, UNAM, 136 p.
- Mori, L.; Gómez-Tuena, A; Cai, Y.; Goldstein, S. L. 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocenic magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, v. 244 p. 452-473.
- Mujica-Mondragón, R. 1987. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Macizo de Chiapas: Mexico, D.F., Instituto Mexicano del Petroleo, Proyecto C-2009. Sin publicar.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Ortega-Gutierrez, F., Sedlock, R. L., and Speed, R.C. 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in Speed, R.C., ed., *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series*, p. 265-306.
- Pegram, W.J. 1990. Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian Tholeiites, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 97, p. 316-331.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V.A. 2009. El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos, y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, n. 1, p. 222-242.
- Philpotts, A.R. 1989. *Petrography of igneous and metamorphic rocks*. Pearson Education, Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Pindell, J.L. 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-40.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martinez, R. 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic models. In:

- Geological Society of America Special Paper 393: The Mojave-Sonora Megasear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives.
- Quezada-Muñetón, J.M. 1983. Las Formaciones San Ricardo y Jerico del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 35, p. 37-64.
- Richards, H.G. 1963. Stratigraphy of earliest Mesozoic sediments in southeastern Mexico and western Guatemala: American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 47, p. 1861-1870.
- Rosales-Dominguez, M.C. 1998. Biohorizontes Cronoestratigráficos en las litofacies carbonatadas de plataforma del Cretácico Medio-Superior de Chiapas, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas v. 15 n. 1 p. 73-77.
- Ross, M.I. and Scotese, C.R. 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Tectonophysics, v. 155, p. 139-168.
- Roy, J.L. and Park, J.K. 1972. Red beds: DRM or CRM? Earth Planet. Sci. Lett. v. 17 p. 211-216.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutierrez, F. 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 274-281.
- Runcorn, S.K. 1956. Paleomagnetic comparisons between Europe and North America. Procedures Geological Association of Canada, v. 8, p. 77-85.
- Salvador, A. 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 419-451.
- Sanchez-Montes de Oca, R. 1969. Estratigrafía y paleogeografía del Mesozoico de Chiapas: Instituto Mexicano del Petróleo, seminario de exploración petrolera n. 5, 31 p.
- Sapper, K. 1894. Grundzuge der Physikalischen geographie von Guatemala: Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsband 27, Heft. 113, Gotha, 59 p.
- Schaaf, P.; Weber, B.; Weis, P.; Gross, A.; Ortega-Gutierrez, F.; Köhler, H. 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 225: 1-23; Stuttgart.
- Scholz, C.H. 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, Cambridge, p. 461.
- Schurbet, D.H. and Cebull, S.E. 1987. Tectonic interpretation of the westernmost part of the Ouachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas-Mexico. Geology, v. 15, p. 458-461.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R. C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America. Special Paper 278, 153 pp.

Servicio Geológico Mexicano. 2006. Carta Geológico-Minera de los Estados de Chiapas y Tabasco, escala 1:500,000.

Shive, P.N.; Steiner, M.B.; and Huycke, D.T. 1984. Magnetostratigraphy, paleomagnetism and remanence acquisition in the Triassic Chugwater Formation of Wyoming. J. Geophys. Res. v. 89 p. 1801-1815.

Silver, L.T. and Anderson, T.H. 1974. Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, no. 7, p. 955-956.

Smith, G.A. y Fritz, W.J. 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. Geology 17, 375-376.

Solari, L.A.; Dostal, J.; Ortega-Gutierrez, F.; Keppie, J.D. 2001. The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, n. 002, UNAM.

Steiner, M.B. 2005. Pangean reconstruction of the Yucatan Block: Its Permian, Triassic, and Jurassic geologic and tectonic history, in Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives. Geological Society of America Special Paper 393, p. 457-480.

Steiner, M.B. 2003. A cratonic Middle Jurassic paleopole: Callovian-Oxfordian stillstand (J-2 cusp), rotation of the Colorado Plateau, and Jurassic North American apparent polar wander. Tectonics, vol. 22, n. 3, 1020.

Steiner, M.B. and Lucas, S.G. 2000. Paleomagnetism of the Late Triassic Petrified Forest Formation, Chinle Group, western United States. Further evidence of "large" rotation of the Colorado Plateau, Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 25791-25808.

Steiner, M.B. 1986. Rotation of the Colorado Plateau. Tectonics. v. 5 n. 649.

Steiner, M.B. 1983. Detrital remanent magnetization in hematite. J. Geophys. Res. v. 88 p. 6523-6539.

Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., vol. 42, pp. 313-346.

Tatar, O., Yurtmen, S., Temiz, H., Gursoy, H., Koçbulut, F., Mecí, B.L., Guezou, J.C. 2007. Intracontinental Quaternary Volcanism in the Niksar *Pull-Apart* Basin, North Anatolian Fault Zone, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 417-440.

Tauxe, L.; and Kent, D.V. 1984. properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* v. 77 p. 543-561.

Tauxe, L.; Kent, D.V.; and Opdyke, N.D. 1980. Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwalik red beds. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 47 p.279-284.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., and Grajales, J.M. 1999. Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J. L. and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper* 340.

Turner, P. 1980. Continental red beds, *Developments in Sedimentology.* v. 29 Elsevier, Amsterdam, 562 pp.

Van Alstine, D.R. and de Boer, J. 1978. A new technique for constructing apparent polar wander paths and the revised Phanerozoic path for North America. *Geology*, v. 6, p. 137-139.

Van der Voo, R. 1990. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions. *Reviews of Geophysics*, v. 28, p. 167-206.

Van Houten, F.B. 1968. Iron oxides in red beds. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 79 p. 399-416.

Vondra, C.F.; Burggraf, D.R. Jr.; 1978. Fluvial lithofacies of the Plio-Pleistocene Koobi Fora Formation, Karari Ridge, East Lake Turkana, Kenya. *Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 5, p. 511-529.

Walker, T.R.; Larson, E.E.; and Hoblitt, R.P. 1981. The nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of magnetism in red beds. *J. Geophys. Res.* v. 86 p. 317-333.

Wawrzyniec, T.F., Aranda-García, M., Meneses-Rocha, J., Dunlap, D., Fouad, K. 2003. Jurassic opening of the Gulf of Mexico and the apparent Cenozoic segmentation of the Maya Block. *GSA Abstracts with Programs* v. 35, n. 6, p. 88.

Weber, B.; Cameron, K.L.; Osorio, M.; Schaaf, P. 2005. A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. *International Geology Review* v. 47 p. 509-529.

Weber, B.; Schaaf, P.; Valencia, V. A.; Iriondo, A.; Ortega-Gutierrez, F. 2006. Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya Block, Southeast Mexico, Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 23 n.2 p. 262-276.

Wegener, A. 1924. *The Origin of Continents and Oceans* (English translation by J.G.A. Skerl). Methuen, London, pp. 212.

White, W.M. 2005. *Geochemistry*. John-Hopkins University Press, On-line version.

Winker, C.D. and Buffler, R.T. 1988. Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, n. 3, p. 318-346.

Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E. 1998. Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of central eastern North America: An analog for other passive margins: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82, 817-835.

Witte, W.K. and Kent, D.V. 1991. Tectonic Implications of a Remagnetization Event in the Newark Basin. *J. Geophys. Res.* v. 96 n. B12 p. 19569-19582.

Zijderveld, J.D.A. 1967. A.D. demagnetization of rocks: Analysis of results, in Collison D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K., eds. *Methods in paleomagnetism*: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, p. 245-286.