



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**BIOESTRATIGRAFÍA Y MAGNETOESTRATIGRAFÍA DE ALTA
RESOLUCIÓN EN SEDIMENTOS LACUSTRES DEL NEÓGENO EN LA CUENCA DE
CHAPALA, JALISCO, MÉXICO**

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
M A E S T R A E N C I E N C I A S D E L A T I E R R A
(EXPLORACIÓN)

P R E S E N T A

DORIS LETICIA MÉNDEZ CÁRDENAS

DIRECTOR DE TESIS:
Dr. MOULOUDE BENAMMI

COMITÉ TUTORAL:
Dra. MARISOL MONTELLANO BALLESTEROS
Dra. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO
Dra. ELENA CENTENO GARCÍA
Dra. MARGARITA CABALLERO MIRANDA



Ciencias de la Tierra

MÉXICO D.F.

AGOSTO DE 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A Sofía
Porque tu existencia ha alegrado la mía.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente al Instituto de Geofísica en donde realicé mis estudios de posgrado.

A Memo, por tu apoyo incondicional y constante. Porque junto a ti he aprendido a creer y a confiar. Por tu amor, paciencia y tolerancia, por el hogar que hemos iniciado y que deseo tener siempre.

A mis sinodales, las doctoras Beatriz Ortega, Elena Centeno, Margarita Caballero y Marisol Montellano por todos los comentarios y las correcciones que mejoraron sustancialmente este trabajo. A mi tutor Mouloud Benammi por su apoyo y dirección. A mis profesores del posgrado.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo otorgado para el proyecto de investigación 45145F; al proyecto PAPIIT IN110306-2 que fueron otorgados al Dr. Benammi.

A mi familia. En especial a mis abuelitos y a mis padres, por sus consejos, por su apoyo y por todo el amor que me han dado. A mi hermana porque su compañía ha sido invaluable en la etapa final de este trabajo. A mi tío Miguel y Nani, por todo su apoyo durante esta etapa de mi vida. A mi tíos Patricia, Emilio, Nelly y Carlos. A mis primos, Andrés, David, Tatiana, Luisa, Nano y María. A mis chiquitas, a Alejita porque todos los días te pienso y extraño; a Sofía, por todas las horas compartidas en la distancia y nuestros juegos por teléfono.

A mis amigos Judith, Cristina, Liz, Olimpia, Claudia, Mauricio, José, Rodrigo y Mario, por la amistad, el apoyo y el ánimo que me han dado en este tiempo en México. A Doña Elsa y Roy, por abrirme las puertas de su casa y por todo su cariño. A Patty, Felipe, Paola y Sara, espero que pronto nos reencontremos en mi Colombia. A mis compañeros de campo Rodrigo Hernández y Valerie Pompa.

Al Dr. Luigi Solarì por la datación de U-Pb en zircones (LA-ICP-MS) en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Geociencias (UNAM) y por su apoyo para sacar esta parte del trabajo adelante.

Quiero agradecer al apoyo de todo el personal que colaboró con este trabajo. Al Ing. Carlos Linares y la M. en C. Margarita Reyes por su ayuda en el microscopio electrónico de barrido del LUP (Instituto de Geofísica). A la M. en C. Yolanda Hortelano Moncada por su colaboración en la medición de los fósiles, en la Colección Nacional de Mamíferos del Instituto de Biología. A la Dra. María del Carmen Perrillat, por su colaboración durante las sesiones en la Colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología. A los técnicos del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica.

A las secretarías del posgrado, especialmente a Araceli Chamán por su colaboración y paciencia durante todos los trámites. Al posgrado de Ciencias de la Tierra por el apoyo en la impresión de las tesis.

A todos muchas gracias.

Doris M.

“Quienes son capaces de renunciar a la libertad esencial
a cambio de una pequeña seguridad transitoria,
no son merecedores ni de la libertad
ni de la seguridad.”
Benjamin Franklin

Bioestratigrafía y Magnetoestratigrafía de alta resolución en sedimentos lacustres del Neógeno en la Cuenca de Chapala, Jalisco, México.

INDICE GENERAL

	Página
Resumen	i
Abstract	ii
I. Introducción	1
I.1 Justificación	1
I.2 Objetivos	3
II. Metodología	4
II.1 Familia Cricetidae	4
II.2 Generalidades del Paleomagnetismo	6
II.3 Geocronología U-Pb	11
II.4 Obtención y preparación de muestras	16
III. Antecedentes	22
III.1 Marco Geológico Regional	22
III.2 Geología del área de estudio	24
III.3 Trabajos previos	27
IV. Resultados	30
IV.1 Columna estratigráfica	30
IV.2 Resultados de geocronología	35
IV.3 Resultados de la Paleontología de Roedores	35
IV.4 Resultados del paleomagnetismo	48
V. Discusión	57
VI. Conclusiones	65
VII. Bibliografía	67
VIII. Anexos	72

RESUMEN

Las secuencias basales del Lago de Chapala que afloran en la parte norte del lago entre las poblaciones de Chapala y Ajijic, están caracterizadas por la alternancia de estratos compuestos de arenas conglomeráticas, arenas gruesas a medias, limos y arcillas.

Dentro de estos sedimentos se encuentran fósiles de molares de roedores, principalmente dentro de las arenas y restos de peces fósiles en los limos y arcillas. Estos fósiles de molares fueron usados para la identificación de especies y para formar una asociación faunística que permitiera establecer una edad relativa de la sedimentación de estas secuencias. Usando el paleomagnetismo como otra herramienta, se obtuvieron núcleos en varios de los niveles dentro de la secuencia para el análisis, teniendo como resultado una columna magnetoestratigráfica que se puede correlacionar con la escala geomagnética y establecer la edad relativa de la columna estratigráfica y la tasa de depositación de la misma. Junto con esto, los niveles de ceniza que se encuentran dentro de las secciones estudiadas fueron datados en 3.44 ± 0.38 Ma y 3.69 ± 0.38 Ma por el método de U-Pb en zircones con la técnica de ablación láser (LA-ICP-MA) para establecer una edad absoluta de la secuencia.

Los depósitos estudiados se caracterizan por tener origen vulcanoclástico, son estratos delgados que varían de arena fina hasta conglomerática y estratos gruesos a muy gruesos de limos y arcillas. La ocurrencia de los horizontes de ceniza volcánica en las columnas levantadas permitió establecer una correlación directa entre ellas. De acuerdo con las dataciones magnetoestratigráficas, el tiempo de depositación para las secuencias descritas inicia entre los 3.5 a 3.3 Ma.

La correlación con la escala geomagnética se hizo considerando la edad de Plioceno inferior de acuerdo con asociación faunística de los fósiles presentes en las secuencias estudiadas. Dicha asociación se hizo teniendo en cuenta la presencia de *Sigmodon minor*, *Sigmodon medius*, *Neotoma cf sawrockensis* y *Sigmodon sp.*, determinando que dicha secuencia fue depositada durante el Blancano temprano (4.3-3.3 Ma).

Finalmente la combinación de los diferentes métodos de datación, permitió calcular tasas de sedimentación entre 7 y 19 cm/ka, representando tasas bajas de sedimentación características de ambientes lacustres y/o llanuras de inundación. Las diferencias entre las tasas obtenidas reflejan variaciones en el nivel del agua del Lago de Chapala, así como el suministro de sedimentos por los afluentes de la cuenca, debido a las condiciones climáticas.

Abstract

Basal sequences of Chapala Lake that outcrop in the northern part of the lake between the towns of Chapala and Ajijic, are characterized by alternating layers of sand and shales. They are composed by conglomerates, coarse to medium sand, silt and clay.

Within these sediments are fossil teeth of rodents, mainly within the sands and the remains of fish fossils in the silt and clay. These fossil teeth were used to identify species and to form a faunistic association that would allow relative age of sedimentation of these sequences. Using paleomagnetism and other tools, cores were obtained in a number of levels within the analyzed sequence, resulting in a magnetostratigraphic column that can be correlated with the geomagnetic scale and establish the relative age of the stratigraphic column and the rate of deposition. Along with this, the levels of ash that are found within the sections studied were dated at 3.44 ± 0.38 Ma and 3.69 ± 0.38 Ma by U-Pb method on zircon with laser ablation technique (LA-ICP-MS) to establish an absolute age of the sequence.

The studied deposits are characterized by vulcanoclastic origin. They are made of with thin layers that vary from fine sand to conglomerates and coarse to very thick layers of silt and clay. The occurrence of the horizons of volcanic ash in the sections allowed establishes a direct correlation between them. According to the magnetostratigraphic datings, the time for the deposition sequence began between 3.5 to 3.3 Ma.

The correlation with the geomagnetic scale was considering the age of Pliocene lower association with fossils of fauna present in the sequences studied. This association was made taking into account the presence of minor *Sigmodon*, *Sigmodon medius*, *minor-minor Sigmodon*, *Neotoma cf sawrockensis* and *Sigmodon sp.*, determining that the sequence was deposited during the early Blancan (4.3-3.3 Ma).

Finally, combination of the different dating methods enabled calculation of sedimentation rates between 7 and 19 cm/ka. Representing low sedimentation characteristics of lake environments and/or floodplains. The differences between rates obtained reflect changes in water level of Lake Chapala, and the supply of sediment by tributaries of the basin due to climatic conditions.

I. INTRODUCCIÓN

I.1 Justificación

En México, durante el Mioceno tardío-Plioceno tuvieron lugar una gran cantidad de los eventos volcánicos acompañados por la acumulación de sedimentos continentales portadores de los fósiles de mamíferos. La mayoría de estos yacimientos fosilíferos se encuentra en la región central del país. La intensa exploración de paleontólogos mexicanos y extranjeros en esta región geográfica ha propiciado que el número de localidades conocidas haya aumentado considerablemente en los últimos 25 años. Hasta ahora, la cronología de estas formaciones continentales se basa en su composición faunística, principalmente de mamíferos; es decir, en análisis biocronológicos o en la determinación del tiempo en el que el grado evolutivo de dichos mamíferos tuvo lugar en comparación con ejemplares de estos mismos taxa encontrados en otras regiones del continente (Carranza-Castañeda y Miller, 2000; Carranza-Castañeda y Miller, 1988; Carranza-Castañeda y Walton, 1992; Ferrusquia-Villafranca, 1977; Ferrusquia-Villafranca, 1990; Miller y Carranza-Castañeda, 1984). Es así como la edad de una nueva localidad con mamíferos fósiles se correlaciona a otras con base en los taxa comunes.

El detalle del conocimiento sobre la paleontología de mamíferos en diversas localidades del centro de México es buena; tan sólo por mencionar algunas de estas, se cuenta con: Rancho el Ocote, Rinconada, Rancho Viejo, El Tanque, Arroyo Tepalcates y La Presa en el estado de Guanajuato; Tlatoxca, Zacualtipan, La Plegaria en el estado de Hidalgo; Rancho La Goleta en el estado de Michoacán, Los Velez y El Zacatal en el estado de Jalisco (fig. I.1). Sin embargo, desde el punto de vista cronoestratigráfico, actualmente existe sólo un panorama muy general sobre la sucesión de distintos eventos biológicos (especiación, extinciones, migración, etc.) o biocronológicos, pero poca precisión sobre el tiempo en el que estos eventos tuvieron lugar. Por esta razón, en la presente tesis, se intenta establecer una correlación entre la biocronología y el tiempo absoluto, empleando distintas técnicas de datación. La mayoría de las localidades fosilíferas mencionadas al inicio de este párrafo, se encuentra en depósitos estratificados y algunas de ellas están intercaladas con rocas volcánicas (Carranza-Castañeda y Espinosa-Arrubarrena, 1994; Ferrusquia-Villafranca et al., 1974; Kowallis et al., 1986; Kowallis et al., 1998). En la mayoría de las localidades continentales neógenas de México, no se han realizado

dataciones absolutas que permitan tener un buen control, excepto en Suchilquitongo y Rancho el Ocote (Ferrusquía-Villafranca et al., 1974; Kowallis et al., 1986; Kowallis et al., 1998).

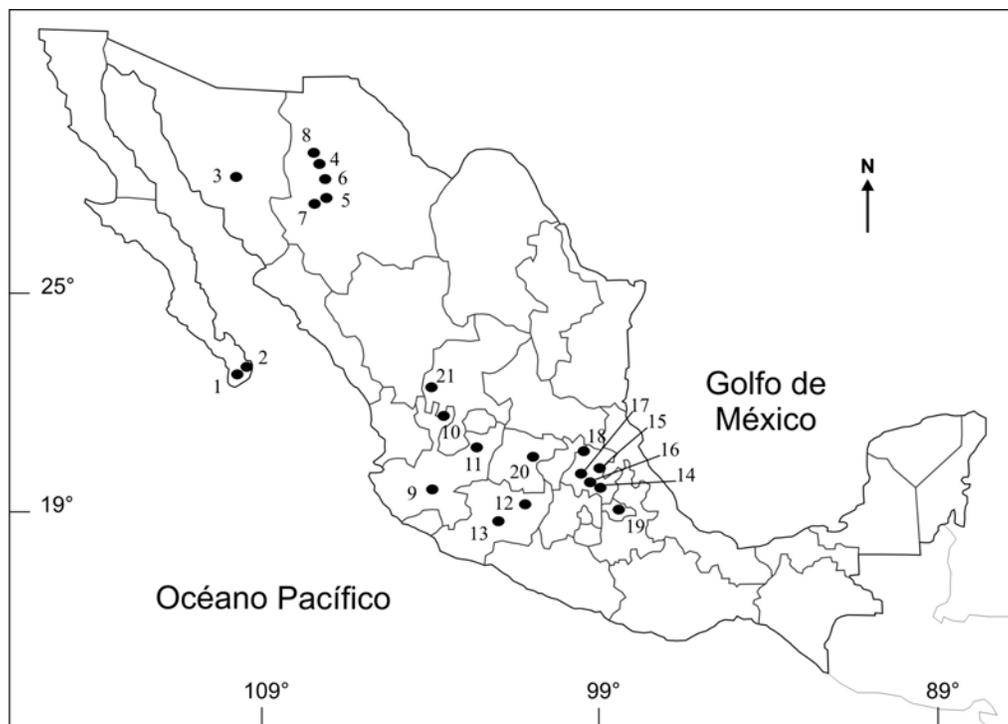


Figura I.1. Mapa de la ubicación de las asociaciones faunísticas locales de mamíferos del Mioceno tardío-Plioceno. 1. Las Tunas y 2. Miraflores, Blancano temprano, Baja California Sur; 3. San José de Pimas, Blancano, Sonora; 4. Yepómera, 5. Basuchil y 6. Matachic, Henfiliano tardío, Chihuahua; 7. Miñaca y 8. Concha, Blancano temprano, Chihuahua; 9. Tecolotlán, Henfiliano tardío y Blancano temprano?, Jalisco; 10. Colotlán, Henfiliano, Jalisco; 11. Teocaltiche, Henfiliano tardío, Jalisco; 12. Cinca, Henfiliano, Michoacán; 13. La Goleta, Blancano temprano, Michoacán; 14. Tula, Henfiliano o Blancano, Hidalgo; 15. Zietla-Tehuichila, Henfiliano temprano-Blancano, Hidalgo; 16. La Plegaria, Henfiliano tardío, Hidalgo; 17. Las Arcinas, Blancano, Hidalgo; 18. Landa de Matamoros, Henfiliano, Querétaro; 19. Tlaxcala ocurrencia única, Blancano, Tlaxcala; 20. San Miguel de Allende, Henfiliano temprano-Blancano temprano, Guanajuato; 21. Los Salazar, Henfiliano, Zacatecas. Modificado de Montellano-Ballesteros y Jiménez-Hidalgo (2006).

Adicionalmente, hay áreas con depósitos continentales donde la datación paleontológica es compleja y muchas veces subjetiva al estar sujeta al sesgo paleontológico y a la interpretación de los estudiosos. La obtención de las dataciones absolutas (edades más precisas y objetivas) requiere de la aplicación de otras técnicas como las isotópicas, que no son aplicables en todos los casos y que se limitan a la existencia de rocas volcánicas asociadas a los fósiles. Así, el paleomagnetismo surge como una opción aplicable en muchos de estos casos y en particular en el área de estudio.

El presente trabajo es una contribución al conocimiento de la fauna fósil en las cercanías de la Ciudad de Guadalajara, además de aportar los datos geocronológicos obtenidos de las dataciones de los estratos que conforman las secuencias portadoras y no portadoras de fósiles en estas localidades, empleando para ello los estudios paleontológicos y la información derivada de los análisis paleomagnéticos. Los resultados obtenidos de los datos biocronológicos y los isotópicos, junto con la magnetoestratigrafía permitirán establecer un criterio cronológico más preciso en futuras investigaciones paleontológicas y geológicas en la región.

I.2 Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es refinar la edad de la secuencia basal en la cuenca del Lago Chapala, por medio de las determinaciones bioestratigráficas y magnetoestratigráficas.

Los objetivos específicos de este trabajo se pueden resumir de la siguiente forma:

- ☞ Caracterizar los sedimentos de la secuencia estudiada y correlacionar las secciones estratigráficas.
- ☞ Identificar las especies del registro fósil de los roedores en la secuencia estudiada del Lago de Chapala e incrementar el conocimiento sobre la fauna neógena de Chapala.
- ☞ Realizar la magnetoestratigrafía de los estratos que conforman las secuencias portadoras y las no portadoras de fósiles en las localidades estudiadas.
- ☞ Establecer la edad absoluta de la secuencia por medio de dataciones isotópicas con el método U-Pb en zircones.
- ☞ Establecer las tasas de sedimentación para la secuencia estudiada, así como establecer las implicaciones paleoambientales.
- ☞ Finalmente, proponer un modelo de evolución geológica de la base del Lago de Chapala (Grupo Chapala) durante el Plioceno temprano.

II. METODOLOGÍA

II.1 Familia Cricetidae

La mayoría de los restos fósiles identificados en el presente trabajo de tesis pertenecen a la familia Cricetidae, por lo tanto se describe a continuación.

Pertenece al Suborden Miomorfa y a la Superfamilia Muroidea, esta tiene registro fósil desde el Oligoceno temprano con los géneros *Nonomys* y *Subsumus* (Dawson, 1977). Tanto en Europa como en América del Norte parece tener relación con el taxón *Cricetodon schaubi* del Eoceno tardío de China (Dawson, 1977). Los cricétidos son roedores pequeños, con estructura zigomasetérica histricomorfa o miomorfa. El tamaño de la cavidad de los incisivos varía desde grande hasta pequeño dependiendo de la subfamilia. La mandíbula es usualmente delgada y la fosa masetérica termina debajo del primer molar (fig. II.1). La fórmula dental de los cricétidos $\frac{1003}{1003}$ es primitiva para todos los muroides (en familias como Cricetidae y Nesomyidae) (Korth, 1994).



Figura II.1. Esquema general de la dentición de los cricétidos, A) Vista superior del cráneo, B) Vista inferior del cráneo y de la mandíbula superior, C) Vista de perfil del cráneo y de la mandíbula superior. Tomado y modificado de animaldiversity.ummz.umich.edu

El esquema dental de los cricétidos consiste de cuatro cúspides mayores adicionales a una cúspide mayor (presente en el primer molar). El primer molar es generalmente más largo, mientras que el tercer molar es más reducido; el segundo molar es de forma cuadrada, las cúspides linguales de los molares superiores y las cúspides bucales tienen forma de media luna y están unidas por canales oblicuos y longitudinales (Casanovas-Vilar, 2007). También están unidas las cúspides opuestas por canales transversos y oblicuos. El primer y segundo molar superiores tienen raíces linguales aplanadas y grandes además de dos raíces bucales de forma cilíndrica. Los molares inferiores presentan sólo dos raíces, son rectas, grandes y generalmente son aplanadas, excepto la raíz anterior de m1 y la raíz posterior de m3 (Casanovas-Vilar, 2007).

Los incisivos son angostos y ligeramente convexos, presentan algunas crestas en los géneros más evolucionados, paralelas unas a otras a lo largo del diente (Casanovas-Vilar, 2007). La microestructura del esmalte es uniserial y la superficie oclusal de los molares es básicamente un sistema de lofos cruzados (Korth, 1994). Para las descripciones hechas a los molares de los cricétidos se siguió la nomenclatura (fig. II.2) de Peláez-Campomanes y Martin (2005) y Tomida (1987).

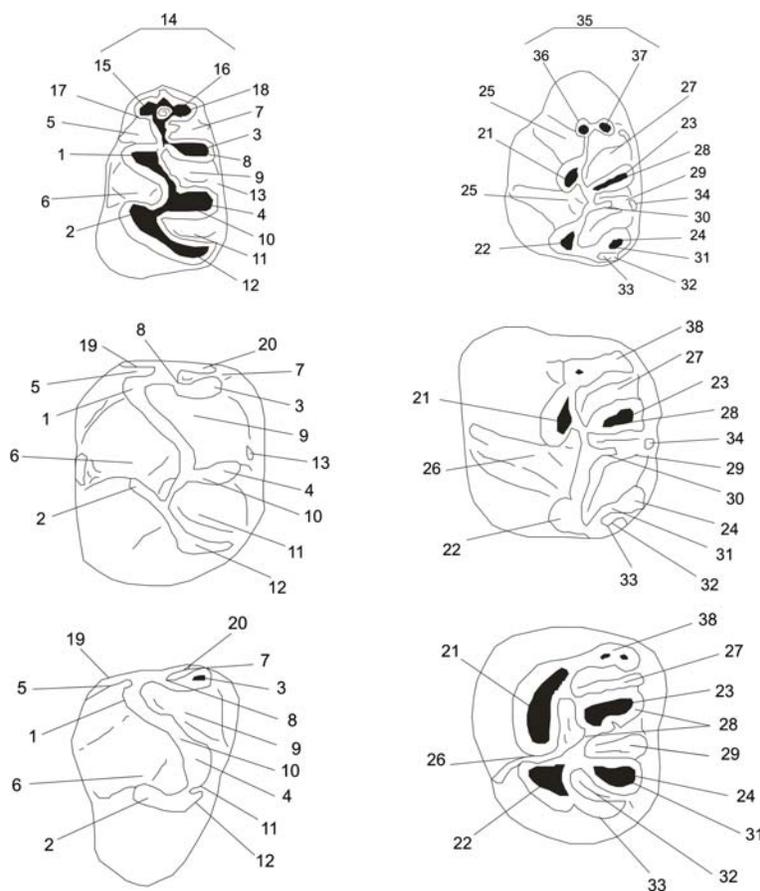


Figura II.2. Esquema general de la estructura de los molares de Sigmodon para la terminología dental. 1: protocónido, 2: hipocónido, 3: metacónido, 4: entocónido, 5: protofléxido, 6: hipofléxido, 7: metafléxido, 8: metalófido, 9: mesofléxido, 10: entolófido, 11: posterofléxido, 12: posterolófido, 13: mesostilo, 14: anterocónido, 15: conúlido anterolingual, 16: conúlido anterolabial, 17: anterolófido, 18: isla de esmalte, 19: anterolófido bucal, 20: anterolófido lingual, 21: protocono, 22: hipocono, 23: paracono, 24: metacono, 25: hipoflexo, 26: protoflexo, 27: paraflexo, 28: paraloflo, 29: mesoflexo, 30: mesoloflo, 31: metaloflo, 32: posteroflexo, 33: posteroloflo, 34: mesostilo, 35: anterocono, 36: cónulo anterolingual, 37: cónulo anterolabial, 38: anteroloflo. Tomada de Peláez-Campomanes y Martin (2005)

II.1.1 Abreviaturas

I: incisivo superior, i: incisivo inferior, P: premolar superior, p: premolar inferior, M: molar superior, m: molar inferior, N= número de molares, min.= medida menor, máx.= medida mayor, media= promedio de mediciones, IGCU: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

II.2 Generalidades de paleomagnetismo

La facultad que tienen los minerales magnéticos en las rocas sedimentarias y volcánicas de registrar la dirección del campo magnético terrestre en el momento de su formación permite una gran variedad de aplicaciones geológicas. El paleomagnetismo es el estudio de las propiedades magnéticas de las rocas. Es una de las disciplinas más aplicada en geofísica pues tiene diversos campos como geomagnetismo, tectónica, paleoceanografía, vulcanología, paleontología y sedimentología.

El principal objetivo de la magnetoestratigrafía es documentar y calibrar la secuencia de polaridad geomagnética global en rocas estratificadas y aplicar esta escala de tiempo para la correlación de alta resolución de anomalías magnéticas marinas y zonas de polaridad en otras secciones (Tauxe, 1998). La base de la magnetoestratigrafía es la retención en las rocas de una firma magnética adquirida del campo geomagnético que existe en el momento en que las rocas sedimentarias se depositaron o cuando las rocas ígneas se enfriaron (Gradstein y Ogg, 2004). Adicionalmente, permite la correlación de rocas entre secciones o columnas separadas geográficamente y permite también la correlación de diversas faunas, además, de permitir la asignación de una edad geológica con base en las inversiones de polaridad del campo magnético terrestre registrado en el fondo marino.

El campo geomagnético es un vector de campo, de ahí que en cada punto exista tanto una magnitud como una dirección. Un vector en 3 dimensiones requiere 3 parámetros para definirlo sin importar el sistema de coordenadas en las que se trabajen. Estos son magnitud (B, H o M), declinación (D) e inclinación (I), y se pueden medir en cualquier parte del globo (Tauxe, 2007). Por convención, en paleomagnetismo, la polaridad actual es normal, las líneas de fuerza magnética en la superficie de la Tierra se dirigen hacia el norte magnético. La declinación magnética (D) es la diferencia entre el campo magnético terrestre y el norte geográfico, la inclinación del campo magnético (I) buza progresivamente hacia abajo con el incremento de la latitud en el hemisferio norte, y hacia arriba en el hemisferio sur. Para la polaridad inversa las líneas de la fuerza se dirigen en dirección opuesta y la aguja de la brújula apunta hacia el sur, el signo de la inclinación esta invertido en ambos hemisferios.

II.2.1 Propiedades magnéticas

a. Diamagnetismo: es una forma de magnetismo, depende linealmente del campo aplicado y se reduce a cero cuando este es retirado. La aplicación de un campo magnético altera el movimiento orbital de los electrones y produce una pequeña magnetización antiparalela al campo magnético aplicado (agua, sílice, calcita, materia orgánica, granate).

b. Paramagnetismo: es otra forma débil de magnetismo, los sólidos paramagnéticos adquieren magnetización inducida paralela al campo aplicado, de igual forma cuando el campo magnetizante es removido la magnetización se reduce a cero. En ausencia de un campo magnético los momentos atómicos son igualmente distribuidos en todas las direcciones con una resultante de magnetización $M_i=0$ (olivino, piroxeno, anfíbol, siderita, dolomita).

c. Ferrimagnetismo: se caracteriza porque los materiales que lo presentan tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente de diferente magnitud, dando lugar a un momento resultante diferente de cero, incluso en ausencia de un campo exterior. La magnetización de saturación decrece con el incremento de la temperatura, llegando a cero al alcanzar la temperatura de Curie (T_c), la cual es característica de los minerales ferrimagnéticos; por encima de T_c los materiales se vuelven paramagnéticos. Otra de las principales características de los materiales ferrimagnéticos es la de registrar o retener la dirección del campo aplicado, al ser este retirado la magnetización no se vuelve cero (magnetita, titanomagnetitas, titanohematitas, pirrotita).

d. Susceptibilidad magnética: es la relación que existe entre la magnetización M de algunos materiales y la intensidad de un campo aplicado definida como $X = M/H$ (mientras que H y M sean paralelos; magnetización isotrópica). Esta relación es adimensional y es una medida del grado de magnetización o magneto estabilidad de una sustancia cuando se expone a un campo de intensidad magnética H .

