



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO PALEONTOLÓGICO Y MAGNETOESTRATIGRÁFICO
DE LA LOCALIDAD "BARRANCA LOS BONETES"
(TUZANTALA, MICHOACÁN)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE :

BIÓLOGO

P R E S E N T A

CHRISTIAN MARISCAL RAMOS

Tutor(a): MOULOUDE BENAMMI



FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

FACULTAD DE CIENCIAS



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

División de Estudios Profesionales

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Por este medio hacemos de su conocimiento que hemos revisado el trabajo escrito titulado:
Estudio paleontológico y magnetoestratigráfico de la localidad "Barranca
Los Bonetes" (Tuzantla, Michoacán)

realizado por Christian Mariscal Ramos

con número de cuenta 09827596-6 , quien cubrió los créditos de la licenciatura en

Biología

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Tutor (a) Propietario Dr. Mouloud Benammi
Propietario Dra. Marisol Montellano Ballesteros
Propietario Dra. Beatriz Ortega Guerrero
Suplente Dra. Elena Centeno García
Suplente M. en C. René Hernández Rivera

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Ciudad Universitaria, D.F., a 18 de Agosto
CONSEJO DEPARTAMENTAL DE BIOLOGIA

del 2006

FACULTAD DE CIENCIAS

M. en C. Juan Manuel Rodríguez Chávez



Agrdecimientos:

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica por su valioso apoyo durante el tiempo en que colaboré en el proyecto “Paleontología y paleomagnetismo del cretácico tardío del área de la barranca de Los Bonetes (Tiquicheo, Michoacán)” así como durante la elaboración de mi tesis. A la Fundación Telmex por su apoyo mientras cursaba los créditos de la licenciatura. Al Dr. Mouloud Benammi por enseñarme, guiarme, apoyarme y aconsejarme durante la elaboración de este trabajo. A la Dr. Marisol Montellano Ballesteros por su guía durante toda la carrera. A las Dr. Beatriz Ortega Guerrero y Elena Centeno García por sus valiosos consejos. Al Maestro Rene Hernández Rivera por sus correcciones. A mis padres por su apoyo incondicional durante toda mi trayectoria académica, por sus consejos y sobre todo por su amor. A mi princesa Diana por enseñarme lo maravillosa que puede ser la vida. A mis hermanos por su compañía y afecto. A Gerardo por todas sus valiosas enseñanzas. A Alejandro y Jesús por su amistad incondicional. A todos los amigos que hice durante la licenciatura.

Indice

1. Resumen.	1
2. Introducción.	2
3. Antecedentes.	3
<i>3.1. Ubicación del área de estudio.</i>	3
<i>3.2. Marco geológico de la localidad.</i>	4
<i>3.3. Litología de la localidad.</i>	7
4. Metodología.	9
<i>4.1. Paleontología</i> .	9
<i>4.2. Magnetoestratigrafía.</i> .	11
5. Resultados.	19
<i>5.1. Paleontología.</i>	19
<i>5.2. Magnetoestratigrafía.</i>	25
6. Hallazgos fósiles de dinosaurios en México	36
7. Discusión.	38
8. Conclusiones.	40
9. Bibliografía.	42
10. Láminas.	52

1. Resumen

La localidad Barranca los Bonetes está en la cima de una secuencia sedimentaria continental dentro de la Formación Cutzamala y a su vez dentro del terreno tectonoestratigráfico Guerrero. La sección estudiada es volcanoclástica con rocas epiclásticas y piroclásticas, con un espesor aproximado de 250m.

En el presente trabajo se realizaron trabajos paleontológicos y magnetoestratigráficos. Se reportan 3 niveles fosilíferos en los cuales el material recolectado consiste: en el primer nivel una tibia de hadrosaurio cf. *Parasaurolophus*; en el segundo nivel restos de dinosaurio que no pudieron ser determinados, 2 vértebras caudales, una vértebra dorsal, un fragmento de fíbula, un tendón osificado de hadrosaurio además de un diente de terópodo; y en el tercer nivel un fémur de dinosaurio que no pudo ser determinado.

En lo que respecta a los estudios magnetoestratigráficos, se observó que los principales minerales magnéticos en las rocas son la titano-magnetita y la hematita. Se comprobó que la magnetización característica corresponde al MNRp por la prueba del conglomerado y se obtuvo un patrón de polaridad normal para toda la sección, con una dirección promedio ($D= 333.6^\circ$, $I= 42.4^\circ$). También se observó una rotación de 13.5° contra de las manecillas del reloj. Esta rotación se asocia a la deformación de la parte meridional de México durante el Terciario medio asociada al movimiento de los bloques Chortis y de Xolapa.

Tomando en cuenta los resultados paleontológicos del presente estudio así como un fechamiento radiométrico se correlacionó el patrón de polaridad normal con el Cron 34n y se asignó a la localidad una edad absoluta entre los 86.8 y los 84 ma que

corresponde al Coniaciano-Santoniano. Por este motivo la localidad estudiada presente el registro de la familia Hadrosauridae más antiguo en la República Mexicana y uno de los pocos registros pre-Campaniano en Norteamérica. Esta información denota la importancia de la localidad en estudio, así como la necesidad de seguir estudiando la zona para de esta forma acrecentar el acervo de conocimiento geológico y paleontológico de la región y de nuestro país.

2. Introducción.

La localidad La Barranca Los Bonetes se encuentra intercalada en una secuencia de rocas sedimentarias cuya deposición ocurrió en ambientes continentales. Estos paquetes, también llamados lechos rojos, han sido objeto de varios estudios en los cuales se les asigna edades. Mauvois (1977) propone que estos paquetes pertenecen al Grupo Balsas al que se le atribuye una edad del Eoceno tardío al Oligoceno temprano. Campa y Ramírez (1979) concluyen que la deformación de los lechos rojos fue originada por la Orogenia Laramide, considerando tal deformación un criterio para definirla como parte de la formación Cutzamala ubicándola en el Cretácico Superior. Jonson et al. (1991) subdivide los lechos rojos de la región en los miembros litológicos Galeana con una edad del Cretácico tardío y Las Mesas con una edad paleógena (terciaria), su argumento principal es una discordancia angular entre los 2 miembros. Pasquaré et al., (1995) en su mapa de vulcanismo de los estados de Guanajuato y Michoacán consideran estas capas como de edad cretácica. Guerrero (1997) asigna una edad cretácica-paleógena a estas capas. Altamira (2002) concluye que estas rocas tienen una edad de Paleoceno tardío basándose en un estudio de palinoforos obtenidos de la secuencia en estudio.

En la parte media superior de la secuencia de la localidad se encontraron restos fósiles de vertebrados, estos últimos fueron identificados como restos de hadrosauridos (Benammi et al., 2005). Este hallazgo resultó ser el primer registro osteológico de dinosaurios en el estado de Michoacán así como uno de los más sureños registrados para México.

El hallazgo de este material fósil aporta nueva información para solucionar el debate entorno a la fecha en que se depositaron las rocas continentales relacionadas con

la localidad estudiada, así mismo acrecienta el acervo de información que tenemos sobre los dinosaurios que habitaron en México.

El objetivo de este trabajo es fechar lo más exacto posible la sección de La Barranca Los Bonetes. Esto se hará por medio de un estudio magnetoestratigráfico respaldado de un estudio paleontológico de los fósiles de la localidad. Los alcances estratigráficos de los taxa colectados servirán como punto de anclaje para correlacionar el patrón de polaridades de la localidad con la escala temporal de polaridades geomagnéticas.

3. Antecedentes.

3.1. Ubicación del área de estudio.

La Barranca Los Bonetes se encuentra en los linderos de los municipios de Tiquicheo y Tuzantla del Estado de Michoacán, dentro del área conocida como Tierra Caliente. Se encuentra sobre la carretera federal #51, entre la comunidad de Las Juntas y la desviación al Limón de Papatzingan. Sus coordenadas son 19° 03' de latitud norte y 100° 42' de longitud oeste (figura 1) y puede encontrarse en la carta topográfica 1:50,000 del INEGI "Papatzingan" (E14A44).

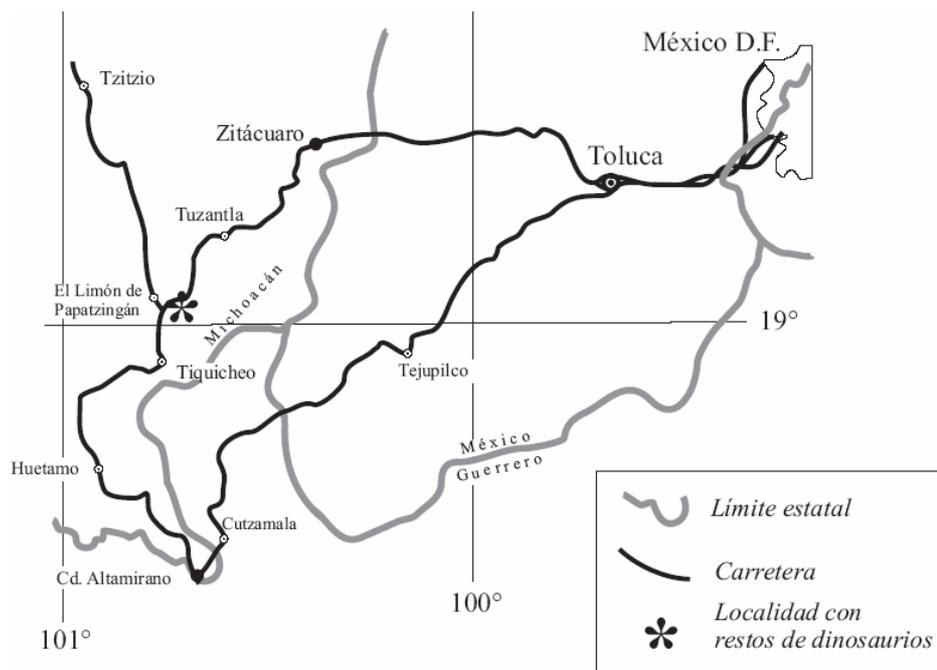


Figura 1. Ubicación geográfica de la localidad.

3.2. Marco geológico de la localidad.

El área de estudio del presente trabajo forma parte del terreno tectonoestratigráfico Guerrero (figura. 2). En un principio Campa y Coney (1983) dividieron este terreno en tres subterrenos: Teloloapan, Huetamo y Zihuatanejo. Estudios posteriores realizados

por Centeno García et al., (2003) dividieron al terreno Guerrero en los subterrenos Arcelia, Teloloapan, Guanajuato, San José García y Zihuatanejo.

El origen y evolución del terreno Guerrero han sido explicados de diversas maneras. Para algunos autores el origen de este terreno es la acreción de uno o varios arcos magmáticos oceánicos al continente durante el Cretácico Tardío (Tardy et al., 1994, Lampierre et al., 1992, Campa y Ramírez, 1979, Ramírez-Espinosa et al., 1991, Talavera Mendoza y Suastegui, 2000). Otros lo consideran como un arco continental (De Cserna, 1978; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990). Por último Centeno-García et al., (2003) lo consideran un arco marginal.