II.2.2 Tipos de magnetización

a. Magnetismo Natural Remanente: este depende del campo geomagnético y de los procesos geológicos durante la formación de la roca, está compuesto por la magnetización primaria que es la adquirida durante la formación de la roca y la secundaria es la adquirida después de la formación de la roca, esta puede alterar u ocultar la primaria (Butler, 1998).

Los tres tipos de magnetización remanente son (1) magnetización termorremanente, que registra el campo magnético terrestre durante el enfriamiento de las rocas; (2) magnetización remanente química, formada por el crecimiento de granos ferromagnéticos por debajo de T_c ; (3) magnetización remanente detrítica, adquirida durante la acumulación y litificación de rocas sedimentarias con minerales ferromagnéticos detríticos (Butler, 1998; Katari et al., 2000; Tauxe y Kent, 1984; Verosub, 1977).

La magnetización natural remanente (MNR) secundaria puede resultar por cambios químicos que afectan a los minerales ferromagnéticos, por exposiciones cercanas a relámpagos o largas exposiciones a campos geomagnéticos subsecuentes a la formación de la roca. Los procesos de adquisición de la MNR secundaria son importantes para entender la coexistencia de magnetización primaria y secundaria en la misma roca, para reconocer múltiples componentes de magnetización y para saber por qué algunos métodos de desmagnetización pueden eliminar la MNR secundaria permitiendo aislar la MNR primaria (Butler, 1998).

b. Magnetismo termorremanente (MTR): es el magnetismo natural remanente producido por el enfriamiento por debajo de T_c en la presencia de un campo magnético. Un aspecto importante del magnetismo remanente es que un campo magnético pequeño, a elevadas temperaturas, puede generar una distribución bimodal en la distribución de los momentos magnéticos de las partículas ferromagnéticas durante el enfriamiento y producir una magnetización remanente. Este tipo de magnetización se encuentra en las rocas volcánicas.

c. Magnetismo remanente químico (MRQ): resulta por los cambios químicos que forman minerales ferromagnéticos por debajo de las temperaturas de bloqueo en un campo magnético. Este tipo de magnetismo es común en las rocas sedimentarias. Un ejemplo de MRQ natural es la formación de hematita posdeposicional en sedimentos rojos, cuando es producida casi

inmediatamente después de la depositación la magnetización que adquiere es primaria. Si esta se forma después de la depositación, diagenética o autigénica, es una magnetización secundaria.

d. Magnetismo remanente detrítico (MRD): las rocas sedimentarias actúan como registradoras del campo magnético. Los granos detríticos registran la dirección del campo magnético al igual que las rocas ígneas, sin embargo la manera en que adquieren la magnetización es diferente. Varios experimentos de la redeposición de sedimentos naturales y artificiales fueron realizados en el laboratorio para entender la adquisición de la magnetización en las rocas sedimentarias (Butler, 1998; Tauxe, 1998, 2007; Verosub, 1977). En la columna de agua, donde la viscosidad es baja hay una tendencia fuerte para que los granos magnéticos se alineen con el campo magnético del ambiente la magnetización adquirida es una magnetización remanente detrítica deposicional o MRD. Los granos magnéticos pueden seguir siendo móviles por un cierto tiempo después de la deposición, esto aunado a eventos como la bioturbación y compactación puede traer como consecuencia que las partículas magnéticas se realineen con el campo y adquiere una magnetización remanente detrítica post-deposicional o MRpD. En las rocas es difícil de diferenciar entre la MDR y la MRpD, en general se habla de MDR.

En la mayoría de los ambientes sedimentarios el mineral dominante es la magnetita o la titanomagnetita pobre en Ti, en ambientes reductores se forman sulfuros como pirrotita y greigita. Los procesos físicos posdeposicionales, pueden afectar la magnetización, también la compactación, y los procesos químicos pueden alterar o remover minerales ferromagnéticos originales y/o precipitar nuevos minerales ferromagnéticos, teniendo efecto sobre el registro paleomagnético. La relación entre alineaciones deposicionales y posdeposicionales depende de varios factores que aun no son bien entendidos, entre ellos, tamaño de grano, tasa de depositación, bioturbación y compactación.

e. Magnetismo remanente viscoso (MRV): es la magnetización remanente que se adquiere gradualmente durante la exposición a campos magnéticos débiles, es una magnetización secundaria que resulta de la acción del campo geomagnéticos mucho después de la formación de la roca.

II.2.3 Identificación de minerales ferromagnéticos

El principal reto en la identificación de minerales ferromagnéticos es poder asociar a un componente particular de la magnetización remanente natural (identificada de la desmagnetización parcial) con un mineral ferromagnético particular. Existen 3 técnicas usadas para esto, (1) microscopio óptico, microscopio electrónico y microscopio de transmisión y de barrido; (2) determinación de la temperatura de Curie y (3) análisis de coercitividad.

- Análisis de coercitividad: El procedimiento usual en este análisis es (1) inducir una magnetización remanente isoterma (MRI) por exposición de una muestra a un campo magnético H, (2) medir la MRI resultante y (3) repetir el procedimiento usando un campo magnético más fuerte hasta la saturación de la muestra. Las muestras que contienen titanomagnetita (ferromagnetita o titanohematita) adquieren una magnetización de saturación a un campo $H \leq 300 \text{ mT}$. Si sólo contienen hematita o goethita, la MRI es gradualmente adquirida en H por encima de 3T. Este procedimiento permite detectar pequeñas cantidades de hematita o goethita aún cuando coexista con titanomagnetita fuertemente ferromagnética.

Mineral	Orden magnético	Tc (°C)
Óxidos		
hematita	antiferromagnético	675
maghemita	ferrimagnético	600
ilmenita	antiferrimagnético	-233
magnetita	ferrimagnético	757-585
ulvoespinela	antiferrimagnético	-153
magnesioferrita	ferrimagnético	440
jacobsita	ferrimagnético	-300
Sulfuros		
troilita	antiferrimagnético	305
pirrotita	ferrimagnético	320
greigita	ferrimagnético	-333
Oxihidróxidos		
goethita	antiferromagnético/ débil ferromagnético	-120
lepidocrocita	antiferromagnético (?)	-196

Metales		
cobalto	ferromagnético	770
hierro	ferromagnético	358
níquel	ferromagnético	620

Tabla II.1. Propiedades magnéticas de algunos minerales. Temperatura de Curie para minerales ferromagnéticos o Temperatura de Néel para minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos. Modificada de Hunt et al., (1995).

II.3 Geocronología U-Pb

II.3.1 Generalidades

La geocronología es una de las aplicaciones más importante de la geoquímica isotópica y es la ciencia que permite determinar la edad absoluta de las rocas, fósiles y sedimentos, con cierto grado de incertidumbre, el cual es inherente en cada unos de los diferentes métodos que se pueden usar.

Los isótopos son átomos del mismo número atómico con diferente número de neutrones. La diferencia en el número de neutrones entre varios isótopos de un elemento evidencia la diferencia de masas. Los isótopos radiactivos son núclidos que espontáneamente se desintegran con el tiempo para formar otros isótopos, durante la desintegración los isótopos radiactivos emiten partículas alfa y beta y en algunos casos rayos gama. Los átomos producidos por el decaimiento radiactivo de otros núclidos se denominan radiogénicos (Dickin, 2005). En términos generales se puede expresar como:

$$D = D_i + N (e^{\lambda t} - 1)$$

en donde D: son los isótopos radiogénicos presentes, D_i : son los isótopos radiogénicos presentes en el momento del inicio del decaimiento, N: es el número de isótopos radiactivos.

Las mediciones del tiempo geológico están basadas en esta ecuación o en otras derivadas de esta misma. El período en el cual decaen la mitad de los átomos radiactivos, se le denomina vida media y es un valor característico de cada núclido. El hecho de que la tasa de decaimiento está relacionada a la cantidad de átomos presentes, significa que matemáticamente se puede representar por:

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}}$$

λ = constante de decaimiento radiactivo

$T_{1/2}$ es la vida media.

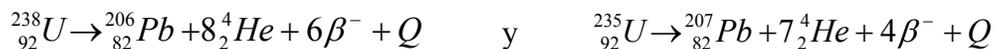
Por lo tanto,

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{Y_{\text{hoy}} - Y_i}{X_{\text{hoy}}} + 1 \right]$$

Existen varios pares isotópicos útiles para la geología. El rango de edades que pueden calcularse dependiendo principalmente de la vida media del isótopo padre y de la precisión con que se conozca la constante de decaimiento radiactivo. El método de datación que se escoge lo determinan dos factores principalmente: la edad aproximada de la roca y su composición mineralógica. El cálculo de la edad de una roca o un mineral puede hacerse por varios métodos, para este trabajo se utilizó el método de U-Pb en zircones.

II.3.2 Metodología de la datación U-Pb

Todos los isótopos naturales de U (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U) son radiactivos. De los cuatro isótopos estables del Pb, sólo el ^{204}Pb no es radiogénico ya que los demás son producto del decaimiento en cadena del U y Th. Esta metodología se sustenta en los decaimientos de los isótopos radiactivos ^{238}U y ^{235}U a los radiogénicos ^{206}Pb y ^{207}Pb respectivamente, y se pueden expresar de la siguiente manera.



en donde:

${}_2^4\text{He}$ representa las partículas α emitidas,

β^- representa la partícula beta negativa y

Q es la energía del decaimiento.

Para esos isótopos se han determinado las siguientes vidas medias ($T_{1/2}$) y constantes de decaimiento (λ):

^{238}U	^{235}U
$T_{1/2}=4.47 \times 10^9$ años	$T_{1/2}=7.04 \times 10^8$ años
$\lambda_{238}=1.55 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$\lambda_{235}=9.85 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$

Sabiendo esto, se pueden construir las expresiones que determinen el decaimiento con respecto al isótopo no radiogénico de plomo (^{204}Pb), de tal manera que se pueden obtener las ecuaciones siguientes.

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{hoy}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda t} - 1) \quad \text{--- (1)}$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{hoy}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda t} - 1) \quad \text{--- (2)}$$

Despejando la incógnita “t” de (2) y (1), resulta

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{hoy}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i}{\left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)} + 1 \right] \quad \text{--- (3)}$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{hoy}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i}{\left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)} + 1 \right] \quad \text{--- (4)}$$

Debido a que en este método no se emplean las isócronas, se divide (3) entre (4), quedando

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_{\text{hoy}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_i + \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}\right) \quad \text{--- (5)}$$

Sin embargo, el término final de la ecuación (5) es una relación trascendental que no tiene solución por métodos algebraicos, por lo que se han logrado obtener soluciones a través del tiempo, conformando tablas con dichos valores.

Por otro lado, Wetherill (1956, 1963) le dio solución a esta problemática y también a la pérdida de Pb y a la ganancia de U, al construir el diagrama de la concordia (fig. II.3), en donde relaciona $\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}\right)$ en el eje de las abscisas y $\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}\right)$ en las ordenadas.

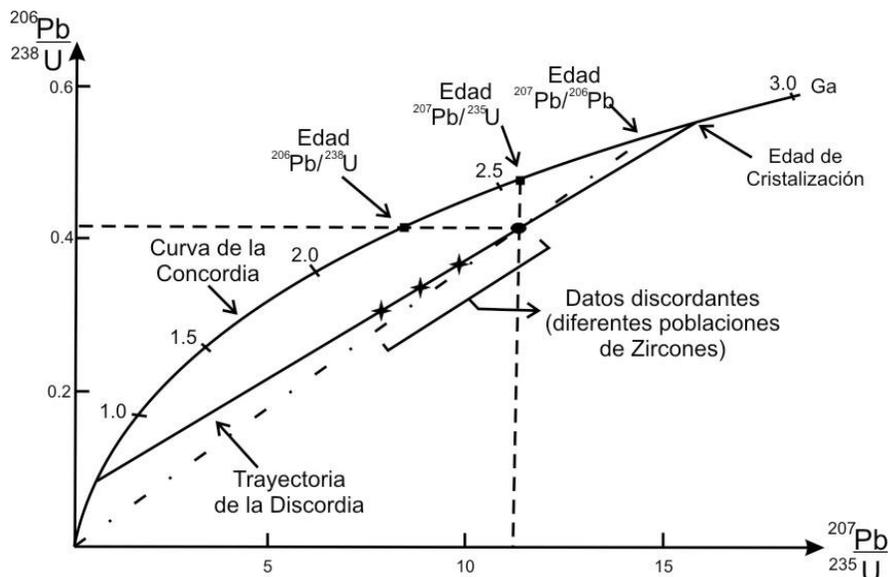


Figura II.3 Diagrama de la concordia. En la figura es posible apreciar los datos que se obtienen de un diagrama de este tipo; así como la discordia y su significado.

Las muestras cuyas relaciones isotópicas alojen sus datos a lo largo de la curva de la concordia, reciben el nombre de edades concordantes. Dichas edades, se interpretan como edad de cristalización del cuerpo, es decir, una edad de cristalización magmática.

Cuando los datos obtenidos, no se encuentran a lo largo de la concordia, se denominan discordantes. Por tal motivo, se puede construir una línea conocida como la discordia, la cual tendrá una intersección superior y otra inferior con la curva de la concordia. Esto se presenta cuando los minerales fechados, tienen una historia geológica compleja. La intersección superior de la discordia, es relacionada a un proceso magmático, es decir, cuando cristalizó un magma; mientras que la intersección inferior representa usualmente un proceso metamórfico.

II.3.2.1 Limitaciones

Este sistema isotópico se puede ver afectado por:

- Apertura del sistema permitiendo la pérdida de Pb, esta ocurre por eventos metamórficos o térmicos.

- Difusión continua de cristales, debido a la relación de la superficie con respecto al volumen, es decir, a mayor volumen o mayor tamaño del zircón, mayor será el tamaño de la superficie por donde puede haber pérdida de Pb
- Modelo de dilatación, la radiación daña los cristales y permite la entrada de agua al sistema.
- Intemperismo químico, puede haber una pérdida hasta 85% de Pb en la superficie del zircón.

II.3.2.2 Alcances

- Debido a que la temperatura media de cierre del zircón es de 900°C, el sistema de datación por medio de U-Pb es estable y confiable (Cherniak y Watson, 2001).
- El sistema de ablación láser permite hacer análisis in situ de un área pequeña de un cristal pulido. Comparado con otros métodos, la ablación láser reduce costos, la muestra necesita poca preparación, tanto el montaje de las muestras como las mediciones se hacen en poco tiempo y es de alta precisión (Solari, 2009). Por medio de este método se han logrado datar rocas antiguas las cuales tienen una señal de ^{207}Pb estable, y depósitos tan recientes como el datado en el presente trabajo.
- Dependiendo de las curvas obtenidas se pueden tener interpretaciones de los puntos de intersección y de las rocas datadas. Para rocas ígneas antiguas la intersección superior indica la edad de cristalización o emplazamiento y la intersección inferior, la última apertura del sistema, la cual podría reflejar un evento térmico. Para las rocas ígneas jóvenes, la intersección superior indica si tiene componente cortical heredado y la intersección inferior la edad de intrusión o de cristalización. En las rocas metasedimentarias antiguas, la intersección superior muestra la edad de formación del mineral durante el metamorfismo de alto grado y la intersección inferior, la última apertura del sistema (edad del último evento térmico). En rocas metasedimentarias jóvenes, la intersección superior indica la edad aproximada de la corteza durante la formación del sedimento o la edad de la fuente que aporta el sedimento, y la intersección inferior, la edad del último evento metamórfico.

II.4 Obtención y preparación de muestras

Durante la fase de campo se realizaron 4 salidas a la zona de estudio para levantar las secciones estratigráficas y para obtener las muestras para el estudio paleontológico y paleomagnético. Se midieron dos secciones estratigráficas, en estas se recolectaron sedimentos para la búsqueda de material fósil y bloques orientados para los núcleos de paleomagnetismo. Se escogieron estas secciones debido a que son escasos los afloramientos de secuencias sedimentarias en el área y algunos sitios reportados en trabajos anteriores han sido reemplazados por cultivos.

La sección 1 se encuentra sobre la carretera Chapala-Ajijic, en esta columna se tienen 22 niveles con núcleos de paleomagnetismo y 5 niveles fosilíferos. La segunda sobre la carretera Guadalajara-Chapala en donde se tienen 8 niveles con núcleos de paleomagnetismo pero no se encontraron mamíferos fósiles, únicamente abundantes restos de peces en los niveles arcillosos.

II.4.1 Prospección de material fósil

II.4.1.1. Tamizado: de los niveles en los que se encontraron restos fósiles durante el trabajo de campo se recolectaron en total aproximadamente 200 kg de material, para posteriormente procesarlo en el laboratorio. El sedimento recolectado de cada nivel estratigráfico se tamizó a través de vía húmeda, usando dos tamices para separar finos y gruesos, con el fin de limpiar el sedimento de las partículas tamaño limo y arcilla y así lograr una mejor separación del material fósil. Una vez tamizado el sedimento la parte mas fina es descartada y el material que queda en los tamices se extiende sobre una tela para que se seque al aire libre y posteriormente se hace la separación. Esta se hace manualmente, se toma una muestra pequeña de sedimento, se revisa bajo el microscopio estereoscópico y la lupa y se separa con pinzas. Como parte del material separado también se encontraron restos de huesos de microvertebrados, huesos y vértebras de peces pero este material no fue determinado. Los molares encontrados en cada nivel se pusieron en cajas para identificadas según el nivel.

II.4.1.2 Identificación: una vez separado el material de cada nivel fosilífero, los molares se midieron en las instalaciones de la Colección Nacional de Mamíferos en el Instituto de Biología (UNAM), usando un microscopio binocular y un vernier digital. Cada molar se midió varias

veces, hasta obtener por lo menos 3 veces repetición de las medidas para cada dimensión (largo y ancho). Las dimensiones están dadas en milímetros (mm) y fueron tomadas en la parte oclusal. Las letras mayúsculas indican los molares superiores y las letras minúsculas los molares inferiores; para identificar izquierda o derecha se usan las letras L y R (por convención en inglés). La terminología dental está tomada de Tomida (1987). El reconocimiento de especies en este trabajo se hizo con base en comparaciones morfológicas y morfométricas de especies reportadas en localidades fosilíferas de México y Estados Unidos (Cantwell, 1969; Carranza-Castañeda y Walton, 1992; Czaplewski, 1987; Dalquest, 1978; Martin et al., 2002a; Martin et al., 2002b).

II.4.2. Análisis de muestras de paleomagnetismo

La forma más común de obtener los núcleos es por medio de una perforadora portátil de gasolina por vía húmeda usando agua para enfriar el barreno (fig. II.4), una vez perforada la roca, se orienta empleando inclinómetro y brújula. Debido a que la secuencia estudiada está compuesta por sedimentos no consolidados fue difícil obtener núcleos a partir de perforaciones, por tal motivo se tomaron las muestras del sedimento como bloques orientados en diferentes niveles a través de la sección, el espaciamiento entre ellos dependió de las condiciones de la litología y de la exposición del afloramiento. También se midieron el rumbo y buzamiento pues la sección se encuentra basculada. En el laboratorio, se obtuvieron núcleos con una longitud que oscila de 6 a 12 cm y con un diámetro aproximado de 2.5 cm. Estos núcleos fueron obtenidos con un taladro de banco que tiene una barrena con una corona de diamante y que es enfriada con aire comprimido. Los núcleos obtenidos en el campo fueron cortados en muestras estándar con una longitud aproximada de 2.2 cm, cada una de las muestras se marcó para que no perdieran la orientación.

Las mediciones de las muestras se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM, usando el magnetómetro de giro, marca AGICO-JR6.



Figura II.4. Fotografías del muestreo para los núcleos de paleomagnetismo y la manera de orientarlos.

II.4.3. Métodos de desmagnetización

II.4.3.1 Desmagnetización por campos alternos: La separación de las componentes de magnetismo en los núcleos se logró por medio de la desmagnetización por campos alternos. Se utilizó un desmagnetizador Molspin que aplica campos alternos hasta los 100 mT. El método consiste en aplicar a cada muestra un campo magnético de modo que se orienten los minerales magnéticos de menor o igual coercitividad a la del campo aplicado, cuando se reduce el campo, la magnetización de las partículas se deja al azar y sólo queda el remanente de los granos de coercitividad mayor al campo alterno aplicado. Mediante este procedimiento al exponer la muestra a un campo magnético alterno, este tipo de desmagnetización es efectiva para remover la magnetización natural remanente secundaria y aislar la magnetización natural remanente característica en rocas con titanomagnetita como mineral principal. En tales rocas, la magnetización remanente secundaria es retenida por granos de dominios múltiples, mientras que la característica es retenida por dominios únicos o dominios pseudo-únicos. Los intervalos usados fueron aplicados progresivamente desde 5 mT hasta 100 mT, con intervalos de 5 mT hasta alcanzar los 35 mT, a partir de este con intervalos de 10 mT desde 40 mT hasta 60 mT y finalmente con intervalos de 20 mT desde 60 mT hasta 100 mT.

II.4.3.2 Magnetización remanente isoterma: esta prueba se hizo con la finalidad de conocer la coercitividad de los minerales magnéticos en ejemplares piloto. Se eligieron 12 muestras de diferentes niveles de las dos secciones estudiadas. Se utilizó un magnetizador de pulsos con el que se impartieron campo iniciando con 5 mT con intervalos cada 5 mT hasta los 20 mT, a partir

de este con intervalos de 10 mT hasta alcanzar los 60 mT, continuó con incremento de 50 mT desde los 100 mT hasta los 300 mT, se finalizaron las mediciones con 500, 800 y 1000 mT, considerando la magnetización de saturación. Las remanencias magnéticas fueron medidas en un magnetómetro de giro AGICO-JR6, con este aparato se mide la variación del flujo magnético producido por el desplazamiento de la muestra en un circuito eléctrico, hasta alcanzar el pulso máximo de 1 T. Entre cada pulso magnético se midió el incremento de la magnetización de la muestra.

II.4.3.3 Prueba de Lowrie: se emplea para tener una idea de los componentes termomagnéticos de la muestra. Una vez aplicada la prueba de magnetización remanente isothermal, se desmagnetizan nuevamente las mismas muestras por medio de campos alternos. Posteriormente se aplica un campo de 1.5 T sobre el eje Z, uno de 0.5 T sobre el eje Y y uno de 0.1 T sobre el eje X. Después las muestras son sometidas a una desmagnetización térmica, iniciando el calentamiento en 75°C y aumentando en intervalos de 25°C hasta un máximo de 580°C. Durante este proceso se mide la susceptibilidad a temperatura ambiente después de cada paso de calentamiento con el fin de controlar si existe algún cambio químico y/o de mineralogía durante el mismo. Por medio de este método se pueden remover las componentes de magnetización viscosa y además es capaz de desmagnetizar las muestras que contienen hematita o titanomagnetita, cuando se alcanzan las temperaturas de bloqueo. Los componentes de baja estabilidad son fácilmente desmagnetizables y los componentes de alta estabilidad se desmagnetizan sólo en altos niveles.

II.4.4 Procesamiento de datos paleomagnéticos

Las mediciones obtenidas en la prueba de saturación magnética isothermal, la prueba de Lowrie (1990) y los procesos de desmagnetización parcial se procesaron con el Software Paleo. Los resultados de las pruebas se representan en diagramas de magnetización y desmagnetización. Los resultados de los procesos de desmagnetización se representan en diagramas de desmagnetización, diagramas estereográficos y diagramas de Zijdeveld (1967) u Ortogonales. Cabe anotar que los diagramas de magnetización/desmagnetización muestran las variaciones en la intensidad de la magnetización de la muestra, los diagramas estereográficos sólo nos permiten ver la dirección del vector de magnetización pero no su intensidad, por último los diagramas

ortogonales permiten visualizar la desmagnetización progresiva de la magnetización remanente y la dirección de su vector al mismo tiempo.

II.4.5 Geocronología U-Pb

Las cenizas recolectadas en campo, se separaron por vía húmeda con una mesa *Wilfley* del taller de molienda del Instituto de Geología (UNAM). Posteriormente, las fracciones de minerales densos fueron separadas por medio de un separador isodinámico *Frantz* en el Instituto de Geofísica (UNAM) a diferentes ángulos e intensidades de corriente, con la finalidad de obtener un concentrado de minerales no magnéticos a 2.0A. El concentrado resultante está compuesto por cristales de feldespatos, cuarzo y accesorios (e.g. zircón) que fue sometido a separación por líquidos pesados. Dicha separación se llevó a cabo por medio de yoduro de metileno (MEI $\rho = 3.33 \text{ g/cm}^3$), con lo que fue posible obtener concentrados de ~80% zircón. Finalmente, los zircons fueron montados mediante selección manual bajo microscopio estereoscópico para la preparación de una montura de resina epóxica. La montura con los zircons fue desbastada con papel lija (#1500) hasta descubrir los niveles medios de los cristales, y después pulida con compuesto de polvo de diamante de 6 μm y 1 μm . Posteriormente fueron analizados por catodoluminiscencia con un luminoscopio ELM-3R del Centro de Geociencias (UNAM) para identificar las estructuras internas, así como posibles núcleos heredados en los zircons. La preparación de las muestras concluye con un baño en agua MQ en ultrasonido y la limpieza de la superficie con 1M HNO_3 previo a la introducción en la celda de ablación con el objeto de limpiar impurezas y contaminación alguna de Pb común.

Las dataciones de U-Pb en zircons se realizaron en el Centro de Geociencias (UNAM), con un sistema compuesto por un láser de excímeros de ArF que forma parte del equipo *Resolution Laser Ablation System* producido por *Resonetics* y conectado a un espectrómetro de masas de fuente de plasma inducido acoplado (ICP-MS) de cuadrupolo marca *Thermo Series Xii*, siguiendo la metodología de Solari et al., (2009).

Las condiciones durante la medición fueron las siguientes: energía de láser a 160mJ, desmagnificación de 25X y el diámetro del punto en la muestra de 24 μm que corresponde a una densidad de energía de 8J/cm² en el objetivo, produciendo una profundidad de perforación de

entre 15 y 20 μ m en el zircón en un tiempo de 30s y frecuencia de 5Hz. El ICP-MS es preparado previo a cada sesión analítica usando un vidrio estándar NIST 612. Los análisis de las muestras están diseñados para aplicar la corrección por matriz (*matrix-matched correction*) al iniciar con la adquisición de 5 zircones estándar, seguido de 5 zircones de muestra, para continuar con un análisis de 1 estándar cada 5 muestras. La adquisición de cada muestra termina con la corrida de dos zircones estándar. Las relaciones isotópicas se encuentran corregidas con el zircón estándar R33 (Black et al., 2003), así como las edades tienen la corrección de Pb común (Stacey y Kramers, 1975) y la corrección de los diagramas Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972) con el método algebraico de Andersen (2002). Las constantes de decaimiento utilizadas son de acuerdo a Steiger y Jäger (1977), y los diagramas de concordia y gráficas se construyeron usando Isoplot v.3.70 (Ludwig, 2008).