La Barranca Los Bonetes se encuentra dentro del subterreno Zihuatanejo, en la parte sur-occidental del terreno Guerrero. Centeno-García et al., (2003) mencionan que la actividad del arco volcánico del subterreno de Zihuatanejo empezó hacia el Titoniano. El amalgamamiento de los arcos volcánicos se considera que ocurrió hacia finales del Cretácico (Campa y Ramírez, 1979), previo al depósito de la Formación Cutzamala.

Después de la deformación de las rocas vulcano-sedimentarias ocasionada por la colisión de los arcos se depositaron rocas sedimentarias de origen continental. Estas rocas sobreyacen de forma discordante a la litología ocasionada por la actividad del arco volcánico (Morales-Gámez, 2005). El área de estudio se encuentra dentro de este conjunto de rocas continentales que se depositaron durante el Cretácico Tardío y cuyo depósito probablemente continuó durante el Cenozoico (Morales-Gámez, 2005).

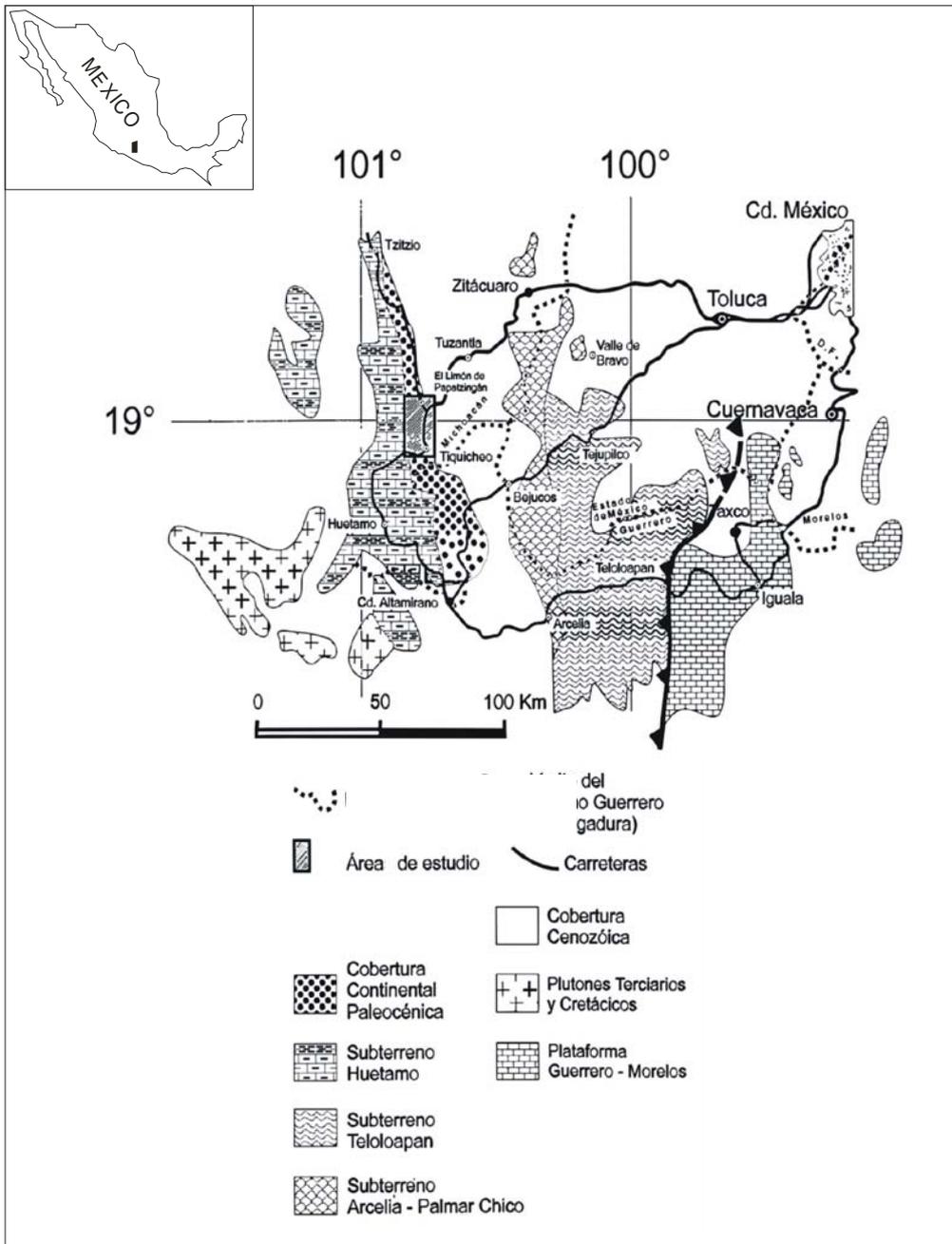


Figura 2. Geología regional del área de estudio según Altamira-Areyán (2002).

Las rocas de La Barranca Los Bonetes y los paquetes de lechos rojos que la subyacen forman parte de la Formación Cutzamala, para ser más exactos a la parte oriental de los afloramientos de la formación. Esta sucesión de rocas sedimentarias fue descrita por Altamira-Areyán (2002) como una asociación de facies sedimentarias depositadas en ambientes fluviales. Las 5 asociaciones de facies descritas para esta

porción de la Formación Cutzamala son concordantes entre sí y con cambios transicionales (figura 3).