III. ANTECEDENTES

III.1 Marco Geológico Regional

El Lago de Chapala está localizado entre las coordenadas $20^{\circ}07'$ y $20^{\circ}21'N$, y $102^{\circ}40.75'$ y $103^{\circ}25.5'W$, a 1500 msnm dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano. En la parte centro occidental de México se ha propuesto la ocurrencia de un *rifting* continental activo y la presencia de un incipiente punto triple formado por los *rifts* de Colima, Tepic-Zacoalco y Chapala (Rosas-Elguera et al., 1997; Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994). El *rift* de Chapala es el límite norte del Bloque de Michoacán (BM) y demarca el límite entre este bloque y la Sierra Madre Occidental (SMO). El *rift* de Tepic-Zacoalco y el *rift* de Colima limitan al Bloque de Jalisco (BJ) en la parte oriental (fig. III.1).

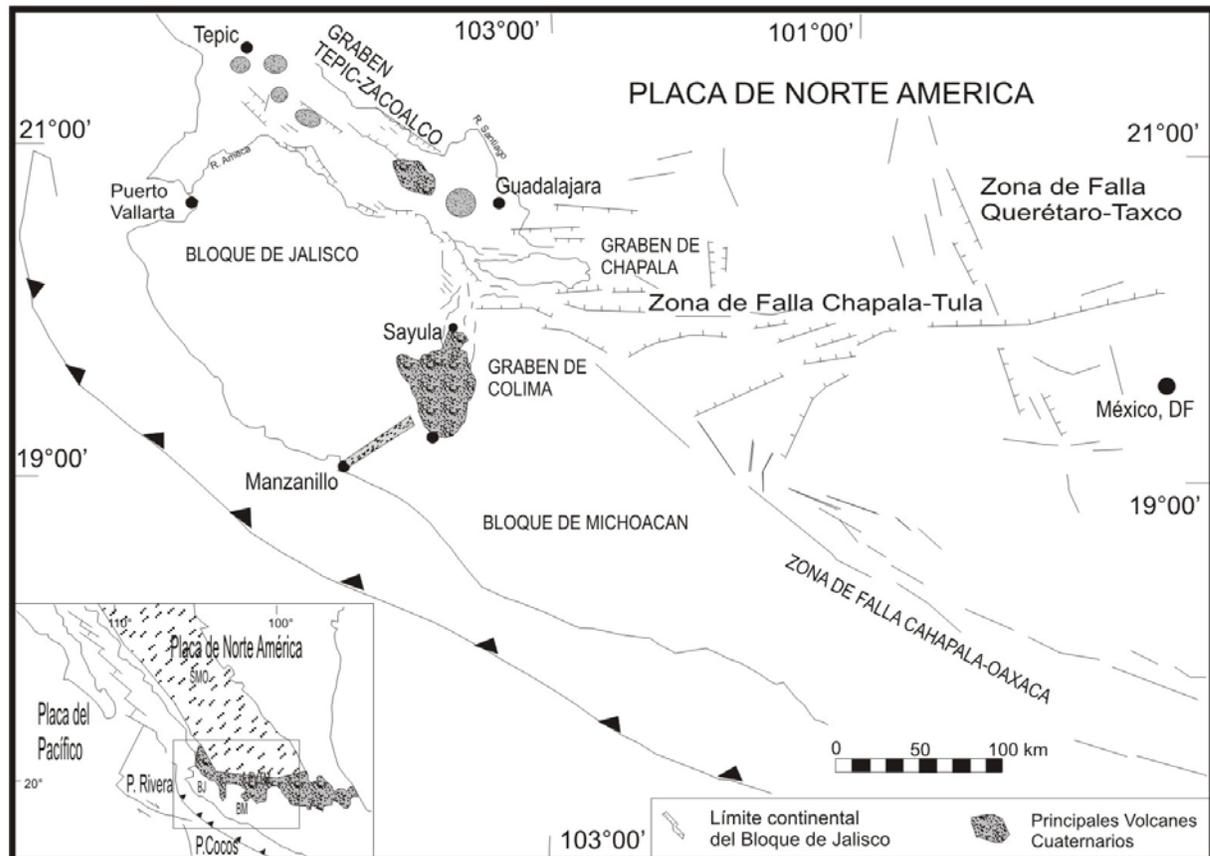


Figura III.1. Mapa tectónico del centro oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano. Muestra el punto triple al sur de Guadalajara formado por los rifts de Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima. Modificado de Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998).

La relación entre los *rifts* es muy compleja, sugiriendo que el *rift* de Chapala se formó como respuesta al reacomodo de los esfuerzos generados pasivamente por la geometría de la subducción entre las placas de Cocos y Rivera con la placa de América del Norte. Dentro del área, los *rifts* activos son los de Colima y Tepic, mientras que el de Chapala ha sido interpretado como un probable aulacógeno (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994). Los tres *rifts* se unen al sur de la ciudad de Guadalajara formando lo que se ha interpretado como un punto triple activo *rift-rift-rift*, (Rosas-Elguera et al., 1997) y ha favorecido el desarrollo de un amplio sistema de lagos incluyendo el de Sayula al norte del *rift* de Colima, el Lago San Marcos en el semi-graben de Zacoalco y el Lago de Chapala.

III.1.1 Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (SMO) está definida como un arco volcánico NNW, de composición predominantemente silícica (Rosas-Elguera et al., 2003). Está compuesta por lavas riolíticas y tobas de flujos de ceniza, y lavas andesíticas y basálticas. Su espesor promedio sobrepasa los 1.5 km y las edades comprenden entre Eoceno, Oligoceno y Mioceno, (Rosas-Elguera et al., 1997). La mayor parte de la SMO se produjo en dos episodios, el primero entre 31.5-28 Ma y el segundo entre 23.5-20 Ma, y están relacionados a la ocurrencia de 2 eventos de rompimiento de la placa subducida (*slab detachment*) (Ferrari, 2004; Ferrari et al., 2003).

III.1.2 Cinturón Volcánico Transmexicano

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVM), tiene una extensión aproximada de 1000 km y un amplitud irregular entre los 80 y 230 km; tiene una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, y WNW-ESE en la parte occidental formando un ángulo cercano a los 16° respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena et al., 2005).

La historia geológica del CVM se puede dividir en cuatro episodios principales:

- 1) La instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío.
- 2) Un episodio máfico del Mioceno tardío, esencialmente conformado por mesetas basálticas, emplazadas a través de fisuras.

3) Un episodio silíceo de finales de Mioceno que llega a ser de composición bimodal en el Plioceno temprano, las primeras manifestaciones posteriores al vulcanismo silíceo del Mioceno tardío se presentan en el área de Guadalajara y en la parte norte del *rift* de Colima. En la región de Guadalajara, se han reportado basaltos alcalinos de tipo intraplaca, que se emplazaron a partir de los 5.5 Ma (Gilbert y G., 1985; Moore y Carmichael, 1994). Durante todo el Plioceno temprano, en la parte norte del *rift* de Colima y en el campo volcánico de Ayutla domina un vulcanismo máfico de composición alcalina con una ligera firma de subducción (Allan, 1986; Richter y Rosas-Elguera, 2001). Esta misma secuencia se encuentra alrededor del Lago de Chapala, aunque las edades más antiguas indican que se inició a finales del Mioceno tardío a ~6 Ma (Delgado-Granados et al., 1995).

4) La reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío. En casi toda el CVM el vulcanismo silíceo y de composición bimodal se ve reemplazado por un arco volcánico de composición predominantemente andesítico-basáltica que comienza a desarrollarse a partir del límite del Plioceno temprano y el Plioceno tardío. A partir del Plioceno tardío, el frente volcánico está dominado por campos de volcanes monogenéticos. Es entonces cuando se construyen los principales estrato volcanes del CVM occidental.

III.2 Geología del Área de Estudio

III.2.1 *Rift* de Chapala

Es la estructura más importante en el área de estudio, ha sido interpretada como una cuenca de *pull-apart* relacionada a sistemas de fallas transcurrentes de componente sinistral.

Se desarrolló durante el Mioceno temprano y está asociada con los movimientos laterales a lo largo del sistema de fallas E-W. Se caracteriza porque presenta deformación frágil como fallas recientes y puede representar la estructura más activa en la región (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Está limitado al norte por fallas normales que buzcan hacia el sur y que forman una zona de deformación de aproximadamente 50 km, conocida como el Sistema de Fallas Ajijic junto con las fallas relacionadas. Al occidente limita con el flanco nororiental del semi-graben de Zacoalco; al oriente se encuentra una serie de volcanes Plio-Cuaternarios a lo largo de fallas con tendencia NW-SE.

Se ha discutido el desarrollo del *rift* de Chapala durante el Plioceno tardío como una parte de un bloque deformado, explicando el basculamiento de los depósitos lacustres como resultado de la rotación de bloques en lugar de plegamiento. Delgado-Granados (1992) lo dividió en dos estructuras menores, el rift de Chapala y el de Citala. El rift de Citala tiene cerca de 30 km de longitud y 7 km de ancho (en la parte oriental) y 18 km de ancho (en la parte occidental). Está limitado al norte por el sistema de fallas de Citala y su límite occidental es parte del semi-graben de Zacoalco. El límite oriental está marcado por el volcán Camaleón y el sistema de fallas Las Cebollas. Los patrones de esfuerzos tectónicos regionales que se dieron durante el Cenozoico tardío cambiaron de un sistema transcurrente lateral izquierdo a un sistema de fallas normales normal (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998).

III.2.2 Estratigrafía del área

Palmer (1926) se refirió a la sucesión vulcanosedimentaria en el lago Chapala como las capas de Chapala. Downs (1958) denominó a la secuencia como la Formación Chapala y reportó fauna fósil en la base del lago, correspondientes al Pleistoceno. Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998) la definieron como una sucesión compuesta de sedimentos lacustres y depósitos de ceniza y pómez. Los sedimentos incluyen conglomerados con fragmentos de andesitas (<3 cm) y cuarzoarenitas, limolitas, lodolitas y diatomitas. En algunas partes las unidades conglomeráticas están silicificadas y los horizontes de diatomitas son usualmente delgados (<0.4 m) (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998).

Delgado-Granados (1992) definió diez unidades estratigráficas en el área que representan cinco etapas de vulcanismo.

- a. Unidades Volcánicas Indiferenciadas del Mioceno-Plioceno, compuestas por andesitas y basaltos de edad Mio-Plioceno (6.3 - 4.5 Ma) (fig.III.2).
- b. Grupo Tizapán, formado por andesitas y basaltos con edades entre 10.1 y 4.4 Ma. Estas rocas se extruyeron a través de volcanes monogenéticos, tales como escudos, conos cineríticos, conos de lava, domos de lava y derrames de fisura (fig.III.2).
- c. Grupo Chapala: es un conjunto de rocas volcánicas ácidas relacionadas con centros volcánicos y flujos piroclásticos y de caída, con edades entre 6.7- 4.2 Ma, mezclados

con sedimentos lacustres. Dentro de este grupo se encuentra la Formación Arroyo Hondo que comprende una secuencia vulcanosedimentaria entre 800 y 1000 m de espesor, la sedimentación se dio en condiciones de aguas someras y con tasas bajas de sedimentación. La parte inferior de la formación está compuesta por un conglomerado con bloques, suprayacidos por toba fina y toba retrabajada. Hacia la parte media son tobas, limolitas, diatomitas, limolitas tobáceas, areniscas tobáceas y tobas pumicíticas. La parte superior incluye tobas finas, tobas silíceas, limolitas, areniscas y conglomerados (fig.III.2).

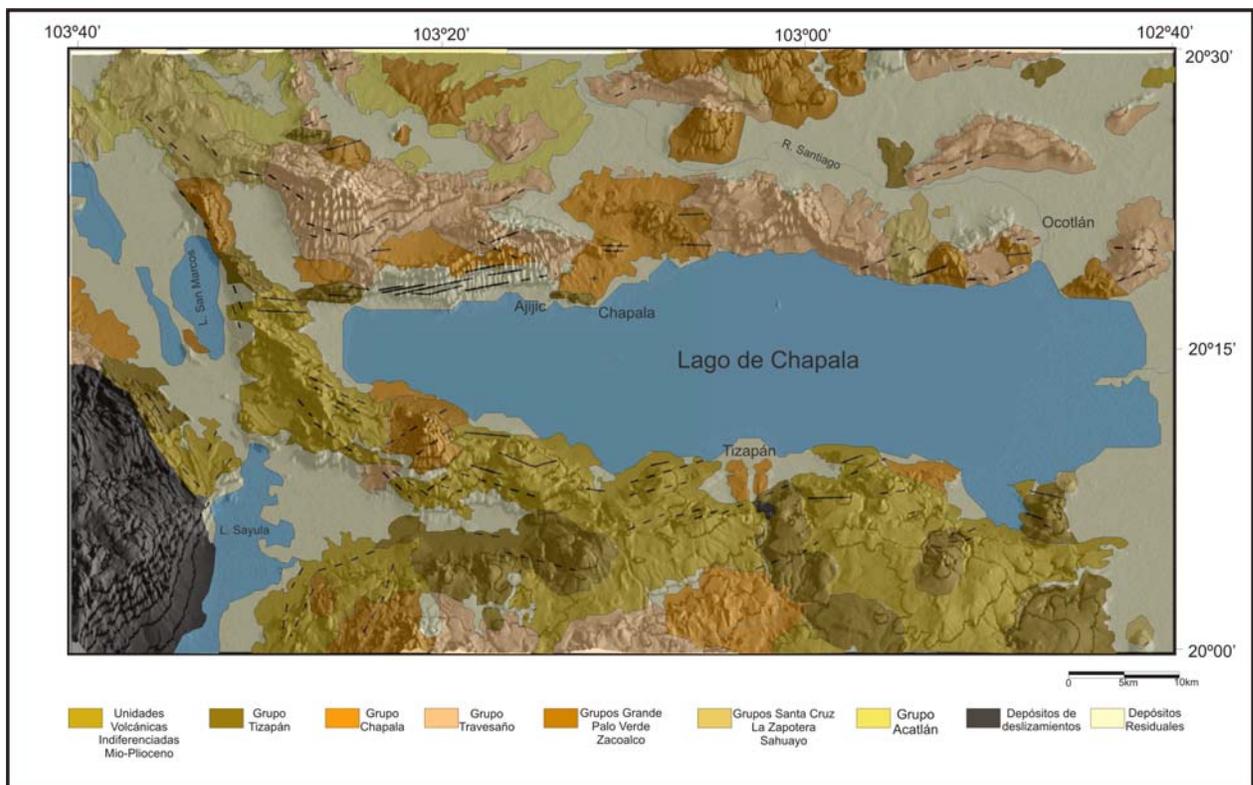


Figura III.2. Mapa geológico simplificado del área de estudio. Modificado de (Delgado-Granados, 1992).

- d. Grupo Travesaño: comprende basaltos y andesitas con edades entre los 4.0 y 4.3 Ma. Algunas lavas muestran estructuras de almohadillas lo que sugiere que fluyeron en condiciones subacuáticas. Su composición es similar a las lavas del Grupo Tizapán (fig.III.2). También se presentan cuerpos intrusivos emplazados en las rocas del Grupo Chapala con la misma composición.

- e. Los grupos Grande, Palo Verde y Zacoalco comprenden unidades de andesitas y basaltos que formaron volcanes de escudo, domos de lava y conos de lava. Algunos de estos están cortados por fallas y su edad oscila entre los 2.7 y 1.4 Ma (fig.III.2).
- f. Los grupos La Zapotera, Santa Cruz y Sahuayo son similares a los grupos descritos anteriormente. También están formados por basaltos y andesitas asociados a volcanes de escudo, domos de lava y conos de lava. El Grupo Santa Cruz comprende 1.4 y 0.65 Ma y coexiste con la actividad volcánica del Grupo Acatlán. La Zapotera abarca edades entre 1.8 y 1.4 Ma y es correlacionable con los grupos Santa Cruz y Acatlán. El Grupo Sahuayo está entre 1.9 y 1.3 Ma (fig.III.2).
- g. Grupo Acatlán: comprende lavas dacíticas y riolíticas relacionadas a domos de lava y conos asociados a fisuras tectónicas. Este evento magmático es contemporáneo con el vulcanismo basáltico-andesítico del Grupo Santa Cruz (fig.III.2).

III.3 Trabajos previos

Las primeras referencias que se tienen sobre el área de estudio se remontan a 1840 cuando Galleotti hizo un mapa de la extensión del lago, posteriormente Ely en 1922 identificó las rocas volcánicas que lo bordean. Palmer (1926) se refirió a la sucesión vulcanosedimentaria en el lago Chapala como las capas de Chapala. Bargallo (1952) reportó fósiles de vertebrados en la parte sur del lago. Downs (1958) denominó a la secuencia como la Formación Chapala y reportó fauna fósil en la base del lago, entre los cuales incluye la presencia de *Cuvieronius* que indican una edad de Pleistoceno temprano y *Bison* sugiriendo una edad de Pleistoceno tardío (Delgado-Granados, 1992; Miller y Carranza-Castañeda, 1984).

Delgado-Granados (1992) realizó un estudio estratigráfico, geoquímico, estructural y tectónico del área de la cuenca de Chapala. El mismo autor elaboró el mapa geológico detallado del área, identificó las unidades estratigráficas y calibró sus edades con ayuda de fechamientos con el método K-Ar y paleomagnetismo. Identificó cuatro etapas de vulcanismo que conforman las unidades ya descritas, el primer periodo de actividad volcánica entre 10.1 y 4.4 Ma y está compuesto por rocas andesíticas y basálticas asociadas a volcanes monogenéticos; el segundo comprende edades entre 6.7 y 4.2 Ma y está representado por un vulcanismo ácido. El mismo

autor resalta la presencia de una pausa de la actividad volcánica entre 4.2 y 2.7 Ma. Posteriormente el vulcanismo se reestablece entre 2.7 y 1.4 Ma y constituye la tercera etapa de vulcanismo, con una composición principalmente basáltica. La cuarta etapa, que es la más joven, corresponde a emisiones basálticas y andesíticas con edades entre 1.7 y 0.65 Ma. Estructuralmente caracterizó la zona de Chapala con fallas lítricas de orientación casi E-W y buzamiento hacia el sur en la margen norte del lago (fig. III.2).

Rosas-Elguera y colaboradores (1993) reportaron los resultados de un estudio de la secuencia vulcanosedimentaria del graben de Chapala, con un espesor aproximado de 1000 m que se encuentra expuesta principalmente en el sector norte del lago. Para dicho estudio realizaron observaciones de sedimentología, microestructuras, microfósiles y paleomagnetismo. Concluyeron que la deformación de la secuencia no fue sin-sedimentaria, sino que esta sedimentación ocurrió en un ambiente lacustre somero, con extensión regional y basculamiento posterior de la secuencia. Adicionalmente observaron que los cambios de las poblaciones de las diatomeas reflejan las condiciones físicas y químicas en el lago, los cambios climáticos y la influencia del vulcanismo.

Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera (1994) hicieron un estudio paleomagnético en productos volcánicos neógenos al oriente del graben de Chapala, en 6 sitios se obtuvieron polaridades magnéticas inversas y en 10 sitios se encontraron polaridades magnéticas normales. Los resultados se interpretaron como la rotación sobre un eje vertical en el sentido de las manecillas del reloj, asociado con la transtensión regional y la cizalla lateral izquierda como resultado de la subducción oblicua de la Placa de Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. Los autores sugirieron que el graben de Chapala se desarrolló en el Mioceno temprano en un ambiente de falla lateral izquierdo dentro de la zona de la falla regional Tula-Chapala.

Rosas-Elguera y colaboradores (1997) realizaron un estudio acerca de la estratigrafía y tectónica en la región de Guadalajara, sobre el punto triple que conforman los *rifts* de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala. Los autores propusieron la estratigrafía regional para Guadalajara y el área del punto triple que forman los *rifts* de Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco, los límites entre los basamentos principales y que la sedimentación lacustre ocurrió entre los 11 a 8 Ma en varias cuencas tectónicas a lo largo de los *rifts* de Chapala y Tepic-Zacoalco, sugiriendo que la

reactivación extensional de los límites del bloque tuvo lugar mucho antes de lo que inicialmente se había estimado. Asimismo concluyeron que a partir del Mioceno tardío el vulcanismo es principalmente silícico hacia la parte norte de Guadalajara, e intermedio a máfico hacia el sur (Zacoalco y Chapala).

Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998) realizaron un trabajo de la secuencia vulcanosedimentaria de la cuenca de Chapala y propusieron que el lago de Chapala es el remanente de un paleolago más grande al que denominaron lago de Jalisco. También hicieron la descripción de la secuencia a la que denominaron como Formación Chapala, asignándole una edad entre 3.4 y 2.5 Ma y concluyeron que la actividad volcánica y la sedimentación lacustre ocurrió simultáneamente y que estos fenómenos tuvieron una estrecha relación. La actividad tectónica del área afecto a la secuencia presentando fallamiento lístrico, aunque no observaron deformación sin-sedimentaria.

Rufolo (1998) realizó un estudio acerca de mamíferos fósiles en el Lago de Chapala, la taxonomía y su significado. Describió principalmente especies de mamíferos del Cenozoico tardío que no habían sido descritos aún. La fauna mamífera es diversa e incluye *Holmesina sp.*, *Equus conversidens*, *Camelops sp.*, *Cervus sp.*, *Bison sp.* y *Mammuthus cf. M. columbi*. El autor sugiere que esos taxones son similares a los reportados en otras localidades en América del Norte y muestran evidencia de la existencia de una amplia continuidad ecológica durante el Neógeno tardío y el Cuaternario. Adicionalmente los sedimentos que estudió incluyen fósiles de invertebrados, peces, pájaros y reptiles.

Zárate del Valle y Simoneit (2005), realizaron un trabajo acerca de la actividad geotérmica que ocurre en el lago, en manantiales terrestres y sublacustres, halos de alteración hidrotermal, depósitos carbonatados y volcanes de lodo. Identificaron que los hidrocarburos generados en las zonas con actividad geotérmica, continentales y marinas son de origen hidrotermal, pues el agua caliente circulante altera la materia orgánica en el sistema hidrotermal.

IV. RESULTADOS

IV. 1 Columna estratigráfica

La región de Chapala está localizada en la parte centro-occidente de México (fig. IV.1) aproximadamente a 40 km al S de la ciudad de Guadalajara. El área de estudio se encuentra se encuentra aproximadamente en las coordenadas $20^{\circ}18'45.777''\text{N}$ $103^{\circ}12'06.256''\text{W}$. Se puede acceder a esta por vía terrestre tomando la autopista 55D México-Atacomulco, desde ahí se toma la autopista 15D Atacomulco-Guadalajara y finalmente la carretera 23 hasta Chapala. Las secciones se hicieron sobre la carretera Chapala-Ajijic y sobre la carretera Guadalajara-Chapala (fig. IV.1).

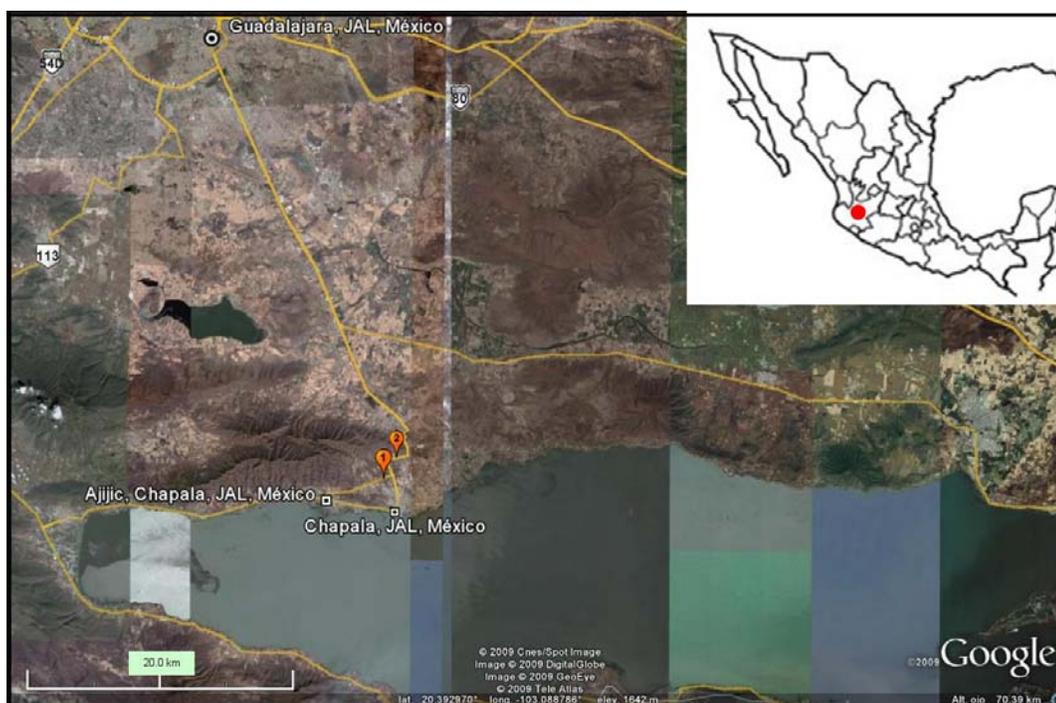


Figura IV.1. Imagen de satélite de la ubicación geográfica de las columnas estratigráficas a lo largo de la carretera Chapala-Ajijic y Chapala-Guadalajara. Los números corresponden a 1: sección 1; 2: sección 2. Tomada de Google Earth.

En términos generales esta secuencia se caracteriza por ser monótona y repetitiva. En esta columna se pueden diferenciar dos tipos de depósitos, uno netamente vulcanoclástico, compuesto principalmente de estratos delgados de arena fina a muy gruesa y conglomerática, con clastos que varían de subangulares a subredondeados, mal seleccionados, con abundante contenido de arcilla; en los que se encontraron los fósiles descritos (F1, F2, F3, F4 y F5) en este trabajo, y estratos gruesos de arcilla y limo con abundantes restos de peces, esto indica que las condiciones de

depósito oscilaron entre lacustre y fluvial. El otro tipo de depósito que se identifica es de cenizas de caída, que corresponde al nivel de ceniza félsica de color blanco de donde se obtuvieron minerales para datación. Se puede pensar en variaciones del nivel del agua del lago, en condiciones de niveles altos se da el depósito de los estratos de arcillas y limos, con abundantes restos de peces. Mientras que durante los niveles bajos, se depositaron las arenas probablemente asociadas a pequeñas corrientes de agua en las que no sufrieron mucho transporte.

Sección 1: mide aproximadamente 80 m (fig. IV.1 y fig. IV.2) en la parte expuesta, pertenece a la denominada formación Arroyo Hondo (Delgado-Granados, 1992), a continuación se hace una descripción general de base a cima.

La secuencia de la sección estudiada, está conformada hacia la base por estratos delgados que varían en composición de arenas finas a limos de color café, y que contienen escasos lentes de arena media a fina, presenta gradación normal y laminación paralela. Continúa con un estrato delgado de arenas conglomeráticas (fig. IV.3.C) con clastos redondeados de limolita de ± 5 mm hasta 2 cm y laminación paralela, la continuidad lateral de este no es clara y pareciera adelgazarse de manera similar a un canal.

Le sobreyace un estrato grueso y masivo de arcillas de color café claro, no se observan estructuras primarias y contiene abundantes fragmentos de peces. Encima se presenta un estrato de arenas finas en la base que gradan a arenas muy finas y arcillas con laminación paralela, con abundantes fragmentos de pómez alargados, entre los minerales detríticos se distingue plagioclasa y abundante vidrio volcánico y contiene restos de peces. Sigue un estrato delgado de arena que varía de media a gruesa, contiene pómez redondeada y alargada, clastos de lodo redondeados de ± 3 cm, abundantes restos de peces y algunos fósiles de molares (fig. IV.3.B).

Continúa la columna estratigráfica con un estrato grueso de arena fina, limo y arcilla de color café claro, con clastos de pómez entre 1-2 cm de diámetro, estos son menos frecuentes hacia el tope del estrato. Hacia la parte media se presenta un nivel más grueso con clastos de pómez de aproximadamente 1 cm. Después continúan varios estratos gruesos y masivos compuestos por arcillas y limos sin estructuras primarias, ni laminación, ni restos de peces, etc. Junto con otros estratos que llegan a contener niveles muy delgados de arena fina con restos de peces. Hacia la parte media de la sección y por encima de los estratos descritos en el párrafo anterior, se encuentra un estrato medio de ceniza volcánica, de color blanco, compuesta

principalmente por vidrio, hornblenda, zircones y escasa biotita (fig. IV.3.D). Continúa la intercalación entre estratos muy gruesos de arcillas masivas y estratos delgados a medios de arenas medias a muy gruesas con estratificación cruzada planar (fig. IV.3.E).

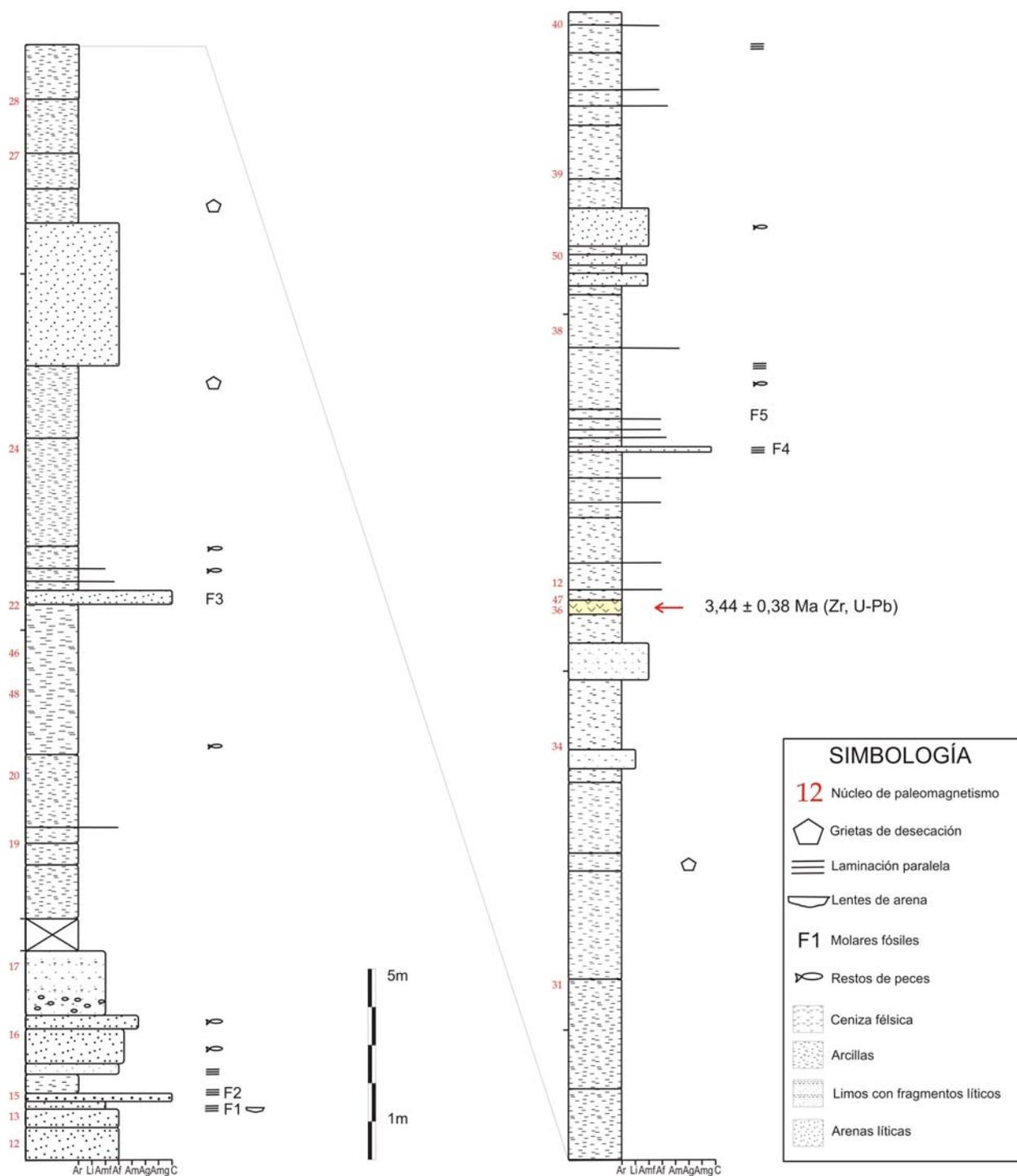


Figura IV.2. Columna estratigráfica 1, a lo largo de la carretera Chapala-Ajijic. Lo:lodo, Li:limo, Amf: arena muy fina, Af: arena muy fina, Am: arena media, Ag: arena gruesa, Amg: arena muy gruesa, C: cantos y guijarros.

Cabe anotar que los contactos entre los estratos son concordantes, los estratos de arcillas tienen formas tabulares y en algunos estratos de arenas gruesas y conglomeráticas alcanzan a diferenciarse canales de varios metros de ancho pero muy poco espesor.

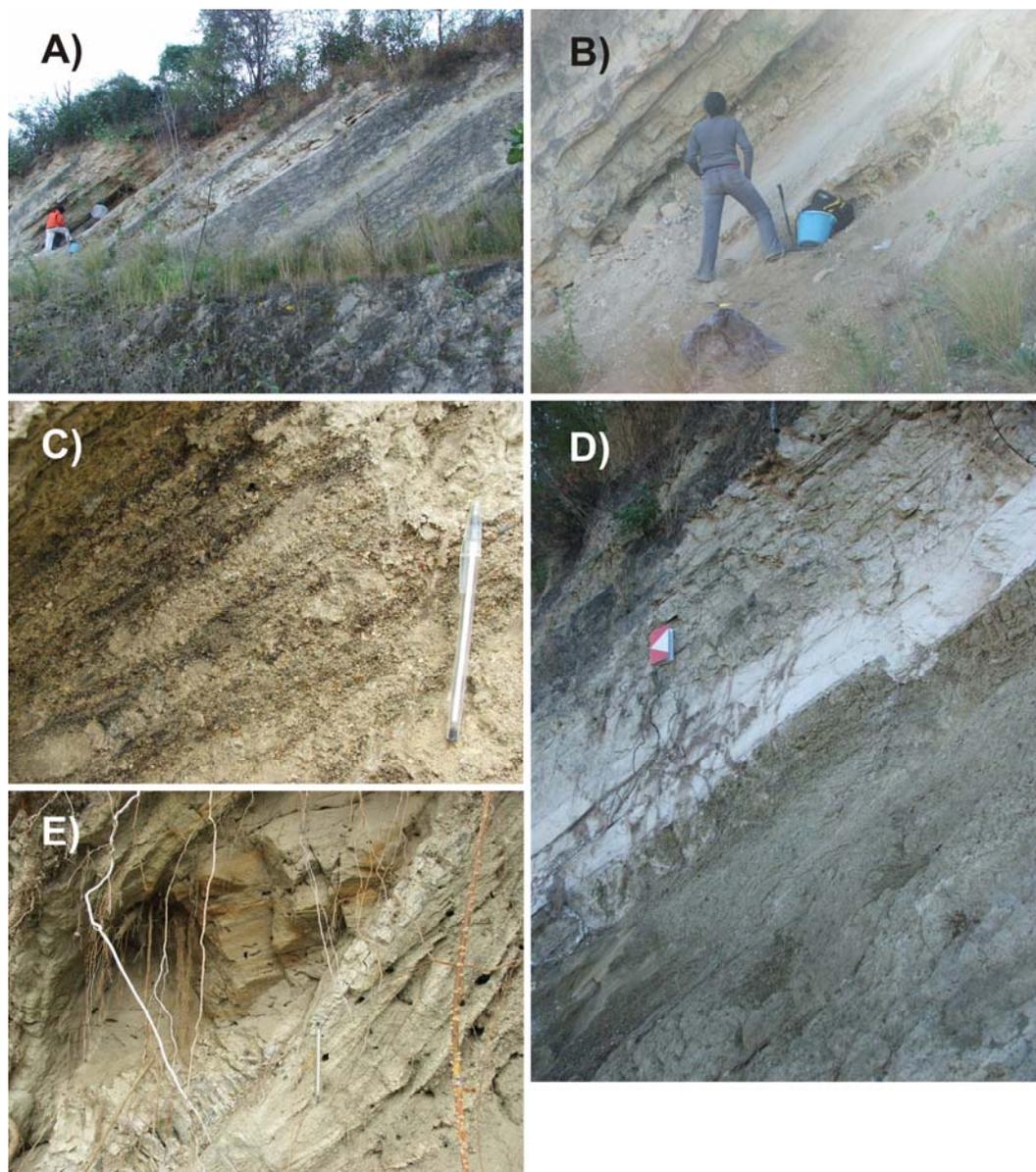


Figura IV.3. Fotos del afloramiento de la sección 1. A) Vista general de la parte media de la secuencia, se observa la intercalación entre estratos muy gruesos de arcillas y estratos delgados de arenas gruesas a conglomeráticas. B) Nivel fosilífero 3, de arenas gruesas a conglomeráticas. C) Nivel de arenas conglomeráticas. D) Nivel de ceniza datado por el método U-Pb. E) Intercalación de arcillas y arenas gruesas a muy gruesas con estratificación cruzada planar.

Sección 2: esta secuencia se caracteriza también por ser monótona y repetitiva. Al igual que en la sección anterior se pueden diferenciar los dos tipos de depósitos, uno netamente vulcanoclástico, de estratos delgados de arena fina a muy gruesa y estratos gruesos a muy gruesos de arcilla y limo con abundantes restos de peces. Y el depósito de caída, evidenciado por el mismo nivel de ceniza félsica de color blanco del cual se obtuvieron los zircons para la datación (fig. IV.1 y fig. IV.4).

La secuencia está conformada desde la base por estratos gruesos a muy gruesos de arcillas color café claro con abundantes restos de peces, le sobyace un estrato delgado de arena que varía de media a gruesa. Continúa un estrato medio de arena fina con algunos lentes de arena media a gruesa. Continúa con un estrato grueso de arcillas con restos de peces, después varios estratos gruesos de limos y arena fina. Por encima de estos se encuentra un estrato medio de ceniza volcánica, de color blanco, compuesta de vidrio, hornblenda, zircons y biotita. La sección finaliza con varios estratos muy gruesos de arcillas y estratos medios de limos y arena fina.

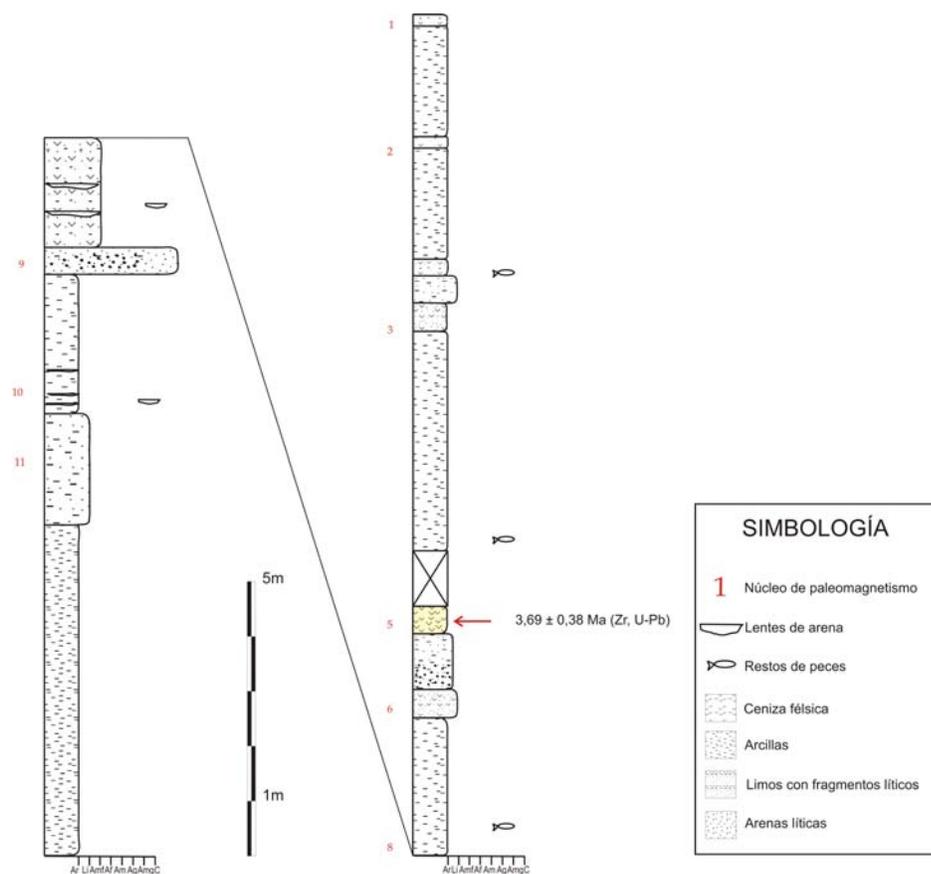


Figura IV.4. Columna estratigráfica 2, aproximadamente a 900 m de la sección 1. Lo:lodo, Li:limo, Amf: arena muy fina, Af: arena muy fina, Am: arena media, Ag: arena gruesa, Amg: arena muy gruesa, C: cantos y guijarros.

IV.2 Resultados de la geocronología

Los zircones de las cenizas de la secuencia permitieron construir los diagramas de concordia Tera-Wasserburg (1972) que son recomendados para las rocas más jóvenes, pues es un diagrama que minimiza el efecto de errores por la deficiencia de ^{207}Pb radiogénico en las edades U-Pb (fig.IV.5). Para la ceniza denominada como Chapala 2 que pertenece a la sección 1, se estableció una edad de 3.44 ± 0.38 Ma (fig.IV.5.b); por otra parte, para la ceniza de la sección 2, denominada como Chapala 1, se pudo establecer una edad de 3.69 ± 0.38 Ma (fig.IV.5.a). La cercanía en las edades U-Pb (e.g. 95% de confiabilidad) permiten identificarlas como cogenéticas o bien, que representan la misma unidad.

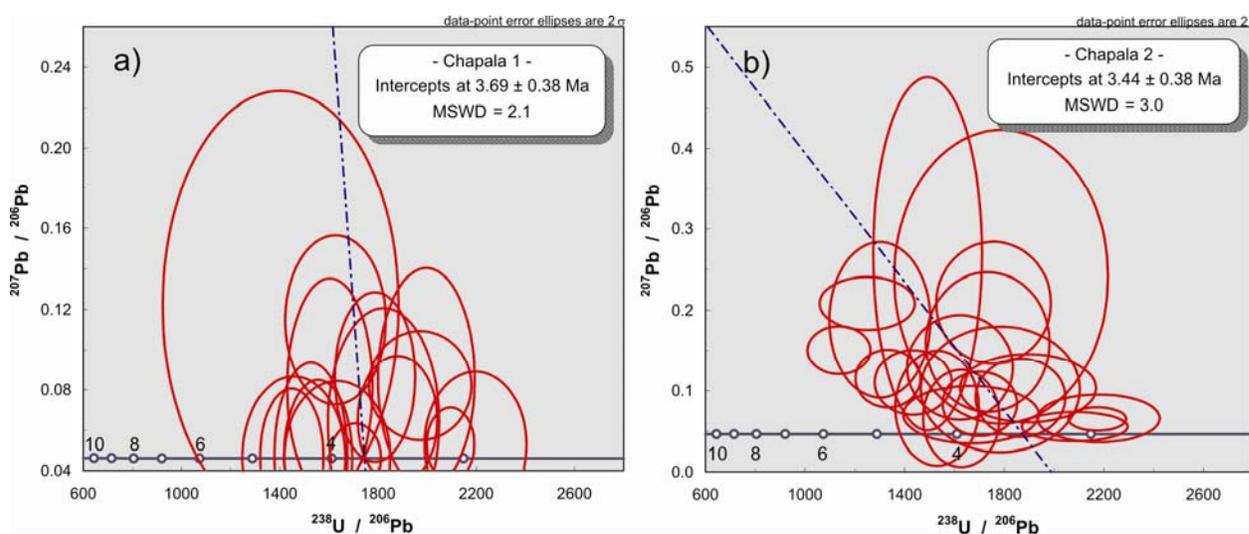


Figura IV.5. a) Sección 2 y b) Sección 1. Diagramas de concordia Tera-Wasserburg con las edades de zircones U-Pb, del horizonte de cenizas de Chapala.

IV.3 Resultados de la Paleontología de Roedores

En esta parte se muestran los resultados de la identificación de los molares fósiles obtenidos en los 5 niveles estratigráficos anteriormente mencionados. En el nivel F1 se encontraron 32 molares de los cuales se pudieron identificar 22 porque se encontraron completos. En el nivel F2 se encontraron e identificaron 16 molares fósiles. En el nivel F3 se encontraron 28 molares fósiles y se pudieron identificar 25 que estaban en buen estado. Para los niveles F4 y F5 se encontró e identificó 1 molar fósil en cada nivel. En total se obtuvieron 78 molares fósiles en 200

kg de sedimentos, aunque es una población baja teniendo en cuenta la cantidad de sedimento recolectado se pudo establecer una asociación de fauna para la secuencia.

Familia Cricetidae Rochebrune, 1883

Subfamilia Sigmodontinae Wagner, 1843

Género *Sigmodon* Say y Ord, 1825

Diagnosis: son roedores de tamaño medio con dientes tipo braquidontes, la morfología entre los molares es muy similar, tienen corona baja, el desarrollo del anterolofio lingual en M2 es moderado o casi nulo, sólo se reporta para las especies más primitivas. Las paredes de las cúspides superiores se inclinan ligeramente hacia la parte anterior mientras que en los molares inferiores se inclinan hacia la parte posterior.

Distribución estratigráfica: las poblaciones más antiguas para este género se reportan en Layer Cake (CA) con fauna de 3.9 a 3.8 Ma (fig. IV.6); Ranch, Arizona y Rexroad 3, Kansas, (Czaplewski, 1987). Para el Plioceno tardío al sur de Arizona. El registro fósil data desde el Blancano temprano en regiones de EU como Kansas, donde se han reconocido la presencia de especies como *S. medius* y *S. minor* (Martin et al., 2002b; Martin et al., 2003); Nuevo México, en la Cuenca Palomas, se ha reportado *S. medius* (Morgan et al., 2003), Texas (Dalquest, 1978), Arizona (Cantwell, 1969).

Ma	Epoca		NALMA
0.01	Pleistoceno	Tardío	Rancholabreano
0.25		Temprano-medio	Irvingtoniano
1.8	Plioceno	Tardío	Blancano
4.8		Temprano	
5.3	Mioceno	Tardío	Henfiliano
8.8			Claredoniano
11.0		Medio	Barstoviano
15.8		Temprano	Hermingfordiano
18.8			Arikareano tardío
23.0			

Figura IV.6. Correlación de épocas con las edades de mamíferos terrestres en América del Norte (NALMA por sus siglas en inglés), modificada de Montellano-Ballesteros y Jiménez-Hidalgo (2006).

***Sigmodon minor* Gidley, 1922**

Material: 3M1, 2M2, 2M3, 5m1, 1m2, 9m3

Nivel: F1, F2 y F3 de la columna 1.

Descripción

M1 (fig. IV.7 E y F): la superficie oclusal de los molares tienen forma ovalada y subtriangular, hacia la parte anterior son más estrechos que en la parte posterior. El anterocono es lobular, ancho, centrado, algo comprimido antero-posterior, con paredes verticales; se une al protocono hacia la parte media de este. El protocono y el paracono son grandes, anchos, con paredes verticales o algo inclinadas hacia el interior del molar. El hipocono es un poco más pequeño, con paredes ligeramente inclinadas. El metacono es alargado, un poco comprimido, más alto. Los valles son estrechos y profundos; el hipoflexo y el mesoflexo son amplios y el protoflexo es el más estrecho. Las cúspides son paralelas, generalmente las bucales son más altas que las linguales. Presenta tres raíces, una anterior muy ancha y dos posteriores, la lingual es más ancha que la bucal.

M2 (fig. IV.8, A y B): el patrón oclusal de molares es subcuadrado, con esquinas redondeadas, los especímenes encontrados se encuentran desgastados. El protocono es grande, alargado y comprimido, ocupa toda la parte anterior del molar, pero se ubica más hacia la parte lingual, las paredes son algo inclinadas o verticales. El paracono es ancho, grande, algo comprimido, se extiende más allá de la parte media del molar, con paredes verticales. El hipocono es ancho, grande, comprimido, con paredes verticales. El metacono es alto, ancho, grande, comprimido y oblicuo, con paredes verticales. Las cúspides son casi paralelas, las bucales son más altas que las linguales. Los valles son estrechos y profundos. Presenta una raíz anterior tubular, delgada y corta y dos raíces posteriores.

M3 (fig. IV.9. B, D): el patrón oclusal de los molares es de forma trapezoidal o triangular. El protocono es alargado, comprimido, unido al anterolofio. En etapas de mayor desgaste se encuentra unido al paracono. El paracono está comprimido, alargado, con paredes verticales. El

hipocono es grande, un poco comprimido, debido al desgaste está casi unido al posterolofa. El metacono es ancho, grande, llega casi hasta la parte media del molar. Los valles son amplios y profundos. No tiene raíces.

m1 (fig. IV.10 B y C): el patrón oclusal de los molares es ovalado, subtriangular y alargados. El anterocónido es lobular, subtriangular, grande, centrado, ocupa toda la parte anterior del molar, no se encuentra comprimido, en algunas ocasiones ligeramente inclinado hacia la parte lingual, con paredes verticales. El protocónido está un poco comprimido, es alargado, con paredes verticales. El metacónido es más corto que el protocónido, está comprimido, alto y con paredes verticales. El hipocónido es pequeño, algo comprimido, casi completamente unido al posterolofa, se encuentra inclinado hacia la parte interna del molar. El entocónido es corto, ancho, más alto que el hipocónido, con paredes verticales. Los valles son estrechos y profundos, las cúspides están alternadas y las bucales son un poco más altas que las linguales. Presenta dos raíces, una anterior y una posterior larga y ancha.

m2: los molares son subcuadrados con esquinas redondeadas. El protocónido es alargado, comprimido, ocupa toda la parte anterior del molar, está unido al anterolofa, con paredes algo inclinadas. El metacónido es ancho, alto, con base cilíndrica, puede estar comprimido o algo comprimido, con paredes verticales. El hipocónido es grande, desgastado, comprimido, oblicuo, con paredes verticales hasta algo inclinadas. El entocónido es alto, comprimido, con paredes inclinadas. Las cúspides linguales son más altas que las bucales, son casi paralelas. Los valles son amplios y profundos. Presenta una raíz anterior ancha y en 1 ejemplar 1 raíz posterior rota.

m3 (fig. IV.9 A, C, E, F): los molares son subovalados, la parte anterior es más ancha que la posterior, presenta un patrón en forma de S del esmalte, que se forma por la unión de las cúspides. El protocónido es pequeño, alargado, con paredes algo inclinadas hasta verticales. El metacónido es alargado, pequeño, comprimido y dependiendo del grado de desgaste del molar se encuentra unido al protocónido. El hipocónido está comprimido, es alargado, con paredes verticales. El entocónido es alargado, dependiendo del desgaste puede ser más alto que las otras cúspides. Los valles son amplios y profundos. Las cúspides linguales son más altas que las bucales. Presenta una raíz posterior ancha y una raíz anterior ancha pero está rota.

Discusión: los fósiles fueron identificados como *Sigmodon minor* con base en la morfología dental, tienen patrones oclusales muy similares a los descritos en Meade County

(Martin et al., 2002b), los M1 son de tamaño medio, muy similares entre si y presentan grados de desgaste diferentes. Las cúspides son más bulbosas, las paredes de las cúspides posteriores son más verticales. Las cúspides tienen una forma similar en todos los especímenes, algunos de los molares encontrados no presentan raíces pero si se observan vestigios de estas, se diferencia de *Sigmodon medius* porque presentan 3 raíces en M1. Los m1 en los especímenes vistos el anterocono se presenta como un solo lóbulo con variaciones en el ancho de la cúspide. Adicionalmente al hacer las comparaciones morfométricas (Tabla IV.1) entre varias especies reportadas (ver anexo 2), se encuentran coincidencias de forma y tamaños para clasificarla como *Sigmodon minor*.

Largo (mm)					Ancho (mm)			
molar	N	min.	media	máx.	N	min.	media	máx.
M1	3	2.06	2.11	2.14	3	1.44	1.49	1.56
M2	2	1.38	1.45	1.52	2	1.31	1.335	1.36
M3	2	1.39	1.45	1.51	2	1.17	1.175	1.18
m1	5	1.89	2.08	2.21	3	1.48	1.495	1.5
m2	1	-	1.49	-	1	-	1.34	-
m3	9	1.33	1.66	1.84	9	1.39	1.37	1.51

Tabla IV.1. Mediciones de los molares de *Sigmodon minor* en la secuencia estudiada.

Sigmodon medius Gidley, 1922

Material: 5M1, 17M2, 6m1, 7m2, 1m3.

Nivel: F1, F2 y F3 de la columna 1.

Descripción

M1 (fig. IV.7 A, B y D): el anterocono es ligeramente bilobular, centrado, ancho, un poco comprimido, desgastado, con paredes algo inclinadas hacia la parte posterior. El protocono es grande, ancho con paredes verticales. El paracono es alargado, algo comprimido en la parte

anteroposterior, desgastado y alto con las paredes inclinadas hacia la parte posterior. El hipocono es grande, alargado, un poco comprimido, las paredes algo inclinadas hacia el interior del molar. El metacono es alto, desgastado, ancho, un poco comprimido, con las paredes verticales. Los valles son ligeramente amplios y profundos, las cúspides bucales son más altas y paralelas. No tiene raíces

M2 (fig. IV.8 C y D): el molar se encuentra desgastado, la forma oclusal es subcuadrada. El protocono es alargado y comprimido, ocupa toda la parte superior del molar. El paracono es redondeado, alto, desgastado, corto y un poco comprimido. El hipocono es alargado aunque menos que el protocono, con paredes verticales. El metacono es pequeño y comprimido. El surco está bien desarrollado, sin que las cúspides estén totalmente unidas. Las cúspides bucales son más altas y están alternadas. Los valles son estrechos y profundos. Presenta 2 raíces rotas, hacia la parte bucal. La anterior es pequeña, tubular y delgada mientras que la posterior es ancha. En un ejemplar se encontró una raíz ancha ubicada hacia la parte lingual.

m1 (fig. IV.10 A): el anterocónido es lobular, el protocónido es ancho, subcuadrado y muy desgastado. El hipocónido está comprimido y ancho. El entocónido es ancho, el metacónido está comprimido. Las cúspides están muy desgastadas, los valles son anchos. Presenta posterolofos.

m2: el protocónido está desgastado, es subtriangular, con paredes algo inclinadas. El metacónido es alto, se encuentra poco desgastado, redondeado. El hipocónido es subtriangular, pequeño, con las paredes inclinadas. El entocónido es alto, poco desgastado, con las paredes algo inclinadas. Presenta el posterolofido muy desarrollado. Las cúspides están casi paralelas, los valles son muy amplios y profundos. No presenta raíces.