El conjunto de asociaciones de facies descritas por Altamira-Areyán (2002) es la siguiente, de la base a la cima:

La Cañita 3: Esta asociación de facies representa barras fluviales. Está compuesta por arenas gruesas con algunos horizontes de conglomerado, tiene un espesor aproximado de 700m.

Tzenzenguaro: Representa la transición entre depósitos de barras conglomeráticas hacia las zonas de planicies adyacentes a los canales fluviales. Contiene varios horizontes de paleosuelos y horizontes con estratificación cruzada debido al desbordamiento de los canales. Está compuesta principalmente por arenisca con lentes conglomeráticos y limolitas con estratificación cruzada. Tiene un espesor aproximado de 430m.

Tiquicheo 1: Está formada por una interestratificación de laminas de arenisca y limolita, con escasos lentes de conglomerados. En algunas partes se pierde la estratificación y en general presenta restos de raíces. Estas facies presentan características típicas de las rocas formadas en planicies de inundación con desarrollo de paleosuelos, tiene un espesor de 1300m.

El Cirián: Está constituida por una alternancia de areniscas y areniscas con limolitas, así como conglomerados masivos matriz-soportados. Hacia la base los conglomerados están principalmente formados de clastos calcáreos. Estas facies representan depósitos resultado del desbordamiento de cauces fluviales. Tiene un espesor de aproximadamente 500m y la sobreyace la asociación de facies Los Bonetes, asociación a la cual pertenece el área de estudio.

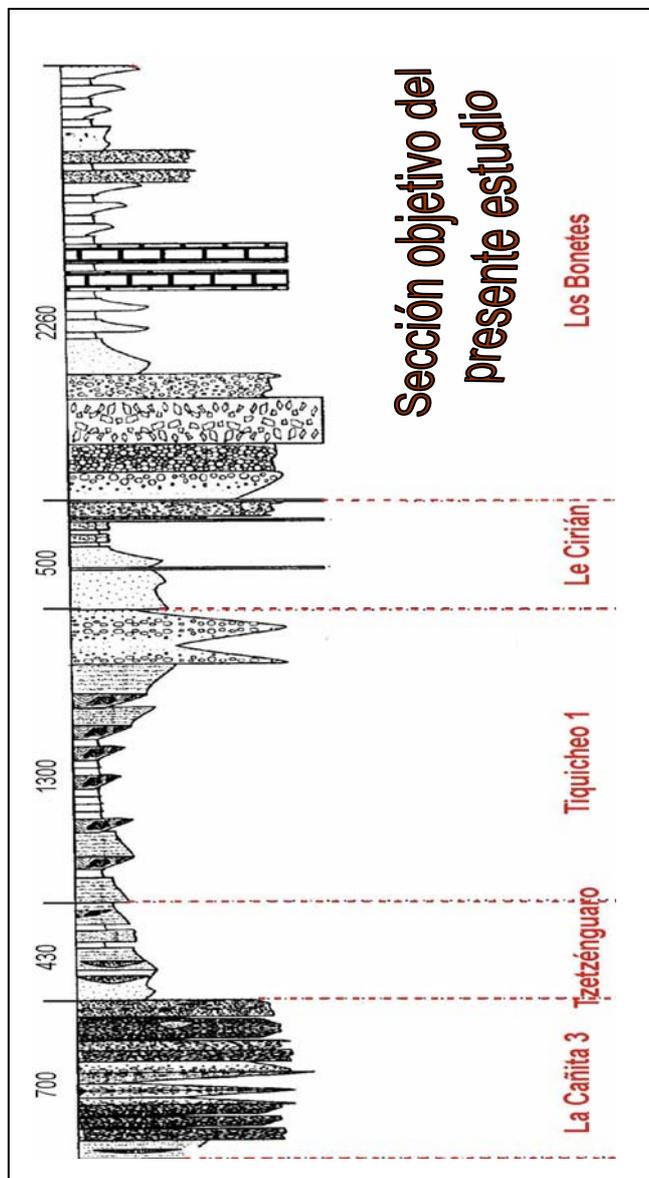


Figura 3: Asociaciones de facies de los depósitos continentales que están relacionados con la secuencia del área de estudio (Altamira-Areyán, 2002). La llave en la figura delimita la sección estudiada de esta secuencia, mientras la flecha indica el punto donde fue hecha la datación radiométrica por Benammi et al., (2006).

3.3. Litología de la localidad

La localidad estudiada tiene una sección sedimentaria con una gran cantidad de material volcanoclástico. La base de la sección está delimitada por una brecha a la cual la sobryace de forma concordante una secuencia de areniscas y lutitas, esta secuencia contiene algunos derrames de lava, niveles de rocas piroclásticas y de caliza (figura 4). La cima de la sección está delimitada por otra brecha.

En la parte media superior de la sección de la localidad La Barranca Los Bonetes fueron encontrados restos fósiles de vertebrados, estos restos fueron identificados como restos de hadrosauridos (Benammi et al., 2005). Sin embargo, no se hizo una descripción formal del material. En prospecciones posteriores se encontró más material de hadrosauridos y de terópodos lo que confirmó la edad cretácica para la sección.

4. Metodología

4.1. Paleontología

4.1.1. Prospección de material fósil

Después del hallazgo del primer fósil (Benammi et al., 2005) se hicieron varias prospecciones en busca de más material fósil dentro de la localidad, principalmente en los cortes hechos para la construcción de la carretera y en los depósitos aluviales del lecho de la barranca. Cuando fue necesario, durante la recolección del material, se elaboraron jackets con vendas de yute y yeso para proteger el material durante la extracción y el transporte al laboratorio, en el caso contrario los restos fósiles solo fueron etiquetados y guardados en bolsas con una cobertura de papel.