Discusión: los molares fueron comparados con varias especies de *Sigmodon*, presentando mayor parecido con los *Sigmodon medius*. Son dientes de corona baja y lobados, aunque en la mayoría de los m2 de esta especie el posterolofido se encuentra de manera débil o está ausente; los observados en este trabajo presentan posterolofido muy desarrollado y en algunos se encuentran islotes de esmalte, lo cual también es característico de esta especie. Las comparaciones morfométricas (Tabla IV.2) hechas con otras especies y ejemplares de la misma, muestran coincidencias para clasificarlo en esta (ver anexo 2).

Largo (mm)					Ancho (mm)			
molar	N	min.	media	máx.	N	min.	media	máx.
M1	5	1.89	2.11	2.44	5	1.45	1.57	1.73
M2	17	1.17	1.63	2.03	7	0.92	1.48	1.65
m1	6	1.45	2.02	2.4	6	1.37	1.49	1.6
m2	7	1.55	1.74	1.85	7	1.46	1.56	1.68
m3	1	-	1.57	-	1	-	1.35	-

Tabla IV.2. Mediciones de los molares de *Sigmodon medius* en la secuencia estudiada.

Sigmodon sp. 1

Material: 1M1L

Nivel: F2 de la columna 1

Descripción

M1L (fig. IV.12 A): es un molar grande, de cúspides cónicas y poco desgastadas. El anterocono es bilobular, ancho, bien desarrollado, poco desgastado, con paredes algo inclinadas. El protocono es grande, ancho, cónico, no comprimido con paredes verticales. El paracono es alto, poco desgastado con paredes verticales. El hipocono está un poco inclinado hacia el interior del molar. El metacono es alto, poco desgastado y muy vertical. Los valles son amplios y muy profundos. Las cúspides bucales son muy altas y paralelas. Presenta dos raíces posteriores largas y un poco anchas, y una raíz anterior ancha pero se encuentra rota.

Largo (mm)					Ancho (mm)			
molar	N	min	media	máx.	N	min	media	máx.
M1	1	-	2.67	-	1	-	1.78	-

Tabla IV.3. Mediciones de los molares de *Sigmodon sp.* en la secuencia estudiada.

Sigmodon sp. 2

Material: 1M1R

Localidad: F3 de la columna 1

Descripción

M1R (fig. IV.12 B): molar grande, alargado, poco desgastado. El anterocono es bilobular, no comprimido, los lóbulos están separados, no están desgastados, son redondos y muy altos, con paredes verticales. El protocono es subtriangular, con paredes verticales. El paracono es alto, redondeado, con paredes algo inclinadas. El hipocono es subtriangular, con paredes verticales. El metacono es alto, subredondeado, con paredes algo inclinadas. Presenta posterolofo. Las cúspides están un poco alternadas. Presenta 1 raíz posterior grande y ancha y 1 raíz anterior rota.

Largo (mm)					Ancho (mm)			
molar	N	min	media	máx.	N	min	media	máx.
M1	1	-	2.7	-	1	-	1.62	-

Tabla IV.4. Mediciones de los molares de *Sigmodon sp.* en la secuencia estudiada.

Discusión: Teniendo en cuenta las comparaciones hechas con los fósiles encontrados, no se pudo determinar la especie para algunos de ellos debido a que las características morfológicas y las dimensiones de los molares no coincidían con los fósiles que se usaron como guía para la identificación de los demás. La forma bilobular del anterocono de los fósiles de *Sigmodon sp.*, es la principal característica similar al de *Calomys baskini*, también tiene similitud con *Prosigmodon*, pues el anterocono es ligeramente bilobular cuando no se encuentra desgastado, pero las dimensiones promedio para estas especies son menores, por tal motivo no se hizo asignación de especie.

Género *Neotoma* Say y Ord, 1825
Especie Cf. *sawrockensis* Hibbard, 1967

Material: 1m2L

Nivel: F2 de la columna 1

Descripción

m2L (fig. IV.11): es un molar subcuadrado, alargado, muy desgastado. El protocono está muy desgastado, unido al anterolófido, con paredes verticales. El paracono es grande, ancho, no comprimido, redondeado, con paredes verticales. El hipocono es casi triangular, muy desgastado, grande, no comprimido. El metacono es grande, ancho, muy desgastado. Los valles son amplios y profundos. Presenta 2 raíces rotas, la anterior es ancha y grande, la posterior es alargada y ancha.

Discusión: aunque sólo se encontró un ejemplar para este género, se pudo hacer la comparación con el que se encuentra en el IGCU 7314 y con base en la morfología dental se atribuyó a *Neotoma* cf. *Sawrockensis*, pues es muy similar al reportado en el Rancho El Ocote en niveles Henfiliano tardío y Blancano temprano (Carranza-Castañeda et al., 1992). El anterolófido y posterolófido están muy desarrollados, debido a la etapa de desgaste del molar se observan islotes de esmalte y las dimensiones del espécimen es similar al molar usado en la identificación (Tabla IV.5).

Largo (mm)					Ancho (mm)			
molar	N	min.	media	máx.	N	min.	media	máx.
M2	1	-	2.16	-	1	-	1.78	-

Tabla IV.5. Mediciones de los molares de *Neotoma* cf. *Sawrockensis* en la secuencia estudiada.

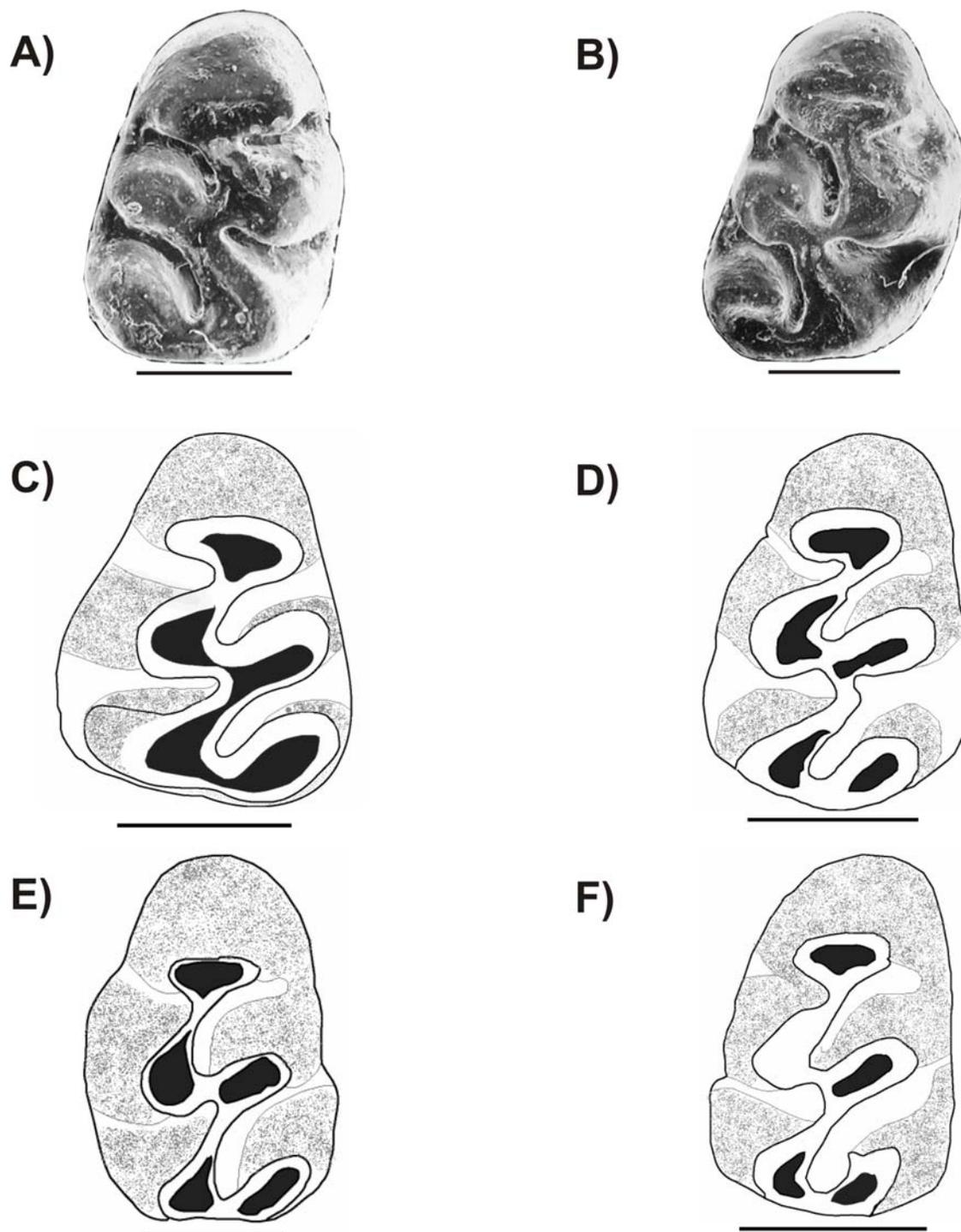


Figura IV.7. Fotografías y esquemas de molares de *Sigmodon*, la barrita corresponde a 1 mm. A) Vista oclusal *Sigmodon medius* M1R. B) Vista oclusal *Sigmodon medius* M1R. C) Vista oclusal *Sigmodon medius* M1L. D) Vista oclusal *Sigmodon minor* M1L. E) Vista oclusal *Sigmodon minor* M1L. F) Vista oclusal *Sigmodon minor* M1L.

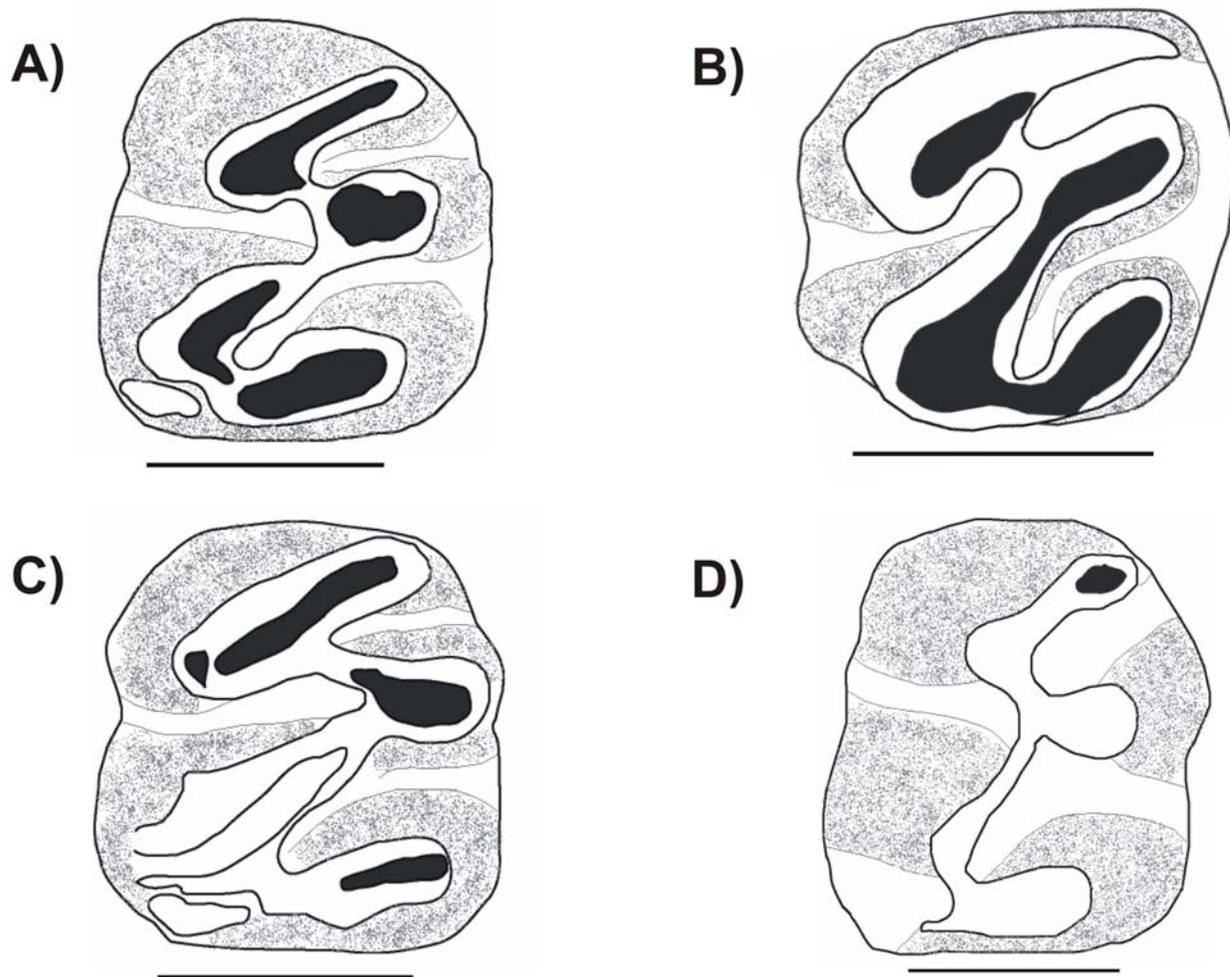


Figura IV.8. Esquemas de molares de *Sigmodon*, la barra corresponde a 1 mm. A) Vista oclusal *Sigmodon minor* M2L. B) Vista oclusal *Sigmodon minor* M2L. C) Vista oclusal *Sigmodon medius* M2L. D) Vista oclusal *Sigmodon medius* M2L.

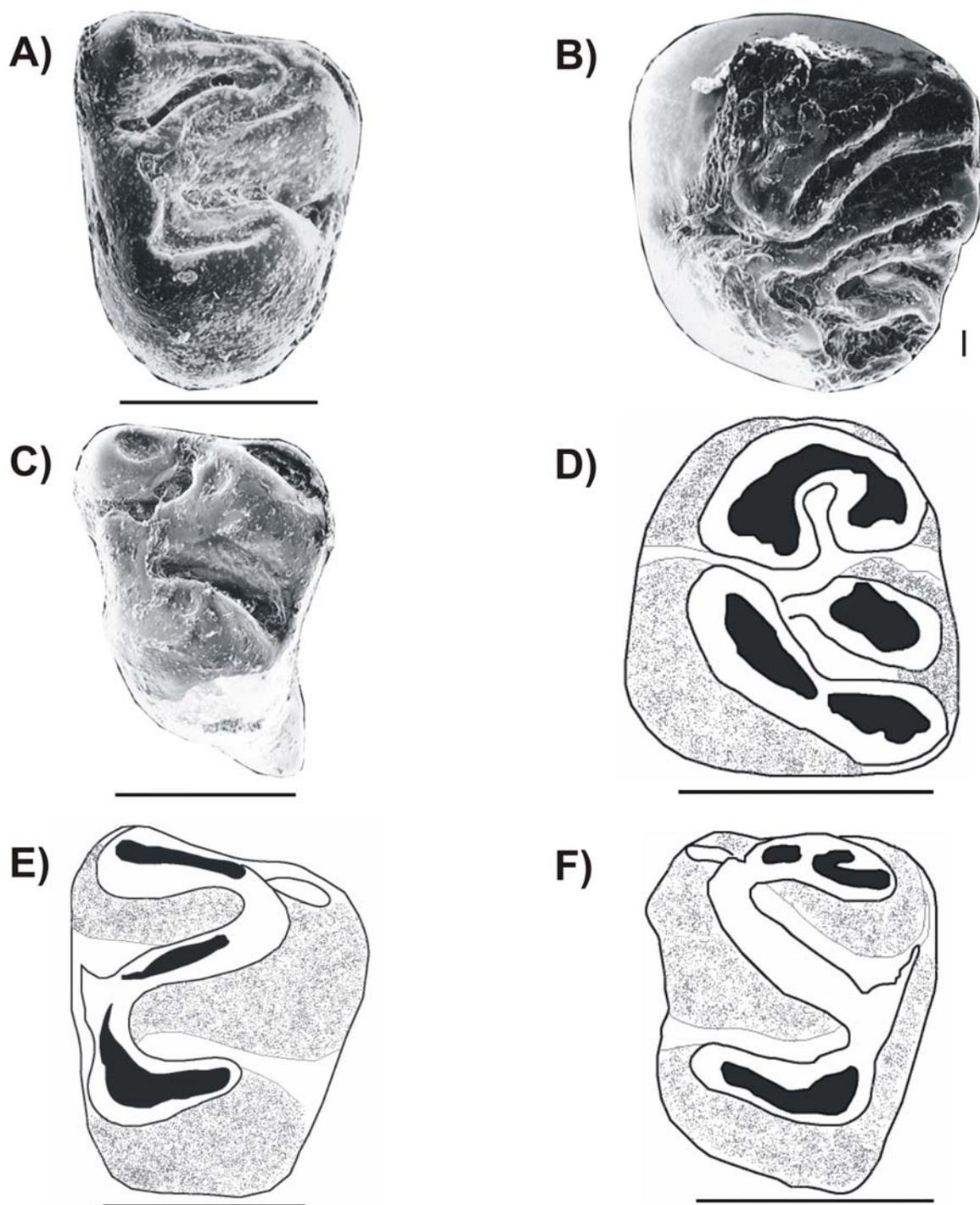


Figura IV.9. Fotografías y esquemas de molares de *Sigmodon*, la barrita corresponde a 1 mm. A) Vista oclusal *Sigmodon minor* m3R. B) Vista oclusal *Sigmodon minor* M3L. C) Vista oclusal *Sigmodon minor* m3R. D) Vista oclusal *Sigmodon minor* M3L. E) Vista oclusal *Sigmodon minor* m3R. F) Vista oclusal *Sigmodon minor* m3L.

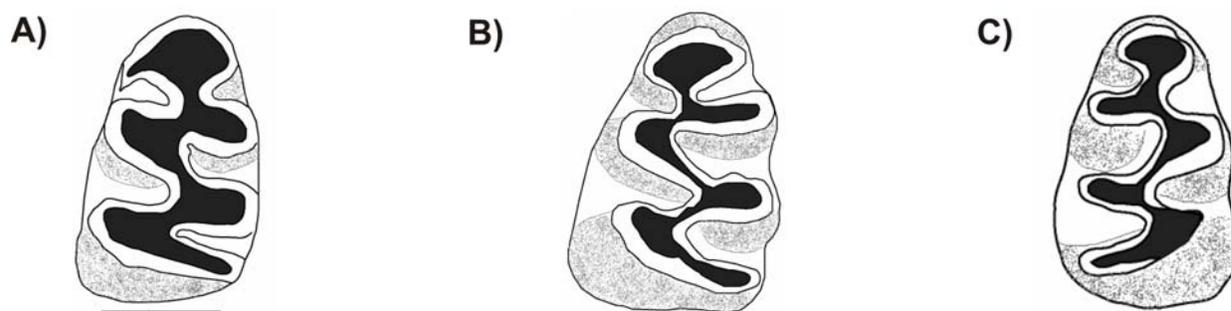


Figura IV.10. Esquemas de molares de *Sigmodon*, la barrita corresponde a 1 mm. A) Vista oclusal *Sigmodon medius* m1L y B) Vista oclusal, *Sigmodon minor* m1L y C) Vista oclusal *Sigmodon minor* m1R

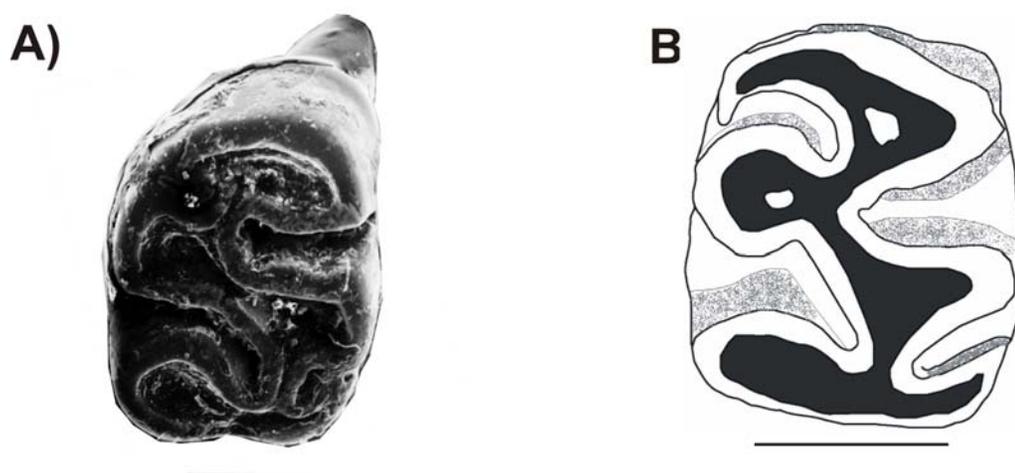


Figura IV.11. Fotografía y esquema del molar de *Neotoma*, la barrita corresponde a 1 mm. A y B Vista oclusal m2L.

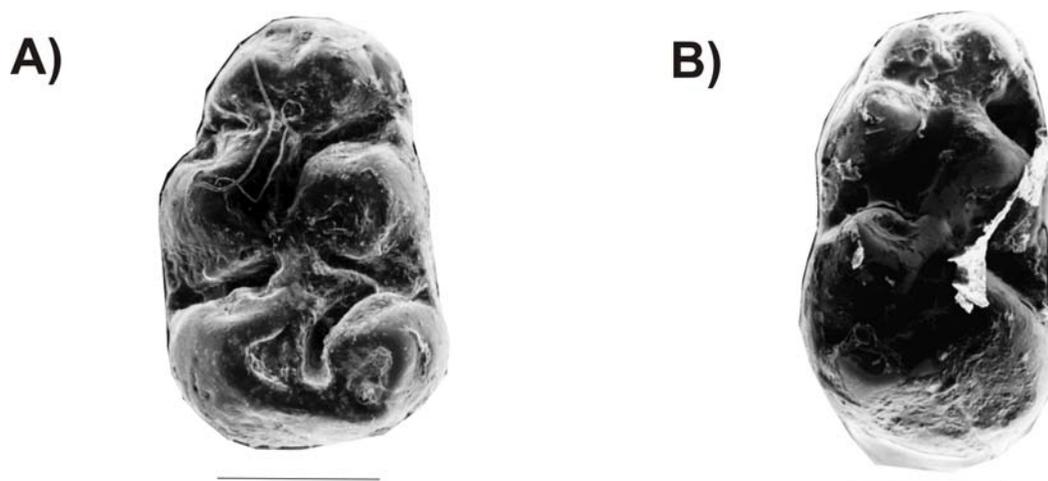


Figura IV.12. Fotografías de *Sigmodon*, la barrita corresponde a 1 mm. A) Vista oclusal M1L y B) Vista oclusal M1R.

IV.2 Resultados de paleomagnetismo

Como se mencionó en los métodos para este trabajo, se obtuvieron de las secciones medidas, bloques de sedimento para hacer núcleos en donde la litología y la exposición de los cortes lo permitieron. En la sección 1 se muestrearon 22 niveles y en la sección 2 solamente 8 niveles. Las dos secciones están aproximadamente a 900 m de distancia. Después de tener los núcleos y de cortarlos al tamaño estándar, el primer tratamiento a las muestras fue la desmagnetización por medio de campos alternos a temperatura ambiente, a diferentes intervalos hasta alcanzar los 100 mT.

La intensidad de la magnetización medida varía entre 1.1×10^{-4} y 3.04×10^{-2} A/m para la sección 1. Estas variaciones se deben a las diferencias entre las litologías (limos, ceniza volcánica, arena fina a muy gruesa con líticos) y al contenido de minerales ferromagnéticos. Las muestras responden bien a los campos alternos pero algunas no alcanzan a desmagnetizarse completamente y algunas son poco estables debido a su baja intensidad. En las gráficas de proyección ortogonal se pueden observar dos componentes de magnetización en la mayoría de las muestras analizadas (fig. IV.13), la primera parte de la curva corresponde a la componente secundaria, esta pudo ser removida al aplicar campos entre 5 y 15 mT. A partir de este, se obtiene la parte de la curva que corresponde a la magnetización característica.

Las muestras de la columna 2 tienen intensidades de magnetización entre 9.3×10^{-5} y 4×10^{-2} A/m, y muestran una desmagnetización más estable, sin componente secundaria significativa; aunque no alcanza a desmagnetizarse completamente por medio de los campos alternos (fig. IV.14).

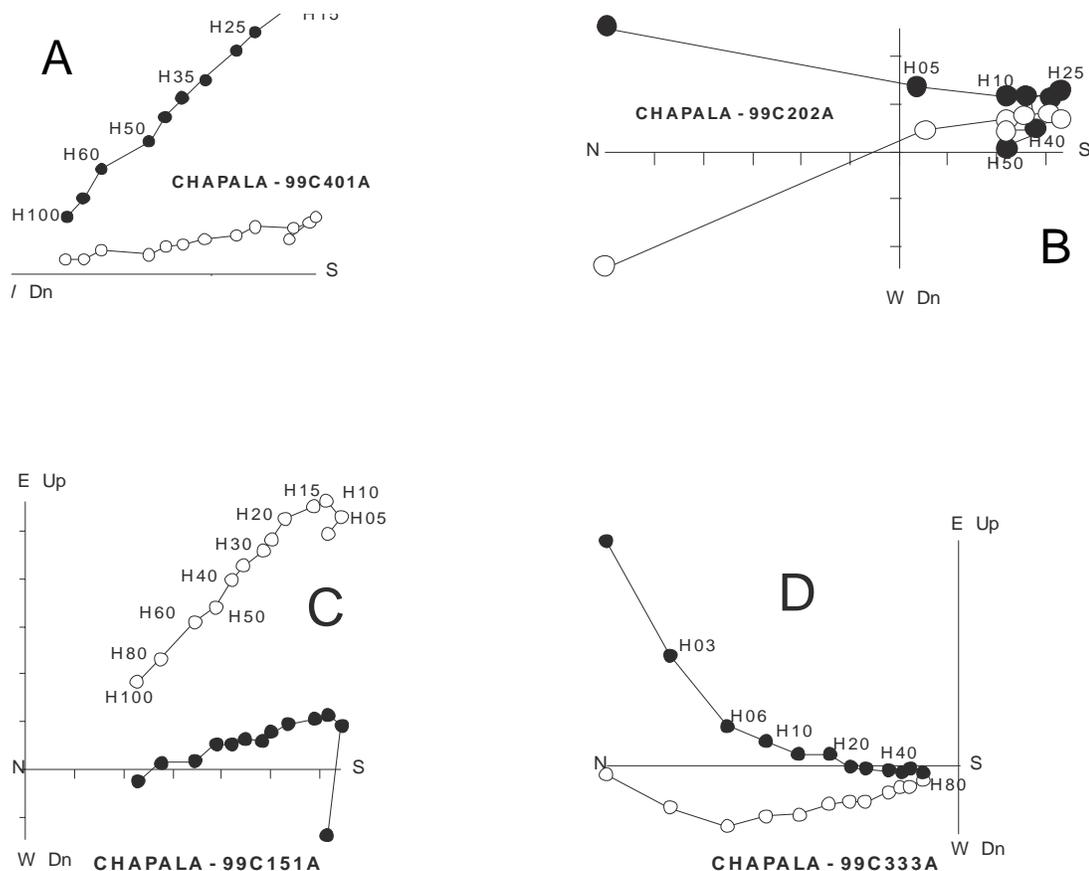


Figura IV.13. Diagramas ortogonales o de Zijdeveld de los especímenes representativos de la sección 1. Los puntos negros representan la proyección de los vectores magnéticos en el plano horizontal, los puntos blancos representan el plano vertical. La desmagnetización fue por campos alternos, los valores están en mT. Las muestras A, B y C son de polaridad inversa y la muestra D es de polaridad normal.