4.1.2. Limpieza y preparación de material fósil

El material se limpió con ayuda de un vibrador neumático. En el caso de los fósiles que necesitaron ser restaurados se hizo con la ayuda de resina mezclada con calcita y en algunos casos reforzada con fibra de vidrio.

4.1.3. Identificación del Material Fósil

Parte del material fósil colectado en la localidad fue reconocido como partes postcraneales de un dinosaurio de la familia Hadrosauridae (Benammi et al., 2005), también se identificaron dientes de un integrante del taxón Theropoda por su típica forma de “cuchillas” curvas aplanadas labiolingualmente. El material de hadrosaurio colectado se comparó con el material tipo de la especie *Lambeosaurus laticaudus*. (Morris, 1981) depositado en la Colección Nacional de Paleontología, así como con el material de comparación disponible en la colección del Instituto de Geología, con los trabajos de Brett-Surman (1989), Lull y Wright (1942), Ostrom, (1963), Suzuki et al., (2004), Godefroit et al., (2004). Así mismo se hizo un análisis morfométrico usando, en

el caso de los hadrosaurios, el sistema de medición usado por Brett-Surman (1989), ya que este autor ha abordado la problemática sobre la identificación de restos fósiles postcraneales en hadrosauridos. En el caso de los dientes de terópodo, para el análisis morfológico se utilizó una metodología en la que se tomó en cuenta las metodologías usadas por Currie et al. (1990), Fiorillo y Currie (1994), Baszio (1997) y Smith (2002). En este caso se midió la longitud basal del diente referida en la mayoría de las fuentes como Fore-aft “FABL” (Currie et al., 1990, Fiorillo & Currie, 1994, Baszio, 1997, Rauhut, 2002, Sankey et al., 2005), referida por Smith (2002) como Crown base length “CBL” y referida en esta tesis como longitud basal **LB** (figura 5). Se midió el ancho de la base del diente referida en la bibliografía como width (Currie et al., 1990, Baszio, 1997); basal width “BW” (Rauhut, 2002); crown basal width (Smith, 2002); cross-sectional thickness (Sankey et al., 2005) y referido en esta tesis como ancho basal **AB** (figura 6). No se tomaron mediciones de la longitud de la corona del diente ni medidas de su curvatura debido a que no se encontró el diente completo. Se midió así mismo la densidad de dentículos en la parte apical de ambas carinas, así como también se midió la densidad de dentículos en la parte basal de la carina distal del diente. La densidad de dentículos es la razón del número de dentículos en 1 mm.

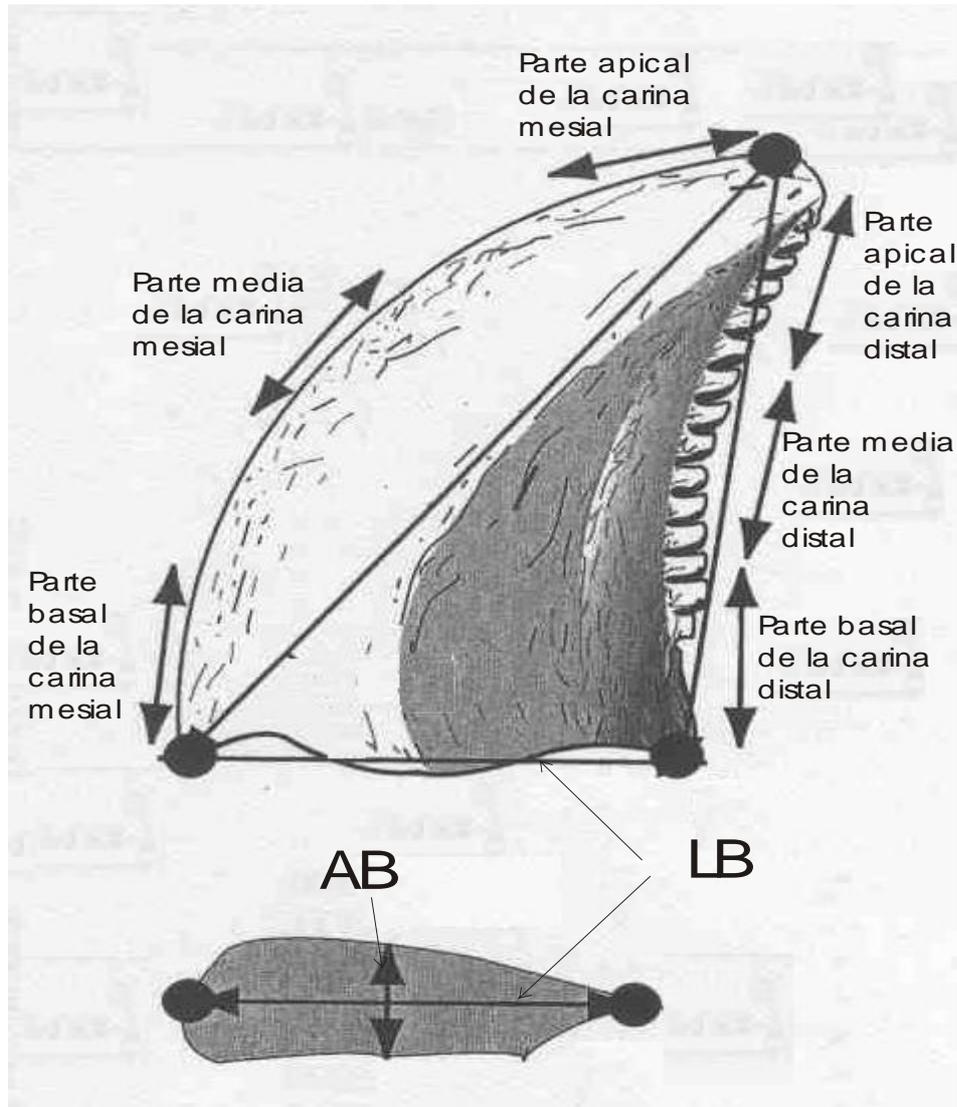


Figura 5. En esta figura se ilustra como se midieron los parámetros LB y AB en el diente de terópodo, así como las regiones de las carinas. Modificado de Smith (2002).