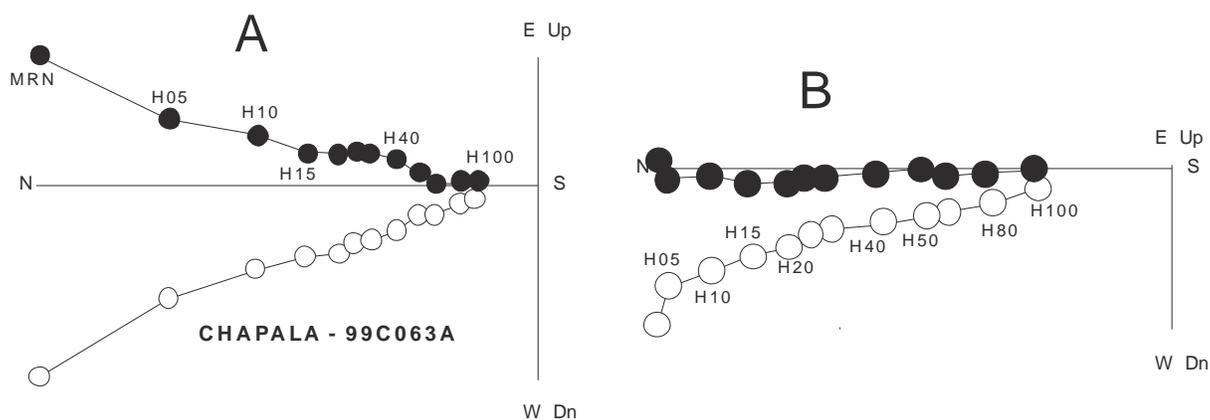


Figura IV.14. Diagramas ortogonales o de Zijdeveld de los especímenes representativos de la sección 2. Los puntos negros representan la proyección de los vectores magnéticos en el plano horizontal, los puntos blancos en el plano vertical. La desmagnetización fue por campos alternos, los valores son en mT. Las muestras son de polaridad normal.

IV.2.1 Determinación de los minerales magnéticos

a. Magnetización remanente isotermal: una vez hecha la desmagnetización por campos alternos, se escogieron muestras de diferentes litologías, 7 especímenes para la sección 1 y 5 especímenes para la sección 2 para medir la magnetización remanente isotermal.

Las muestras tienen un comportamiento estable durante la desmagnetización, la mayoría alcanzan la desmagnetización total a los 580°C. En algunas se observa dispersión durante el proceso, esto puede ser debido a ligeras alteraciones químicas o mineralógicas dadas durante el calentamiento de las mismas. A medida que se hizo la desmagnetización termal, se midió la susceptibilidad magnética de cada espécimen para controlar los cambios en la mineralogía de estos con el incremento de la temperatura, de manera general no se encuentran variaciones significativas.

Las muestras de la sección 1 (fig. IV.15) tienen un comportamiento similar, muestran un aumento rápido de la magnetización, la mayoría alcanzan el 50% de la magnetización total con un campo de 50mT, lo cual indica la presencia de minerales de baja coercitividad. La saturación total se alcanza a partir de los 250mT. Para los especímenes 15.2A y 17.2A, se alcanza el 50% de la magnetización total a partir de los 80mT, y la saturación total después de los 500mT, esto nos indica la presencia de minerales de coercitividad baja-media.

Las curvas de la sección 2 (fig. IV.16) muestran que 3 de los especímenes analizados alcanzan el 50% de la magnetización total con un campo de 50mT, y la saturación total después de los 250mT lo que indica la presencia de minerales de baja coercitividad. Al igual que en la sección 1, los especímenes 1.2A y 2.2A alcanzan el 50% de la magnetización entre los 60-80mT. Teniendo en cuenta que las curvas muestran que se alcanza una magnetización alta con un campo menor a los 300mT, se puede considerar la presencia de magnetita y/o titanomagnetita.

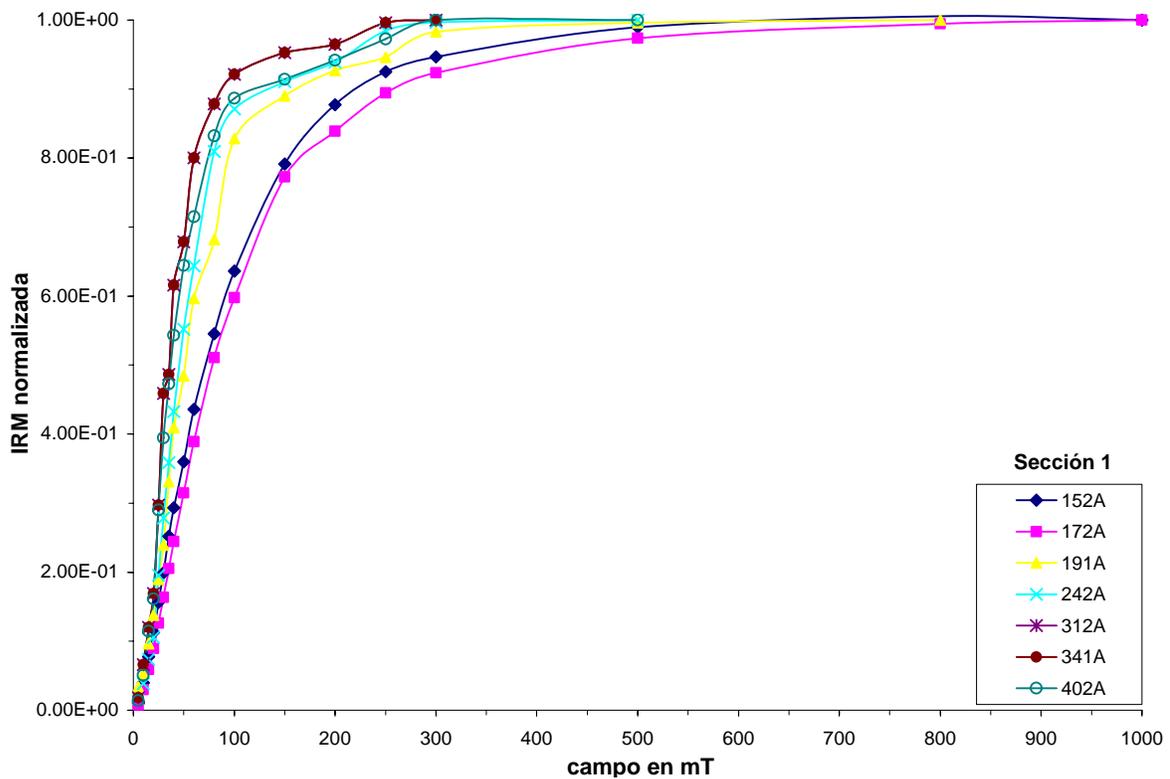


Figura IV.15. Curvas de magnetización isoterma para especímenes de la sección 1.

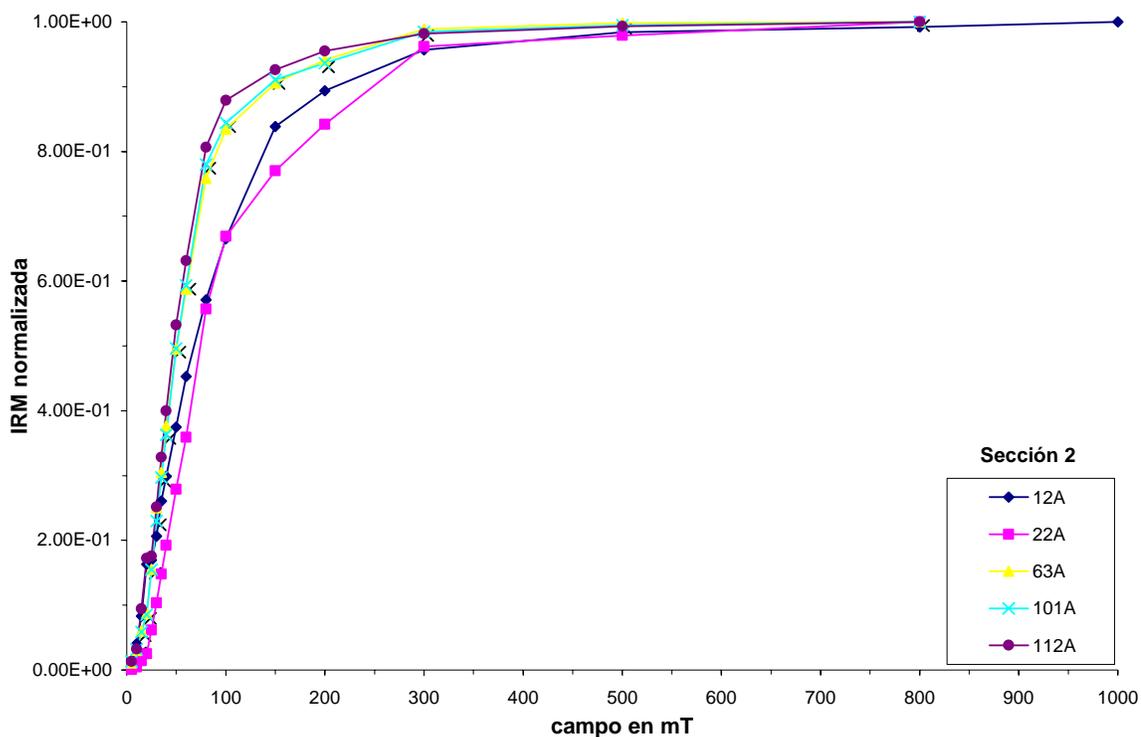


Figura IV.16. Curvas de magnetización isoterma para especímenes de la sección 2.

b. Prueba de Lowrie: para las muestras escogidas se aplicó a cada muestra campos de 0.1T para la fracción de baja coercitividad, eje X; 0.5T para la de media coercitividad, eje Y; y de 1.5 para los de alta coercitividad, eje Z.

1) Sección 1

Para la muestra 99C152A (fig. IV.17.A), la curva de desmagnetización de la fracción de baja coercitividad es la más pronunciada, muestra una inflexión a los 375°C y alcanza la desmagnetización total en los 580°C, para la fracción de media coercitividad se observa una inflexión muy marcada a los 325°C posiblemente por el contenido de titanomagnetitas y alcanza la desmagnetización total a los 580°C debido a la presencia de magnetita; la fracción de alta coercitividad se desmagnetizó completamente a los 375°C. En la muestra 99C341A (fig. IV.17.B), las fracciones de media y baja coercitividad se comportan de manera muy similar, con una sola tendencia hasta la desmagnetización total a los 580°C. Las curvas de la susceptibilidad medida después de cada intervalo de calentamiento no muestran variación, lo cual indica que no hay cambio en la mineralogía.

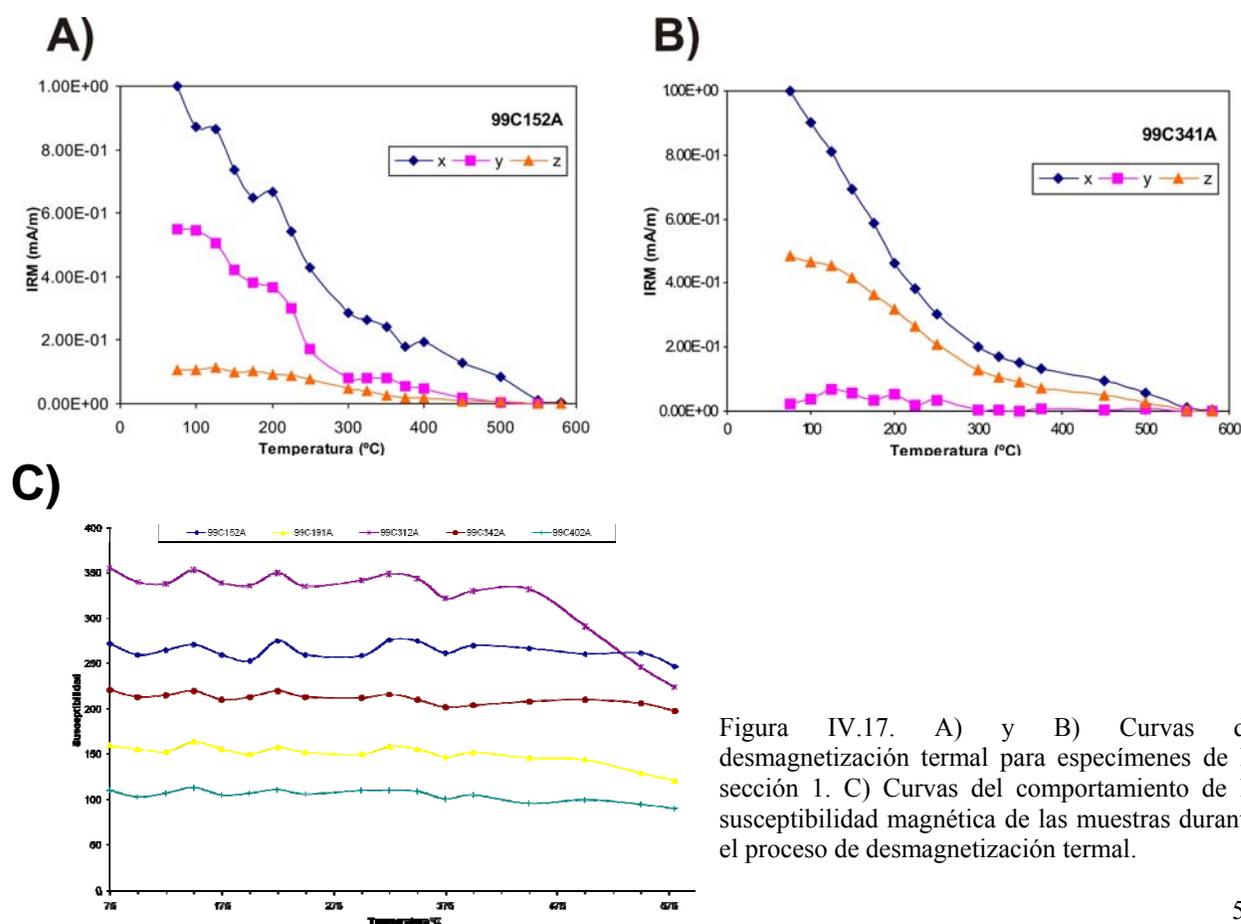


Figura IV.17. A) y B) Curvas de desmagnetización térmica para especímenes de la sección 1. C) Curvas del comportamiento de la susceptibilidad magnética de las muestras durante el proceso de desmagnetización térmica.

2) Sección 2

Para 99C012A (fig. IV.18.A) la fracción de media coercitividad se observa una inflexión menor a los 350°C debido a la presencia de titanomagnetita y finalmente alcanza la desmagnetización total a los 580°C, lo cual indica la presencia de magnetita. La curva de coercitividad alta muestra una sola tendencia y se desmagnetizó completamente a los 325°C, esto puede indicar la presencia de titanomagnetitas pobres en Ti. En la muestra 99C022A (fig. IV.18.B), la fracción de baja coercitividad presenta una inflexión a los 300°C y alcanza la desmagnetización total a los 580°C; esto mismo se puede observar en la fracción de media coercitividad en la inflexión de 300°C. Para la fracción de mayor coercitividad se desmagnetiza completamente a los 350°C, indicando la presencia de titanomagnetitas pobres en titanio.

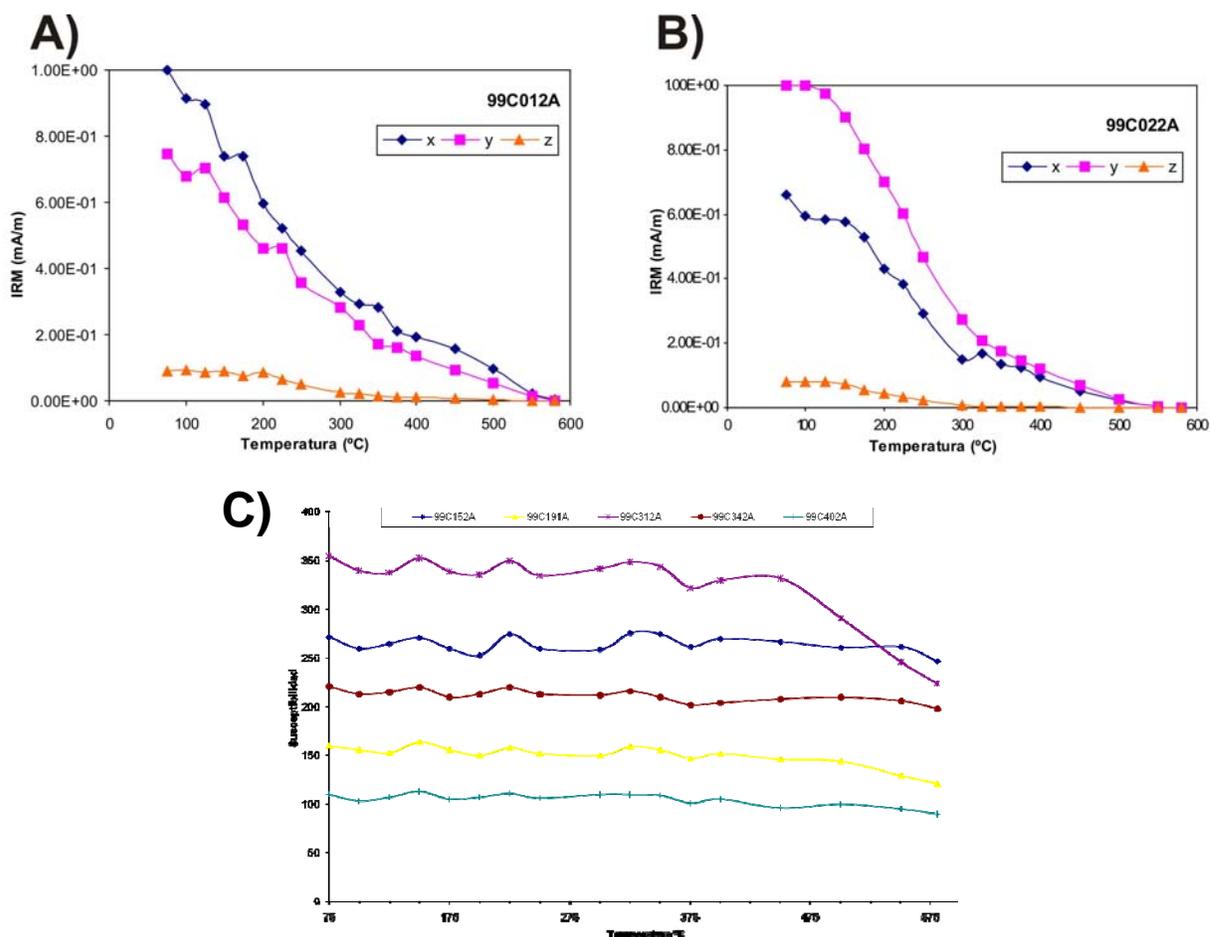


Figura IV.18. A) y B) Curvas de desmagnetización termal para especímenes de la sección 2. C) Curvas del comportamiento de la susceptibilidad magnética de las muestras durante el proceso de desmagnetización termal.

En la sección 1 la mayoría logran mayor estabilidad a partir de los 175°C y logran la desmagnetización total a los 580°C. En la sección 2, se observa mayor dispersión y logran estabilidad a partir de los 250°C, dependiendo del caso, aunque también completan la desmagnetización entre los 550 y 580°C. La mineralogía magnética encontrada de acuerdo con los análisis anteriores se concreta en magnetita, titanomagnetita pobre en titanio y titanomagnetitas.

IV.2.2 Columnas magnetoestratigráficas

Las direcciones finales se establecieron teniendo en cuenta los valores a partir de los 15 mT, utilizando el método de análisis en componentes principales de Kirschvink (1980). A continuación se calcularon las direcciones promedio usando la estadística de Fisher (1953).

Para la sección 1, la dirección media de las polaridades normales (fig. IV.19) son: declinación 359.0° inclinación 12.1°, ($\alpha_{95}=13.9^\circ$ $\kappa=10$); y para la polaridad inversa, declinación 161, inclinación -2.4 ($\alpha_{95}= 16$ $\kappa= 11$). Los valores de α_{95} son relativamente altos, indicando que los datos se encuentran dispersos, esto puede ser debido a que el número de muestras usadas es insuficiente y en algunos casos por muestras menos estables, sin embargo permiten tener un dato preciso de declinaciones e inclinación.

Para la sección 2, la dirección media de las polaridades normales (fig. IV.20) son: declinación 353.4°, inclinación 12.4°, ($\alpha_{95}= 9.1^\circ$ $\kappa= 15$). Las declinaciones y las inclinaciones obtenidas para la componente primaria de cada nivel se utilizaron para obtener la paleolatitud del polo geomagnético virtual (PGV). Para esta sección, se tiene una sola polaridad normal (N1), en todos los niveles medidos (fig. IV.20.B).

Las declinaciones y las inclinaciones obtenidas para la componente primaria de cada nivel se utilizaron para obtener la paleolatitud del polo geomagnético virtual (PGV). En esta sección se obtuvieron dos intervalos con polaridades normales y tres intervalos con polaridades inversas (fig. IV.21.A). La presencia de polaridades normales e inversas con campos mayores a 10mT y en algunos casos sin alcanzar la desmagnetización total sugiere que la magnetización de las muestras es primaria. Los primeros 4 niveles estratigráficos presentan polaridad inversa (R1), continúa un intervalo de 15 m aproximadamente de polaridad normal conformada por 3 niveles

(N1). Continúa un intervalo con 3 niveles de 34 m de polaridad inversa (R2), luego 7 niveles de aproximadamente 67 m con polaridad normal (N2), termina la sección 1 nivel de 11 m de polaridad inversa (R3) (fig. IV.21.A).

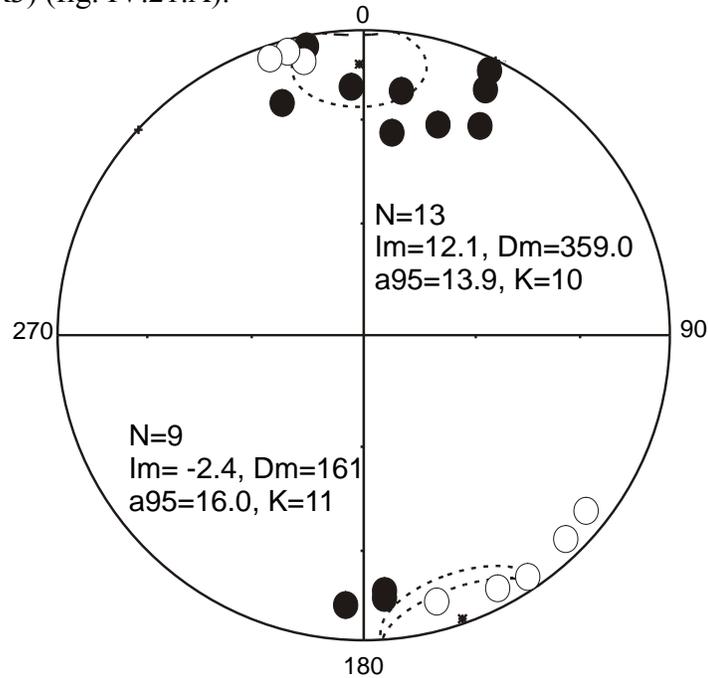


Figura IV.19. Proyección estereográfica de las direcciones primarias de cada muestra después de la corrección estratigráfica para la sección 1.

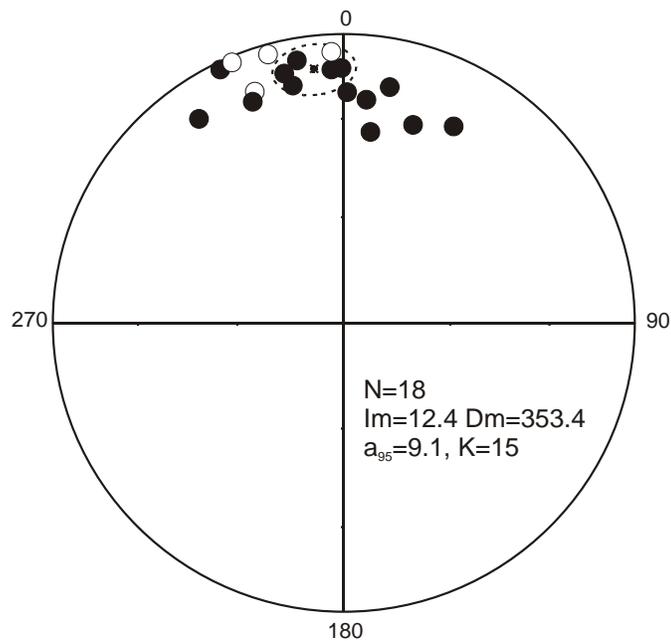


Figura IV.20. Proyección estereográfica de las direcciones primarias de cada muestra después de la corrección estratigráfica para la sección 2.

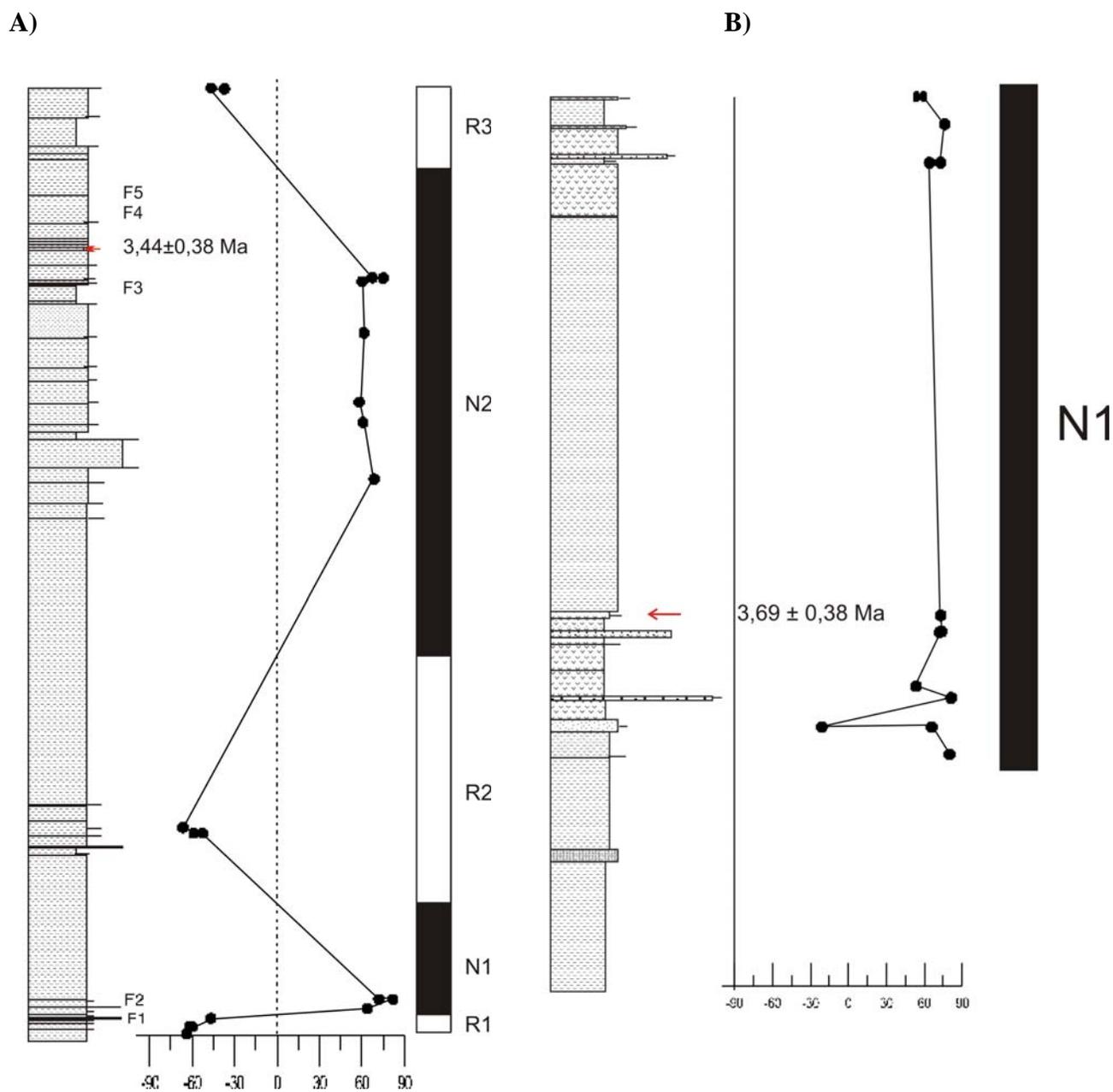


Figura IV.21. A) Proyección de la paleolatitud del polo geomagnético virtual en función de la posición estratigráfica para la sección 1 (simplificada). B) Proyección de la paleolatitud del polo geomagnético virtual en función de la posición estratigráfica para la sección 2 (simplificada).