4.2. Magnetoestratigrafía

4.2.1. Breve marco teórico de la magnetoestratigrafía

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. La magnetoestratigrafía se dedica a describir los patrones de polaridad que tienen las rocas estratificadas y de esta forma obtener la “Huella digital magnética” de la sección.

Después se relacionan los patrones de polaridad con la escala temporal de polaridades geomagnéticas (GPTS), y se obtiene de esta forma un marco cronológico de alta resolución. Para comprender la metodología del estudio magnetoestratigráfico es importante entender algunas cosas sobre el geomagnetismo y el paleomagnetismo. Primeramente hay que señalar que la Tierra produce un campo magnético que de forma simplificada se puede observar como un dipolo producido por un gran imán colocado sobre el eje de rotación de la Tierra. A través de la historia de la Tierra los polos de este supuesto imán han cambiado su posición. Cuando el polo norte magnético se encuentra cerca del polo norte geográfico, tal como ocurre ahora, se dice que el campo magnético de la Tierra presenta una polaridad normal. Cuando el polo norte magnético se encuentra cerca del polo sur geográfico se dice que el campo magnético de la Tierra presenta una polaridad inversa.

La magnetoestratigrafía constituye una aplicación del paleomagnetismo que toma cada vez más importancia ya que permite la calibración del tiempo geológico. El interés de este método es debido a que las inversiones del campo magnético constituyen un fenómeno sincrónico a escala planetaria y de forma instantánea con respecto a la escala geológica, puesto que la duración de una transición es del orden de algunos miles de años. Los estudios magnetoestratigráficos van acompañados de estudios bioestratigráficos o radiométricos que sirvan de anclaje.

El magnetismo que las rocas han adquirido durante su historia se conoce como Magnetismo Natural Remanente MNR (Butler 1998). El MNR total de las rocas está conformado por el Magnetismo Natural Remanente primario MNRp y el Magnetismo Natural Remanente secundario MNRs. El magnetismo que adquieren las rocas durante su formación es el MNRp. Una vez que se ha formado la roca el magnetismo remanente que conservan puede ser alterado, debido a diferentes eventos como por ejemplo,

calentamientos, alteraciones químicas, la influencia de tormentas eléctricas, el Magnetismo Remanente Viscoso MRV, etc. El MRV consiste en la alineación con el campo magnético de las partículas magnéticas con tiempos de relajación muy cortos. Esto trae como resultado que el magnetismo remanente que presentan las rocas sea la suma vectorial del MRNp y del magnetismo que haya adquirido la roca después de su formación, el MNRs.

Las rocas sedimentarias actúan como registradores 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 (Verosub, 1977; Tucker, 1979; Barton et al. 1980; Tauxe y Kent, 1984; Biquand, 1984; Katari et al., 2000). 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 (figura 6). 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 el caso de los minerales precipitados, estos obtienen MNRp cuando superan un umbral en su volumen conocido como volumen de bloqueo, MNRp obtenido de esta forma se le llama Magnetismo Remanente Químico MRQ. Por último las pocas rocas volcánicas que tenemos en nuestra sección obtuvieron su MNRp durante el enfriamiento del magma, cuando los minerales magnéticos pasaron por un umbral de temperatura

conocido como temperatura de bloqueo T_b . El MNRp obtenido de esta forma se le llama Magnetismo Remanente Térmico MRT.

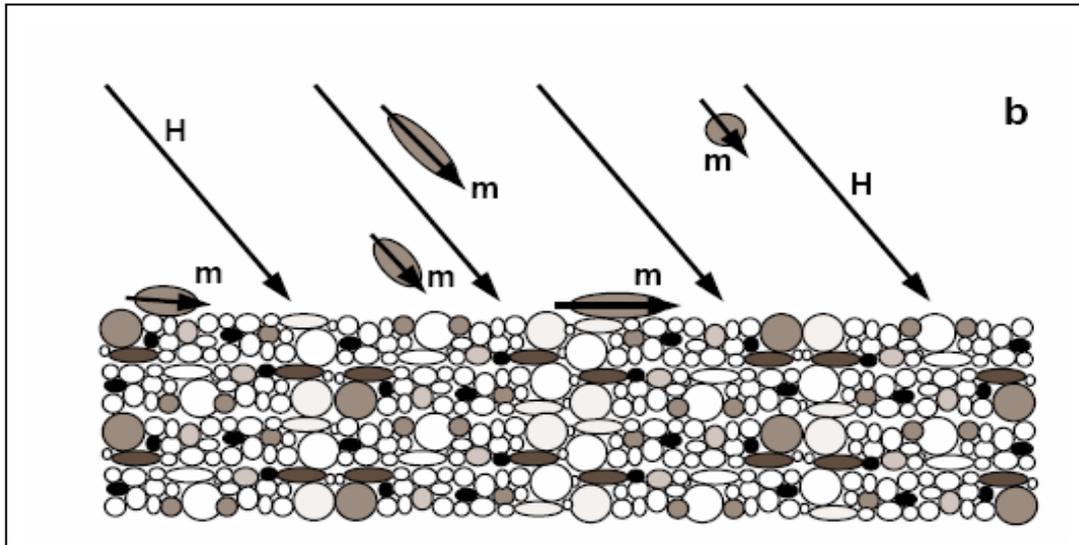


Figura 6. En esta figura se ejemplifica como las partículas magnéticas se alinean con el campo magnético terrestre durante su depósito.