V. DISCUSIÓN

En este capítulo se hace un análisis de los resultados obtenidos en este trabajo para poder establecer algunos aspectos significativos de la evolución geológica del Plioceno temprano en la región del sistema lacustre de Chapala.

La ocurrencia de los horizontes de ceniza volcánica en las columnas levantadas permite establecer la primera correlación directa entre ellas (fig.V.1). Así mismo, esta secuencia se encuentra dentro de la unidad descrita por Delgado-Granados (1992) como la Formación Arroyo Hondo (Grupo Chapala) teniendo en cuenta la estratigrafía del área y la datación de la ceniza reportada con edad de 4.2 ± 0.11 Ma por el método de K-Ar (Allan et al., 1991) en esta unidad, se puede correlacionar con la base de la misma. Por la distancia existente entre los afloramientos, este horizonte de ceniza, se considera como un horizonte guía de la secuencia en la zona cercana del Lago de Chapala.

Los fósiles recolectados fueron identificados como *Sigmodon minor*, *Sigmodon medius*, *Neotoma* cf. *sawrockensis* y *Sigmodon* sp. (fig.V.3). La ocurrencia de estos taxa sugiere que se trata de una asociación de edad blanca puesto que los alcances temporales para dicha fauna coinciden para el intervalo de tiempo del Blancano (fig.V.3). Tanto la asociación faunística como los resultados obtenidos de la datación U-Pb indican que esta secuencia fue depositada durante el Plioceno temprano (± 4.3 - 3.3 Ma). El Blancano en la escala de tiempo geológico, corresponde a una etapa en las Edades de Mamíferos Terrestres de América del Norte (NALMA, por sus siglas en inglés). Cronológicamente abarca desde 4.75 Ma hasta 1.8 Ma; Lindsay et al. (1984) ubicaron el límite entre Henfiliano y Blancano en el Plioceno temprano aproximadamente a 4.5Ma, Repenning (1987) lo ubica en 4.8Ma basado en la migración de *Mimomys* y *Nebraskomys*. El Blancano se considera que abarca desde el Plioceno temprano-medio hasta el inicio del Pleistoceno, después del Henfiliano y antes del Irvingtoniano.

El Plioceno temprano en América del Norte fue un periodo de transición para muchos grupos de mamíferos, especialmente para los roedores, debido a que algunos grupos se extinguieron y otros aparecieron durante el límite entre el Henfiliano y Blancano (Martin et al., 2002a). Entre estos se pueden mencionar *Peromyscus*, *Neotoma*, *Baiomys*, con registro desde el Henfiliano; y de *Reithrodontomys* y *Sigmodon* a partir del Blancano en lugares como las Grandes Planicies (EU).

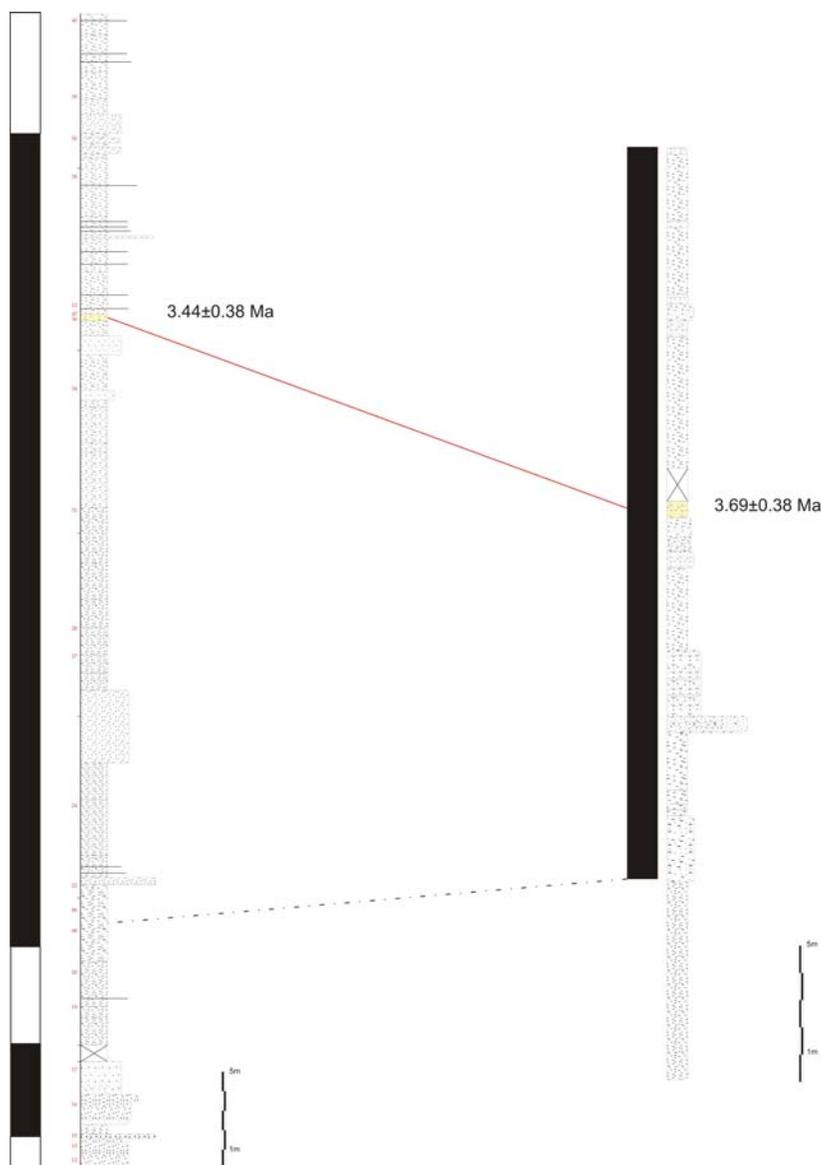


Figura V.1. Correlación de las columnas del área de estudio teniendo en cuenta la datación hecha por medio de U-Pb en zircons de la ceniza usada como horizonte guía en ambas secciones.

El género *Sigmodon* tiene el registro fósil más antiguo en el Desierto de Anza-Borrego (S de California) aproximadamente a los 4.3 Ma (Morgan y Lucas, 2003), en el límite del Henfiliano/Blancano; también se encuentra en Kansas y Nuevo México desde el Blancano temprano (fig. V.2). El registro fósil de *Neotoma* inicia desde el Henfiliano en Sawrock Canyon, Kansas.

En el estado de Jalisco se han reportado varias especies de roedores entre los que se pueden mencionar *Sciurus*, *Hydrochoerus*, *Nechoerus*, *Neotoma*, *Sigmodon*, entre otros que han sido recolectados en sedimentos pleistocénicos en la localidad del Lago de Chapala (Downs, 1958). Recientemente, Carranza-Castañeda (2006) describió la fauna de edad henfiliana donde incluyó *Copemys valensis*, *Calomys* sp., *Neotoma* sp.

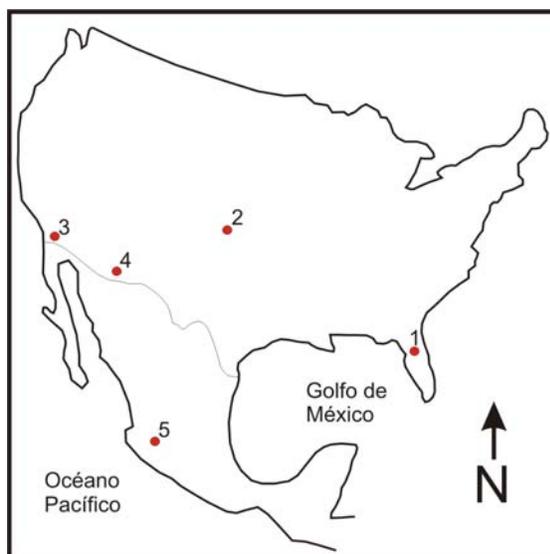


Figura V.2. Mapa esquemático de los depósitos fósiles de *Sigmodon* en América del Norte durante el Blancano. 1= Florida (*Sigmodon minor*), 2= Kansas (*Sigmodon minor* y *Sigmodon medius*), 3= California (*Sigmodon medius*), 4= Arizona (*Sigmodon medius* y *Sigmodon minor*), 5= Jalisco (*Sigmodon minor*, *Sigmodon medius*, *Sigmodon* sp.). Modificado de Martin (1986)

Sigmodon ha sido registrado en varias localidades pleistocénicas del país, hasta ahora el reporte más antiguo provenía de la localidad El Golfo en Sonora de edad irvingtoniana (Lindsay, 1984), los demás registros provienen de Yucatán (Woodman, 1995), Tamaulipas (Dalquest y Roth, 1970), Nuevo León (Jakway, 1958) y son de edad Pleistoceno, principalmente rancholabranas. Por lo que este es el registro de *Sigmodon* más antiguo para el país, y el segundo más antiguo de América del Norte después del reportado en la localidad de Anza-Borrego.

Durante el Plioceno el clima era más cálido que en la actualidad, el pico de calor se alcanzó entre los 3 y 4 Ma (<http://www.esd.ornl.gov/projects/gen/pliocene.html>) posteriormente, aproximadamente a partir de los 2 Ma ocurrió un enfriamiento y se dio una amplia cobertura de los hielos polares lo que agudizó la tasa de cambio de temperatura entre el ecuador y los polos. Adicionalmente el nivel del mar era más alto, por lo que los continentes se subdividían en áreas

más pequeñas sino que pero también produjo climas más suaves, más húmedos y menos estacionales en las regiones internas de estos continentes. (Cox, 2000).

Aunque no se cuenta con suficiente evidencia para establecer el paleoambiente del área durante esta época, se sabe que el hábitat de los cricétidos varía entre pastizales, prados, bosques, desiertos, lagos, estanques, arroyos y pantanos. Teniendo en cuenta que la mayoría de los fósiles fueron recolectados en los niveles de arenas medias y gruesas, se puede inferir que el ambiente donde vivieron los roedores era en las laderas de la montaña que se encuentra al NW de la sección estudiada (ésta corresponde al denominado Grupo Travesaño) y que fueron depositados por medio de corrientes pequeñas.

Los datos paleomagnéticos obtenidos permiten la correlación de la secuencia con la escala geomagnética, la correlación estratigráfica también se hizo teniendo en cuenta los fósiles de molares de roedores encontrados en los niveles mencionados con anterioridad. De acuerdo con las dataciones magnetoestratigráficas, el tiempo de depositación para las secuencias descritas se encuentran dentro del intervalo de 4.3 a 3.3 Ma aproximadamente (fig. V.3, V.4).

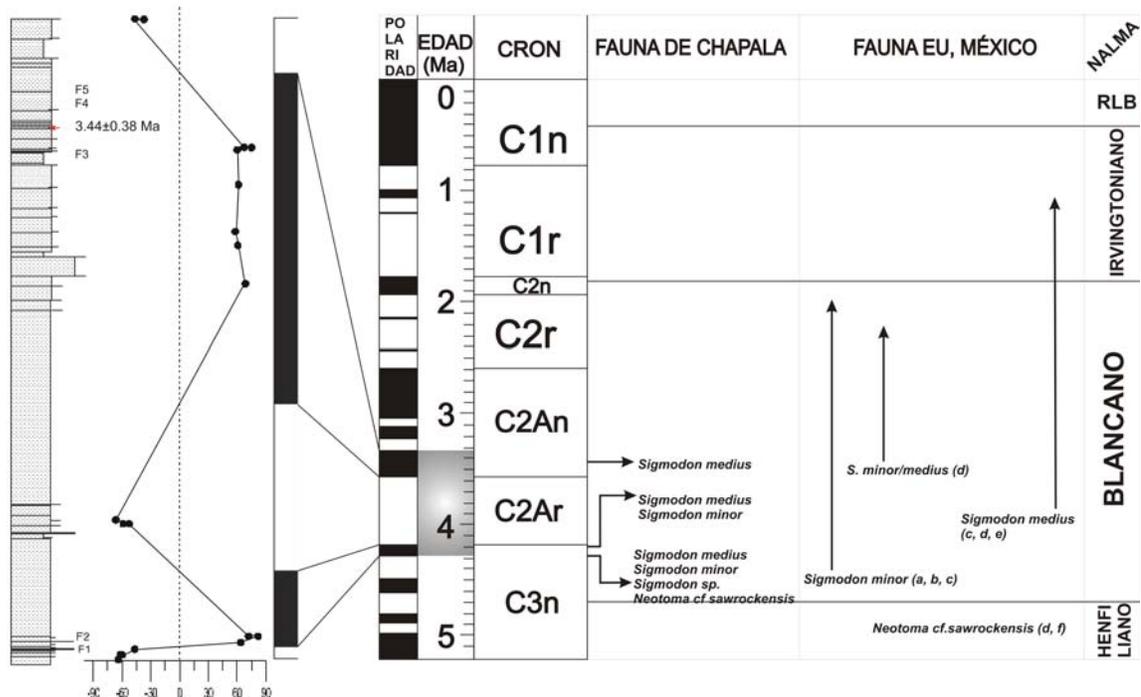


Figura V.3. Especies identificadas en la secuencia estudiada en Chapala. Localidades de EU con las especies reportadas usadas para la correlación bioestratigráfica. a. De Soto (Florida) (Ruez Jr, 2001); b. Meade Basin (Kansas)(Martin et al., 2002b; Martin et al., 2003; Peláez-Campomanes y Martin, 2005); c. Arizona, EU (Morgan et al., 2005); d. Rexroad, Deer Park, Beck Ranch (Texas), (Dalquest, 1978; Martin et al., 2002b); e. Nuevo México (Morgan, 2003); f. Borchert (Kansas), (Martin et al., 2003; Peláez-Campomanes y Martin, 2005).

La correlación con la escala geomagnética se hizo considerando la edad de Plioceno inferior de acuerdo con las observaciones biocronológicas de los fósiles presentes en la secuencia estudiada. La columna 1 tiene aproximadamente 80 m de espesor, en esta se obtuvieron 5 zonas magnéticas de las cuales 3 son inversas y 2 son normales (fig. V.4). La base de la secuencia se puede correlacionar con el crón C3n.1n (4.493 Ma) y el tope con el crón C2An.3n (3.330 Ma) (Gradstein et al., 2004). Los niveles fosilíferos 1 y 2 se correlacionan con el crón C3n.1r, los niveles 3, 4 y 5 con el crón C2An.1n. La secuencia en esta área abarcaría 1.163 Ma, pudiendo representar una tasa de sedimentación mínima de 7 cm/ka, la cual es una tasa de sedimentación baja.

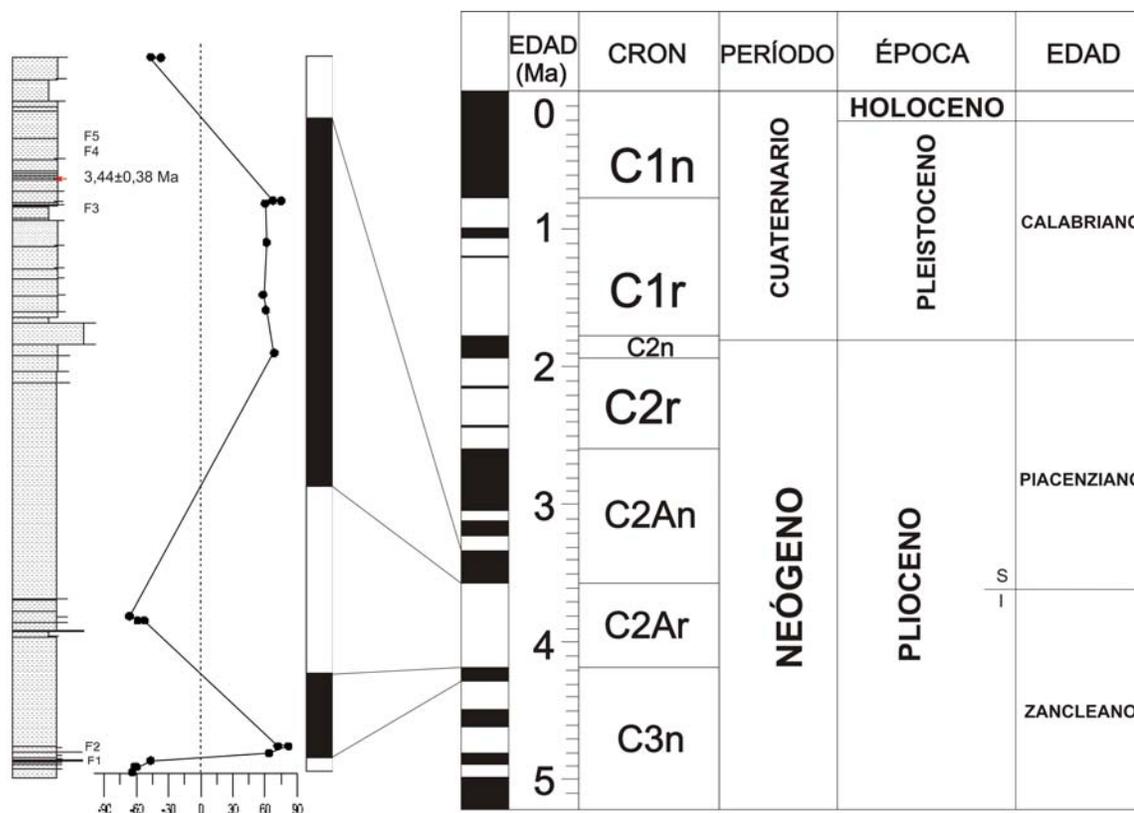


Figura V.4. Correlación de la secuencia con la escala de polaridades geomagnéticas de Gradstein et al. (2004).

Por otro lado, la columna 2 tiene aproximadamente 53 m, y teniendo en cuenta que esta abarca solo una zona magnética que se puede correlacionar con el crón C2An.3n (Gradstein et al., 2004), y que abarcaría 0.266 Ma (3.596-3.33 Ma), representando una tasa de sedimentación mínima de aproximadamente 19 cm/ka.

Las cuencas lacustres son sistemas cerrados que actúan como trampas en términos de cantidad de sedimento, el nivel del agua es controlado principalmente por el clima, la tectónica y el suministro de sedimentos, en comparación con la eustasia; sin embargo, las orillas varían rápidamente en periodos cortos de tiempo por los aspectos señalados con anterioridad. Las cuencas lacustres son comúnmente someras, agitadas por olas y el patrón de sedimentación depende fuertemente del tamaño del lago, la topografía de la cuenca y la subsidencia (Ilgar y Nemec, 2005). Dentro de los sistemas lacustres, la respuesta a los cambios climáticos incluye cambios en el volumen de agua del lago, controlado por la precipitación y la evaporación; y la tasa de suministro de sedimentos es controlada por el tipo de captación, tamaño y salida de agua.

Para la secuencia estudiada la cantidad de material volcánico en los sedimentos es importante, la depositación estaría controlada principalmente por la actividad tectónica y el levantamiento topográfico que se dio en este tiempo, junto con los cambios climáticos que pudieron provocar la variabilidad en el lago. Esto se reflejaría por la predominancia en el tipo de depositación lacustre como se ve en los estratos de arcillas y limos (90% de la columna), aunado a condiciones de los niveles altos del agua en el lago. Mientras que para los estratos delgados de arenas medias, gruesas y conglomeráticas, las condiciones serían menos húmedas, la disponibilidad de agua menor y la presencia de corrientes de agua menores formarían algunos de los canales pequeños que se observaron en campo.

Como se mencionó con anterioridad, la tasa de sedimentación del Lago de Chapala para el Plioceno temprano oscila entre los 7 y 19 cm/ka, que en general corresponde a los ambientes lacustres, o bien, a llanuras de inundación. Comparando con los depósitos fluviales y lacustres de la Formación Ngorora, en la parte central de Kenia (Saneyoshi et al., 2006), en donde se tienen tasas de sedimentación de 13 cm/ka y de 3 cm/ka, o con los depósitos fluviales de Samos (Grecia) con tasas de sedimentación calculadas en 12 cm/ka (Sen y Valet, 1986); o tasas de sedimentación entre 13 y 49 cm/ka en el Grupo Siwalik (Pakistán), los cuales son depósitos controlados por la actividad tectónica y cambios climáticos (Johnson et al., 1982). Por lo tanto se puede sugerir que la actividad tectónica, así como el clima local, son los procesos principales que controlaron la sedimentación en el Lago de Chapala (fig. V.5).

Sin embargo, Rosas-Elguera et al., (1993) argumentaron que la sedimentación no se llevó a cabo de forma sintectónica, por lo que las implicaciones de la tectónica extensional asociada al

desarrollo del rift de Chapala, solo se encuentran expresadas al basculamiento que tiene la secuencia de la formación Arroyo Hondo. Las secuencias lacustres del Lago de Chapala se encuentran representadas también por lutitas no consolidadas, intercaladas con areniscas de grano fino y diatomitas en horizontes delgados; o bien rellenando paleocanales conglomerados con fragmentos de andesitas (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998), cuarzoareniscas y rocas volcánicas silíceas asociadas que han sido relacionadas con grandes centros volcánicos, y los depósitos de caída de flujo asociados de 6.7 Ma a 4.2 Ma que conforman al Grupo Chapala mezclados con sedimentos lacustres indicando contemporaneidad de los procesos sedimentarios con los volcánicos (Delgado-Granados, 1992) (Fig. V.5).

Las secuencias vulcanosedimentarias presentes en el área son los rellenos de las cuencas estructurales. Los sedimentos estudiados fueron depositados en condiciones someras por lo que se pueden observar grietas de desecación y evidencias de fluctuaciones en el nivel y dimensiones del lago. Esto último es una consecuencia de la profundidad del Lago de Chapala, que puede considerarse como una gran planicie con inundaciones, pues su profundidad promedio es de 10 m.

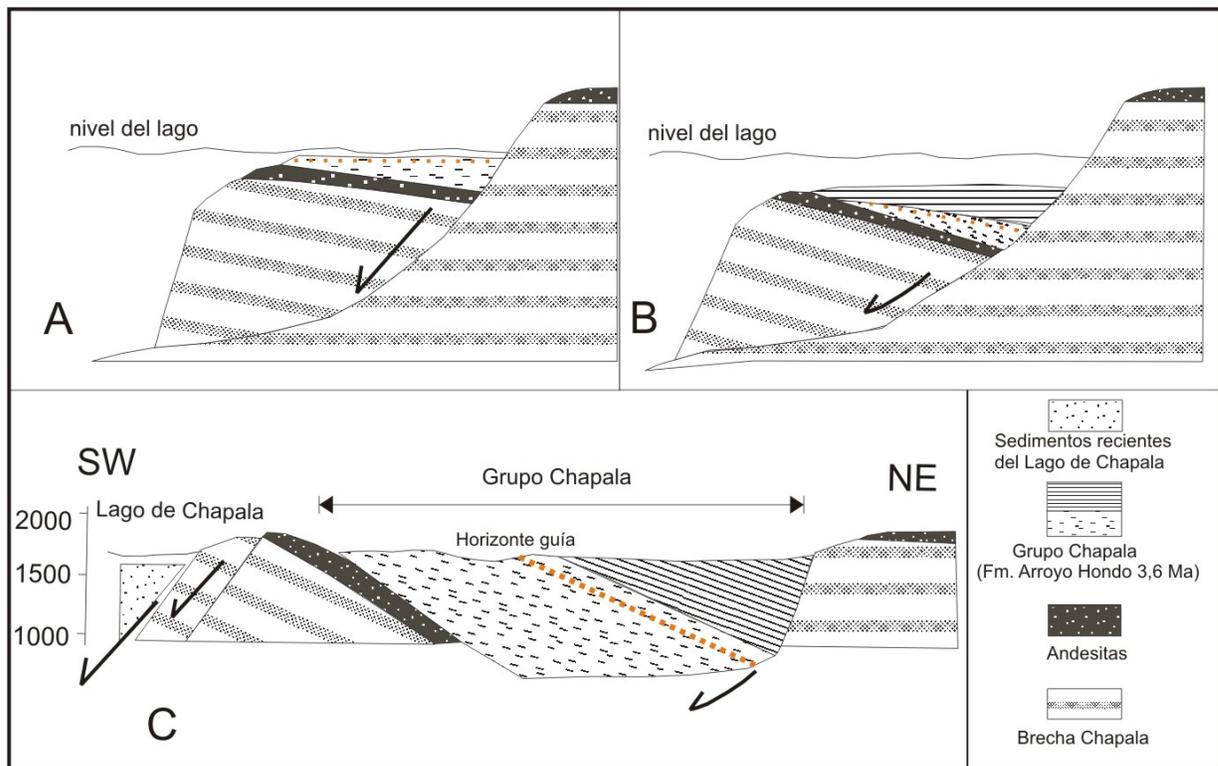


Figura V.5. Modelo evolutivo de la Fm. Arroyo Hondo (Grupo Chapala) como secuencia inicial del Lago de Chapala. Modificado de Rosas-Elguera et al., (1998).

Teniendo en cuenta que los sedimentos de la secuencia estudiada han sido correlacionados con la Formación Arroyo Hondo, que la mayoría de rocas relacionadas al rift de Chapala son volcánicas y que estos cubren las unidades volcánicas del Mio-Plioceno, se puede suponer que la sedimentación se inicia durante el Plioceno temprano, aproximadamente a los 4.3Ma (C3n.1n). Esto representaría el inicio de la sedimentación del Lago de Chapala con alternancia de arenas y lodos (Formación Arroyo Hondo, Delgado-Granados, 1992), en un ambiente lacustre somero, parecido a las llanuras de inundación. Y como se mencionó, la sedimentación no se desarrolló de forma sintectónica, por lo que la secuencia fue basculada por la actividad tectónica extensiva activa en la zona, representada por las fallas lístricas E-W reportadas por Delgado-Granados (1992) como consecuencia de la extensión N-S.