4.2.2. Obtención de muestras para los estudios paleomagnéticos

Se hizo una descripción de la litología de la sección del área de estudio. Toda la sección presenta un buzamiento, por esta razón se le midió el rumbo y echado de los estratos. Se tomaron las muestras en diferentes niveles a través de la sección, el espaciamiento entre ellos dependió de las condiciones de la litología. Se obtuvieron núcleos con una longitud que oscila entre 6 a 12 cm y con un diámetro aproximado de 2.5 cm. Estos núcleos fueron obtenidos con una perforadora portátil de gasolina que tiene una barrena con una corona de diamante y que es enfriada con agua. En los niveles en que la litología lo permitía se tomaron 3 núcleos, en algunos otros niveles solo se tomaron 1 o 2 núcleos. A cada núcleo se le midió el ángulo azimutal y su inclinación, así mismo se marcaron para que no perdieran su orientación (figura 7).

4.2.3. Preparación de las muestras para los diferentes estudios paleomagnéticos

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 saber como estaban orientadas en el campo.



Figura 7. En esta figura se muestra como se orientan y marcan las muestras obtenidas en el campo.

4.2.4. Determinación de minerales para elegir el mejor método de desmagnetización parcial

4.2.4.1. Magnetización remanente isoterma

Esta prueba se hizo con la finalidad de conocer la coercitividad de los minerales magnéticos. Se eligieron 9 muestras de diferentes niveles. Para su medición se utilizó un magnetizador de pulsos y el magnetómetro de “spin” (JR6 de la marca AGICO), este aparato mide la variación del flujo magnético producido por el desplazamiento de la muestra en un circuito eléctrico. Las muestras recibieron de 22 a 24 pulsos, hasta alcanzar el pulso máximo de 3000 mT. Entre cada pulso magnético se midió el incremento de la magnetización de la muestra.

4.2.4.2. Prueba de Lowrie (Lowrie 1990).

Esta última sirve para tener una idea de los componentes termo-magnéticos de la muestra. Se volvieron a desmagnetizar las muestras utilizadas en la prueba de saturación magnética por el proceso de campos alternos para después aplicar un campo de 3T sobre el eje Z, uno de 0.5 T en el eje Y y uno de 0.1 T sobre el eje X. Después, las muestras se sometieron a una desmagnetización térmica. Se fue midiendo la disminución de IRM en cada etapa de la desmagnetización con ayuda del magnetómetro JR6.

4.2.5. Métodos de desmagnetización parcial

Estos procesos se aplican para aislar el Magnetismo Natural Remanente característico **MNRc**, que corresponde a la componente más estable del MNR, de una muestra y también en algunas otro tipo de pruebas como en el caso de la citada en el párrafo anterior. Los métodos de desmagnetización que se emplearon fueron el térmico y el de campos alternos.

Se trataron núcleos de cada nivel, dando un total de 164 muestras desmagnetizadas. En algunas de las muestras se realizaron pruebas de desmagnetización por campos alternos, este método no es muy eficaz debido al tipo de minerales magnéticos presentes en las muestras, por lo que la mayoría de las muestras fueron tratadas térmicamente.

En la desmagnetización térmica las muestras se calentaron por etapas hasta una temperatura “T” y se deja enfriar en presencia de un campo nulo. Con ello, granos con T_b menor a T perdieron su magnetización. Esto se repitió incrementando paulatinamente T hasta lograr una desmagnetización completa. La primera etapa del calentamiento se realizó a 100° C. Las etapas siguientes se efectuaron con un intervalo creciente de 20 a 50° C, hasta llegar a 500 o 700° C.

En la desmagnetización por campos alternos la muestra se expone a un campo magnético alterno que va decreciendo en amplitud para destruir la magnetización. Para estos procedimientos se utilizaron un horno desmagnetizador de muestras modelo TSD-1 y desmagnetizador de campos alternos Molspin con un campo máximo de 100 mT.

4.2.6. Procesamiento de datos paleomagnéticos

Las mediciones obtenidas en la prueba de saturación magnética isothermal, la prueba de Lowrie y los procesos de desmagnetización parcial se procesaron con el Software Paleo. Los resultados de las 2 pruebas antes mencionadas se representaron en diagramas de magnetización y desmagnetización. Los resultados de los procesos de desmagnetización se representaron en diagramas de desmagnetización, diagramas estereográficos y diagramas de Zijderveld u Ortogonales. Cabe notar que los diagramas de magnetización/desmagnetización muestran las variaciones en la intensidad de la magnetización de la muestra, los diagramas estereográficos solo nos permite 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.

4.2.6.1. Obtención de los valores del Magnetismo Natural Remanente Característico **MNRc**

El MNRc se refiere al vector magnético más estable dentro de todas las componentes del MNR. Una vez obtenida esta componente hay que asegurarse de que corresponda al MNRp

Las direcciones del MNRc de cada muestra se calcularon basándose en los valores de las etapas finales de los procesos de desmagnetización. Se utilizó el método de análisis de las componentes principales de Kirschvink (1980). A continuación se

calcularon las direcciones promedio para cada nivel. Al final se calculó el valor promedio para todas las muestras usando el estadístico de Fisher (1953).