VI. CONCLUSIÓN Y SUMARIO

1. Utilizando diferentes métodos como la biocronología, la magnetoestratigrafía y la geocronología de U-Pb en zircones, se refinó la edad de la secuencia basal de la Cuenca del Lago de Chapala. Por medio de la magnetoestratigrafía se puede concluir que la edad de depósito de la misma está comprendida entre los 4.49 y 3.33 Ma aproximadamente, por lo que se corroboran las determinaciones bioestratigráficas que establecieron una asociación de fauna de edad blancana. Adicionalmente el depósito de ceniza volcánica presente en la secuencia estudiada fue datado por el método de U-Pb en zircones en 3.44 ± 0.38 Ma y en 3.68 ± 0.38 Ma, por lo tanto a la secuencia estudiada se le asignó una edad de Plioceno temprano.
2. Las determinaciones bioestratigráficas representan el registro fósil más antiguo hasta ahora conocido de *Sigmodon* en el país y el segundo más antiguo para América del Norte. Las especies identificadas en el presente trabajo (*Sigmodon minor*, *Sigmodon medius*, *Neotoma* cf. *sawrockensis* y *Sigmodon* sp.) constituyen una asociación faunística blancana.
3. Los sedimentos vulcanoclásticos de la secuencia presentan un comportamiento estable de la remanencia magnética en los procesos de desmagnetización tanto para campos alternos como en la desmagnetización térmica. Fue posible aislar la dirección de la remanencia original y así determinar PVG confiables.
4. Los resultados paleomagnéticos de la secuencia de aproximadamente 80 m de espesor, en esta se obtuvieron 5 zonas magnéticas (3 inversas y 2 normales). La base de la secuencia se puede correlacionar con el crón C3n.1n (4.493 Ma) y el tope con el crón C2An.3n (3.330 Ma), el intervalo de depositación es de 1.163 Ma, con una tasa de sedimentación mínima de 7 cm/ka.
5. La secuencia estudiada pertenece a depósitos de la Formación Arroyo Hondo, en el Grupo Chapala, caracterizada por alternancia de arenas, limos y arcillas pertenecientes a un ambiente lacustre somero con tasas de sedimentación entre los 7 y 19 cm/ka. La naturaleza de esta secuencia estuvo influenciada por la actividad volcánica, así como de

las condiciones climatológicas variables que propiciaron cambios en el nivel del Lago de Chapala.

6. El Grupo Chapala representa la base de la columna estratigráfica del sistema lacustre Chapala, por lo que la edad determinada mediante magnetoestratigrafía para esta unidad (± 4.4 Ma), representa el inicio de la sedimentación y de la construcción del Lago Chapala.
7. Finalmente, la tectónica extensiva asociada al rift de Chapala ocasionó un basculamiento en la secuencia de sedimentos de la Formación Arroyo Hondo, evidenciando el control estructural en las formaciones de la zona y modificando el sistema lacustre de Chapala hasta el que hoy en día conocemos.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Allan, J.F., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, Southwest Mexico; late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 97, p. 473-485.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I., Wopat, M. y Wallace, P.J., 1991, Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: an exotic terrane in the making: *The Gulf and Peninsular Province of California*: Tulsa, OK., American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, v. 47, p. 425-445.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb : *Chemical Geology*, v. 192, p. 59-79.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J. y Foudoulis, C., 2003, TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology: *Chemical Geology* v. 200 p. 155- 170.
- Butler, R., 1998, *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*, Blackwell Scientific Oxford.
- Cantwell, R.J., 1969, Fossil Sigmodon from the Tusker locality, 111 Ranch, Arizona: *Journal of Mammalogy*, p. 375-378.
- Carranza-Castañeda, O. y Espinosa-Arrubarrena, L., 1994, Late Tertiary equids from the State of Hidalgo, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 182-199.
- Carranza-Castañeda, O. y Miller, W., 2000, Selected late Cenozoic vertebrate localities in the states of Hidalgo and Guanajuato, Mexico, p. 3–47.
- Carranza-Castañeda, O. y Miller, W.E., 1988, Roedores caviomorfos de la Mesa Central de México, Blanco Temprano (Plioceno tardío) de la fauna local Rancho Viejo, Estado de Guanajuato: Informe Prelim., Univ. Nac. Autón. Méx. Inst. Geol. Rev, v. 7, p. 182-199.
- Carranza-Castañeda, O. y Walton, A.H., 1992, Cricetid rodents from the Rancho El Ocote Fauna, late Hemphillian (Pliocene), state of Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: *Revista*, v. 10, p. 71–93.
- Carranza Castañeda, O., 2006, Late Tertiary fossil localities in central Mexico, between 19–23 N: *Advances in late Tertiary vertebrate paleontology in Mexico and the Great American Biotic Interchange*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología and Centro de Geociencias, *Publicación Especial*, v. 4, p. 45–60.
- Casanovas-Vilar, I., 2007, The rodent assemblages from the Late Aragonian and the Vallesian (Middle to Late Miocene) of the Vallès-Penedès Basin (Catalonia, Spain), Doctoral thesis, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Cox, C., 2000, Plate tectonics, seaways and climate in the historical biogeography of mammals: *Memorias do Instituto Oswaldo Cruz*, v. 95, p. 509-516.
- Czaplewski, N., 1987, Sigmodont rodents (Mammalia; Muroidea; Sigmodontinae) from the Pliocene (early Blancan) Verde Formation, Arizona: *Journal of Vertebrate Paleontology*, p. 183-199.
- Cherniak, D. y Watson, E., 2001, Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, v. 172, p. 5-24.
- Dalquest, W., 1978, Early Blancan mammals of the Beck Ranch local fauna of Texas: *Journal of Mammalogy*, p. 269-298.

- Dalquest, W. y Roth, E., 1970, Late Pleistocene mammals from a cave in Tamaulipas, Mexico: *The Southwestern Naturalist*, p. 217-230.
- Dawson, M., 1977, Late Eocene rodent radiations: North America, Europe and Asia: *Geobios, Mémoire Spéciale*, v. 1, p. 195-209.
- Delgado-Granados, H., 1992, *Geology of the Chapala rift [Ph. D. thesis]: Faculty of Science, Tohoku University, Japan*, v. 283.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T. y Masso, B., 1995, Southwestward volcanic migration in the western Transmexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofísica Internacional* v. 34p. 341-352.
- Dickin, A., 2005, *Radiogenic isotope geology: London, Cambridge University press.* , 492 p.
- Downs, T., 1958, Fossil vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco (resumen), *Volume 7*, p. 75-77.
- Ferrari, L., 2004, Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: *Geology*, v. 32, p. 77-80.
- Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P. y Venegas-Salgado, S., 2003, Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, p. 165-181.
- Ferrusquia-Villafranca, I., 1977, Distribution of Cenozoic vertebrate faunas in Middle America and problems of migration between North and South America: *Conexiones terrestres entre Norte y Sudamérica*, p. 193–321.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1990, Regionalización biogeográfica. Mapa IV. 8.10: *Atlas Nacional de México*, v. 3.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J., Denison, R., McDowell, F. y Solorio-Munguía, J., 1974, Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones de la Mixteca Alta y Valle de Oaxaca: *Estado de Oaxaca: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 26, p. 249-262.
- Fisher, R., 1953, Dispersion on a sphere: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, p. 295-305.
- Gilbert, C., Mahood y G., C., I, 1985, Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 169-191.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. y Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 57, p. 227-285.
- Gradstein, F. y Ogg, J., 2004, *Geologic Time Scale 2004-why, how, and where next!: Lethaia*, v. 37, p. 175-181.
- Gradstein, F., Ogg, J. y Smith, A., 2004, *A Geologic Time Scale 2004*, 589 pp: University, Cambridge.
- Hunt, C., Moskowitz, B. y Banerjee, S., 1995, Magnetic properties of rocks and minerals: *Rock physics and phase relations: A handbook of physical constants*, v. 3, p. 189–204.
- Ilgar, A. y Nemeç, W., 2005, Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey: *Sedimentary Geology*, v. 173, p. 233-275.
- Jakway, G., 1958, Pleistocene Lagomorpha and Rodentia from the San Josecito Cave, Nuevo Leon, Mexico: *Transactions of the Kansas Academy of Science (1903)*, p. 313-327.
- Johnson, N., Opdyke, N., Johnson, G., Lindsay, E. y Tahirkheli, R., 1982, Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 37, p. 17-42.

- Katari, K., Tauxe, L. y King, J., 2000, A reassessment of post-depositional remanent magnetism: preliminary experiments with natural sediments: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 183, p. 147-160.
- Kirschvink, J., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data: *Geophys. JR Astron. Soc*, v. 62, p. 699-718.
- Korth, W., 1994, *The Tertiary record of rodents in North America*, Plenum Publishing Corporation.
- Kowallis, B., Heaton, J. y Bringhurst, K., 1986, Fission-track dating of volcanically derived sedimentary rocks: *Geology*, v. 14, p. 19-22.
- Kowallis, B., Swisher, C., Carranza-Castaneda, O., Miller, W., Tingey, G. y Cordoba-Mendez, D., 1998, *Avances en Investigación, Paleontología de Vertebrados*, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, *Avances en Investigación, Publicación Especial n. 1*.
- Lindsay, E., 1984, Late Cenozoic mammals from northwestern Mexico: *Journal of Vertebrate Paleontology*, p. 208-215.
- Lowrie, W., 1990, Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties: *Geophys. Res. Lett.*, v. 17, p. 159-162.
- Ludwig, K.L., 2008, Isoplot 3.7. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center: Special Publication, v. No. 4 rev. August 26, p. 77 pp.
- Martin, R., 1986, Energy, ecology, and cotton rat evolution: *Paleobiology*, p. 370-382.
- Martin, R., Goodwin, H. y Farlow, J., 2002a, Late Neogene (Late Hemphillian) rodents from the Pipe Creek Sinkhole, Grant County, Indiana: *Journal of Vertebrate Paleontology*, p. 137-151.
- Martin, R., Honey, J., Peláez-Campomanes, P., Goodwin, H., Baskin, J. y Zakrzewski, R., 2002b, Blancan lagomorphs and rodents of the Deer Park assemblages, Meade County, Kansas, Volume 76, *Paleontological Soc*, p. 1072-1090.
- Martin, R., Hurt, R., Honey, J. y Peláez-Campomanes, P., 2003, Late Pliocene and early Pleistocene rodents from the northern Borchers Badlands (Meade County, Kansas), with comments on the Blancan-Irvingtonian boundary in the Meade Basin, Volume 77, *Paleontological Soc*, p. 985-1001.
- Miller, W. y Carranza-Castañeda, O., 1984, Late Cenozoic mammals from central Mexico: *Journal of Vertebrate Paleontology*, p. 216-236.
- Montellano-Ballesteros, M. y Jiménez-Hidalgo, E., 2006, Mexican Fossil Mammals, Who, Where and When?: *Studies on Mexican Paleontology*, p. 249.
- Moore, G., Marone, C y Carmichael, I., Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 383-394.
- Morgan, G. y Lucas, S., 2003, Mammalian biochronology of Blancan and Irvingtonian (Pliocene and early Pleistocene) faunas from New Mexico: *Bulletin of the American Museum of Natural History*, v. 279.
- Morgan, G., White Jr, R. y White, R., 2005, Miocene and Pliocene vertebrates from Arizona: *Vertebrate Paleontology in Arizona*, Heckert, AB, and Lucas, SG, eds., *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, v. 29, p. 115-136.
- Palmer, R., 1926, Tectonic setting of Lago de Chapala: *Pan-Am. Geol.*, v. 45, p. 125-134.
- Peláez-Campomanes, P. y Martin, R., 2005, The Pliocene and Pleistocene history of cotton rats in the Meade basin of southwestern Kansas: *Journal of Mammalogy*, v. 86, p. 475-494.

- Repenning, C., 1987, Biochronology of the microtine rodents of the United States: Cenozoic Mammals of North America. University of California Press, Berkeley, p. 236–268.
- Righter, K. y Rosas-Elguera, J., 2001, Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican Volcanic Belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields: *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2333-2361.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M., Prieto, J. y Lee, J., 2003, Counterclockwise rotation of the Michoacan block: implications for the tectonics of western Mexico: *International Geology Review*, v. 45, p. 814-826.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Lopez Martinez, M. y Urrutia-Fucugauchi, U., 1997, Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-Junction area, western México: *International Geology Review*, v. 39, p. 125-140.
- Rosas-Elguera, J., Nieto-Obregon, J. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Ambiente estructural en la frontera Norte del bloque Jalisco: *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Unión Geofís. Mex. Monogr*, v. 1, p. 175-192.
- Rosas-Elguera, J. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, Tectonic Control of the Volcano-Sedimentary Sequence of the Chapala Graben, Western Mexico: *International Geology Review*, v. 40, p. 350-362.
- Ruez Jr, D.R., 2001, Early Irvingtonian (latest Pliocene) rodents from Inglis 1C, Citrus County, Florida: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 21, p. 153-171.
- Rufolo, S., 1998, Taxonomy and Significance of the Fossil Mammals of Lake Chapala, Jalisco, Mexico, Brigham Young University. Dept. of Geology.
- Saneyoshi, M., Nakayama, K., Sakai, T., Sawada, Y. y Ishida, H., 2006, Half graben filling processes in the early phase of continental rifting: The Miocene Namurungule Formation of the Kenya Rift: *Sedimentary Geology*, v. 186, p. 111-131.
- Sen, S. y Valet, J., 1986, Magnetostratigraphy of late Miocene continental deposits in Samos, Greece: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 80, p. 167-174.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009, U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. : *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. Accepted for publication April 20th, 2009.
- Stacey, J. y Kramers, J., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Steiger, R. y Jager, E., 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359–362.
- Tauxe, L., 1998, *Paleomagnetic principles and practice*, Kluwer Academic Publishers.
- , 2007, *Lectures in Paleomagnetism: AGU Short Course*.
- Tauxe, L. y Kent, D., 1984, Properties of a detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments: *Geophysical Journal International*, v. 76, p. 543-561.
- Tera, F. y Wasserburg, G., 1972, U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 281-304.
- Tomida, Y., 1987, Small mammal fossils and correlation of continental deposits: Safford and Duncan Basins, Arizona, USA: National Science Museum, Tokyo, Japan.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Rosas-Elguera, J., 1994, Paleomagnetic study of the eastern sector of chapala lake and implications for the tectonics of west-central Mexico: *Tectonophysics*, v. 239, p. 61-71.

- Verosub, K., 1977, Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments: *Rev. Geophys.*, v. 15, p. 129-143.
- Wetherill, G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages: I. *Trans Am. Geophys. Union*, v. 37, p. 320-326.
- , 1963, Discordant uranium-lead ages, II. Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium.: *Journal Geophysics Research*, v. 68, p. 2957-2965.
- Woodman, N., 1995, Morphological variation between Pleistocene and recent samples of *Cryptotis* (Insectivora: Soricidae) from the Yucatan Peninsula, Mexico: *Journal of Mammalogy*, p. 223-231.
- Zárate-del Valle, P. y Simoneit, B., 2005, La generación de petróleo hidrotermal en sedimentos del Lago Chapala y su relación con la actividad geotérmica del rift Citala en el estado de Jalisco, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 358-370.
- Zijderveld, J., 1967, AC demagnetization of rocks: analysis of results: *Methods in paleomagnetism*, p. 254–286.

Otras referencias

<http://animaldiversity.ummz.umich.edu>

<http://www.esd.ornl.gov/projects/gen/pliocene.html>

Chapala 1. (#) Número de análisis

ppm				CORRECTED RATIOS								CORRECTED AGES (Ma)								
U	Th	Th/U	#	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1s$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1s$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 1s$
276	98	0.31	3	0.0987	0.01797	0.00825	0.00167	0.00061	0.00003	0.00018	0.00001	0.41	3.9	0.2	8	2	1600	358	3.6	0.2
206	102	0.44	4	0.04608	0.01309	0.00457	0.00165	0.00072	0.00006	0.00108	0.00043	0.46	4.6	0.4	5	2	2	436	22	9
161	96	0.53	5	0.04991	0.01999	0.00377	0.00162	0.00055	0.00003	0.00017	0.00005	0.33	3.5	0.2	4	2	191	666	3.5	1
144	54	0.33	7	0.07532	0.01807	0.00764	0.00187	0.00074	0.00004	0.00037	0.00005	0.2	4.8	0.3	8	2	1077	505	7	1
433	375	0.77	8	0.05751	0.01154	0.0038	0.00087	0.00048	0.00002	0.00015	0.00001	0.38	3.1	0.1	3.9	0.9	511	419	3	0.2
211	67	0.28	10	0.04618	0.00237	0.00381	0.00028	0.0006	0.00003	0.00031	0.00008	0.35	3.9	0.2	3.9	0.3	7	105	6	2
415	153	0.33	11	0.07354	0.01728	0.00548	0.00139	0.00054	0.00003	0.00016	0.00002	0.31	3.5	0.2	6	1	1029	496	3.3	0.3
513	220	0.38	14	0.04669	0.00635	0.00303	0.00046	0.00047	0.00002	0.00016	0.00002	0.25	3	0.1	3.1	0.5	34	260	3.2	0.5
121	45	0.33	15	0.06995	0.02686	0.00608	0.00259	0.00063	0.00004	0.00019	0.00006	0.45	4.1	0.3	6	3	927	787	4	1
203	53	0.23	16	0.06363	0.02082	0.00447	0.00153	0.00051	0.00003	0.00016	0.00006	0.27	3.3	0.2	5	2	729	649	3	1
166	45	0.24	17	0.07589	0.02363	0.00701	0.00231	0.00067	0.00004	0.0002	0.00005	0.31	4.3	0.3	7	2	1092	670	4.1	0.9
162	51	0.28	19	0.41198	0.05908	0.26691	0.06327	0.0047	0.00089	0.02796	0.00734	0.8	30	6	240	51	3953	219	557	144
62	11	0.17	21	0.62914	0.05387	0.40905	0.05676	0.00472	0.00051	0.04887	0.00573	0.79	30	3	348	41	4577	124	964	110
218	80	0.33	22	0.04629	0.01254	0.00333	0.00097	0.00052	0.00003	0.00018	0.00006	0.3	3.4	0.2	3.4	1	13	422	4	1
173	43	0.22	24	0.07256	0.01945	0.00657	0.00184	0.00066	0.00003	0.0002	0.00004	0.25	4.2	0.2	7	2	1002	565	4	0.8
250	104	0.37	25	0.08813	0.01792	0.00685	0.00151	0.00056	0.00003	0.00017	0.00001	0.33	3.6	0.2	7	2	1385	420	3.4	0.2

Chapala 2

ppm				CORRECTED RATIOS									CORRECTED AGES (Ma)							
U	Th	Th/U	#	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1s	ρ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1s
1548	2063	1.33	1	0.15061	0.0121	0.01836	0.00218	0.00088	0.00004	0.00025	0.00002	0.9	5.7	0.3	18	2	2353	123	5.1	0.4
731	485	0.66	2	0.12907	0.02647	0.01097	0.00277	0.00062	0.00003	0.00018	0.00001	0.9	4	0.2	11	3	2085	335	3.5	0.1
445	176	0.39	3	0.20875	0.03068	0.01638	0.00316	0.00057	0.00003	0.00015	0.00001	0.9	3.7	0.2	16	3	2896	218	3.1	0.1
536	230	0.43	4	0.16033	0.03526	0.01275	0.00347	0.00058	0.00003	0.00016	0.00001	0.9	3.7	0.2	13	3	2459	348	3.2	0.2
588	355	0.60	5	0.20822	0.01331	0.02305	0.00263	0.0008	0.00005	0.00031	0.00005	0.9	5.2	0.3	23	3	2892	93	6	1
2699	3173	1.18	6	0.065	0.00588	0.00411	0.00045	0.00046	0.00001	0.00015	0.00001	0.9	3	0.1	4.2	0.5	774	171	3	0.2
525	392	0.75	8	0.10326	0.01737	0.00751	0.00166	0.00053	0.00003	0.00015	0.00001	0.9	3.4	0.2	8	2	1684	308	3.1	0.1
420	153	0.36	9	0.26926	0.08914	0.02478	0.00951	0.00067	0.00004	0.00033	0.00005	0.9	4.3	0.3	25	9	3302	596	7	1
553	321	0.58	10	0.06612	0.02459	0.0056	0.00226	0.00061	0.00002	0.00019	0.00005	0.8	4	0.2	6	2	810	663	4	1
598	258	0.43	11	0.11533	0.01468	0.01191	0.00193	0.00075	0.00003	0.00024	0.00002	0.9	4.8	0.2	12	2	1885	215	4.9	0.4
766	313	0.41	12	0.1105	0.01642	0.01062	0.00199	0.0007	0.00003	0.0002	0.00001	0.9	4.5	0.2	11	2	1808	263	4.1	0.1
1065	964	0.91	13	0.09162	0.01989	0.00677	0.00171	0.00054	0.00002	0.00016	.	0.9	3.5	0.1	7	2	1460	420	3.2	0.1
309	65	0.21	15	0.24098	0.07422	0.01859	0.00727	0.00056	0.00005	0.00015	0.00056	0.9	3.6	0.4	19	7	3126	824	3	11
726	317	0.44	16	0.08396	0.01626	0.0068	0.00153	0.00059	0.00002	0.00017	.	0.9	3.8	0.1	7	2	1292	430	3.5	0.1
560	190	0.34	17	0.10199	0.03181	0.00788	0.00296	0.00056	0.00004	0.00016	0.00002	0.9	3.6	0.3	8	3	1661	723	3.3	0.4
1296	838	0.65	18	0.06582	0.01202	0.00417	0.00093	0.00046	0.00002	0.00014	.	0.9	3	0.1	4.2	0.9	801	407	2.8	0.1
2208	2154	0.98	21	0.07046	0.0145	0.00584	0.00154	0.0006	0.00004	0.00041	0.00004	0.9	3.9	0.3	6	2	942	419	8.3	0.8
355	136	0.38	22	0.07882	0.02909	0.0071	0.0029	0.00065	0.00003	0.0002	0.00006	0.9	4.2	0.2	7	3	1168	737	4	1
295	35	0.12	23	0.18761	0.0392	0.01989	0.00525	0.00077	0.00005	0.00021	0.00001	0.9	5	0.3	20	5	2721	360	4.3	0.3
2038	2855	1.40	25	0.05556	0.00735	0.00368	0.00062	0.00048	0.00002	0.00015	0.00001	0.9	3.1	0.1	3.7	0.6	435	278	3	0.2

Anexo 2. Tabla de las medidas reportadas de los molares de roedores (Czaplewski, 1987; Martin et al., 2002; Martin et al., 2003; Peláez-Campomanes y Martin, 2005; Tomida, 1987) que se usaron para las comparaciones e identificación de las especies de este trabajo.

Especie	molar	N	media	largo	media	ancho
<i>Sigmodon minor</i>	M1	1	1.89	1.9	1.48	1.4-1.56
<i>Sigmodon minor</i>	M1	8	2.16	1.96-2.33	1.67	1.54-1.85
<i>Sigmodon minor</i>	M2	1	1.26	-	1.21	-
<i>Sigmodon minor</i>	M2	4	1.44	1.4-1.5	1.52	1.38-1.64
<i>Sigmodon minor</i>	M3	1	1.25	-	1.35	-
<i>Sigmodon minor</i>	M3	4	1.48	1.39-1.57	1.45	1.23-1.61
<i>Sigmodon minor</i>	m1	38	1.88	1.72-2.07	1.31	1.17-1.48
<i>Sigmodon minor</i>	m1	2	1.85	1.85-1.85	1.19	1.18-1.19
<i>Sigmodon minor</i>	m1	39	1.98	1.8-2.26	1.43	1.27-1.58
<i>Sigmodon minor</i>	m1	7	1.99	1.91-2.08	1.38	1.23-1.56
<i>Sigmodon minor</i>	m2	40	1.38	1.22-1.54	1.42	1.2-1.55
<i>Sigmodon minor</i>	m2	3	1.34	1.27-1.41	1.32	1.18-1.48
<i>Sigmodon minor</i>	m2	1	1.37	-	1.27	-
<i>Sigmodon minor</i>	m2	23	1.56	1.33-1.56	1.56	1.39-1.68
<i>Sigmodon minor</i>	m2	7	1.51	1.31-1.61	1.55	1.45-1.61
<i>Sigmodon minor</i>	m3	40	1.75	1.4-2.06	1.36	1.2-1.5
<i>Sigmodon minor</i>	m3	1	1.56	-	1.26	-
<i>Sigmodon minor</i>	m3	15	1.93	1.75-2.14	1.48	1.34-1.64
<i>Sigmodon minor</i>	m3	7	1.79	1.61-1.95	1.48	1.33-1.56
<i>Sigmodon minor</i>	m1	7	1.99	1.91-2.08	1.38	1.23-1.56
<i>Sigmodon minor</i>	m2	7	1.51	1.31-1.61	1.55	1.45-1.61
<i>Sigmodon minor</i>	m3	7	1.79	1.61-1.95	1.48	1.33-1.56
<i>Sigmodon minor</i>	M1	8	2.16	1.96-2.33	1.67	1.54-1.85
<i>Sigmodon minor</i>	M2	4	1.44	1.4-1.5	1.52	1.38-1.64
<i>Sigmodon minor</i>	M3	4	1.48	1.39-1.57	1.45	1.23-1.61
<i>Sigmodon medius</i>	M1	5	2.1	1.74-2.23	1.67	1.51-1.77
<i>Sigmodon medius</i>	M1	12	2.11	2.00-2.24	1.67	1.60-1.72
<i>Sigmodon medius</i>	M1	113	2.04	1.8-2.28	1.44	1.36-1.8
<i>Sigmodon medius</i>	M2	14	1.52	1.44-1.56	1.61	1.48-1.72
<i>Sigmodon medius</i>	M2	94	1.44	1.32-1.64	1.58	1.36-1.92
<i>Sigmodon medius</i>	M2	7	1.42	1.36-1.52	1.58	1.44-1.68
<i>Sigmodon medius</i>	M2	5	1.73	1.63-1.8	1.71	1.57-1.84
<i>Sigmodon medius</i>	M2	14	1.52	1.44-1.56	1.61	1.48-1.72
<i>Sigmodon medius</i>	M3	5	1.49	1.34-1.56	1.55	1.44-1.61

<i>Sigmodon medius</i>	M3	14	1.49	1.36-1.60	1.61	1.48-1.72
<i>Sigmodon medius</i>	M3	46	1.43	1.28-1.60	1.37	1.20-1.52
<i>Sigmodon medius</i>	m1	4	2.24	1.98-2.37	1.45	1.3-1.51
<i>Sigmodon medius</i>	m1	6	2.13	2.0-2.28	1.44	1.32-1.52
<i>Sigmodon medius</i>	m1	121	2.03	1.84-2.28	1.41	1.28-1.60
<i>Sigmodon medius</i>	m1	6	2.13	2.00-2.28	1.44	1.32-1.52
<i>Sigmodon medius</i>	m2	5	1.82	1.7-1.93	1.64	1.54-1.69
<i>Sigmodon medius</i>	m2	7	1.54	1.48-1.64	1.54	1.40-1.60
<i>Sigmodon medius</i>	m2	149	1.55	1.40-1.68	1.55	1.36-1.68
<i>Sigmodon medius</i>	m3	2	2.18	2.1-2.26	1.57	1.43-1.67
<i>Sigmodon medius</i>	m3	10	1.82	1.52-1.96	1.51	1.28-1.60
<i>Sigmodon medius</i>	m3	92	1.79	1.52-2.08	1.48	1.32-1.72
<i>Sigmodon medius</i>	m3	4	1.87	1.76-2.0	1.51	1.44-1.60