4.2.6.2. Comprobación de que el MNRC equivalga al MNRp

Esta comprobación se hace mediante una prueba de estabilidad. En este caso se llevo a cabo la prueba del conglomerado. Esta prueba consiste en observar las direcciones de los vectores de magnetización en algunos bloques del conglomerado, si las direcciones de los vectores del MNRC de los bloques están distribuidas de forma azarosa se considera que la prueba fue exitosa; si la distribución de los vectores no es azarosa indica que el MNRC de los bloques fue obtenido después de la deposición del conglomerado (Butler1998) . Para esta prueba se tomaron muestras de 7 bloques y se sometieron a la desmagnetización térmica para aislar su MNRC. La séptima muestra también se desmagnetizó mediante campos alternos.

4.2.7. Obtención del patrón de polaridad magnética de la sección

A partir de la inclinación y declinación de cada nivel se calculo la paleolatitud del polo geomagnético virtual (PGV) de cada nivel para de esta forma establecer su polaridad. Una vez obtenida la paleolatitud de cada nivel se elaboro el patrón de polaridad para la secuencia.

4.2.8. *Correlación del patrón de polaridad*

Una vez que se obtuvo el patrón de polaridad de la sección se correlacionó con la GPTS usando para el anclaje los rangos estratigráficos de los taxa identificados y un fechamiento radiométrico elaborado por Benammi et al. (2006).

5. Resultados

5.1. Paleontología

El material osteológico colectado en la localidad de estudio se compone de: 2 huesos largos completos, 4 fragmentos de huesos largos, 3 vértebras, 1 diente y 2 tendones osificados.

El hallazgo de la mayor parte de este material fue reportado por Benammi et al. (2005) como un húmero de dinosaurio, una tibia completa, una vértebra caudal, un fragmento de fibula y tendones todos pertenecientes a un hadrosaurio. En este trabajo el material descrito como un húmero de hadrosaurio por Benammi et al. (2005) fue reinterpretado como un fémur de la misma familia.

Nivel 1

Hadrosauridae (Lámina I)

El material ilustrado en la Lámina I, figuras 1, 2 y 3 fue determinado anteriormente como una tibia de hadrosaurio (Benammi et al., 2005). Este material tiene un largo máximo de 65 cm y un ancho de 14.5 cm en la epífisis distal (vista frontal) y un grosor máximo de 14.8 cm en la epífisis proximal (vista lateral exterior). En la parte media de la diáfisis presenta un diámetro de 6.3 cm. El material se comparó con las ilustraciones de los trabajos de Brett-Surman (1989), Lull y Wright (1942), así como con el material disponible en la colección del Instituto de Geología. Se llegó a la conclusión de que efectivamente el material en cuestión es una tibia izquierda de hadrosaurio ya que presenta forma de S en vista lateral, tiene una diáfisis recta con los ejes mayores de las epífisis perpendiculares entre sí, la región frontal proximal es convexa y la región anterior distal es cóncava, esta descripción es similar a la de las ilustraciones ya citadas y al material de comparación que se utilizó. En la parte

proximal frontal presenta la cresta cnemial bastante erosionada, en una condición similar presenta los cóndilos externo e interno que se encuentran en la parte mas posterior de la cara lateral externa de la epífisis proximal. En la epífisis distal presenta los maléolos externo e interno. El maléolo externo presenta una mayor longitud que el maléolo interno. Según Brett-Surman (1989), la epífisis distal de la tibia puede presentar 2 morfologías. La primera presenta un maléolo externo pequeño articulado con el calcáneo y con un astrágalo extendido por debajo del maléolo interior, este tipo esta presente en todos los géneros excepto *Parasaurolophus*. El segundo tipo se presenta en el género *Parasaurolophus*, esta morfología presenta un maléolo externo más robusto articulado con un astrágalo con forma de triángulo isósceles más conspicuo. Según Brett-Surman (1983) esta morfología de la tibia puede deberse a la fusión del calcáneo con la tibia o para compensar la ausencia del primero debido a que no se osifica. En forma práctica es muy difícil diferenciar perfectamente estos dos tipos de tibia, comparando el material aquí descrito con el trabajo de Brett-Surman (1989) nuestra tibia parece pertenecer al segundo tipo. Sin embargo, comparando estas ilustraciones con trabajos donde se describen tibias de hadrosaurios, (Lull y Wright, 1942, Ostrom, 1963, Suzuki et al., 2004) observamos que distinguir entre las 2 morfologías es complicado y que resulta mucho más práctica la comparación de astrágalos. Esta tibia de dinosaurio fue referida como cf. *Parasaurolophus* debido a la morfología de la epífisis distal, pero este carácter no se consideró suficiente para afirmar la pertenencia de este material al género.

Nivel 2.

Dinosauria indet. (Lámina II)

El material ilustrado en la Lámina II, figuras 1-4 fue reconocido como el fragmento de un hueso largo. La parte más angosta del ejemplar pertenece a la diáfisis

con un diámetro máximo de 8.9 cm. Una de las caras de esta parte del ejemplar presenta una superficie cóncava que posiblemente corresponda a una superficie articular o a un punto de inserción muscular, su estado de conservación no permito discernir entre estas 2 opciones. El otro extremo del ejemplar corresponde a parte de la epífisis con un proceso fragmentado de ésta, tiene un diámetro mayor de 12.9 cm y un diámetro menor de 7.1 cm. El ejemplar aquí descrito presenta en la diáfisis una capa de hueso bastante masiva rodeando el espacio que ocupaba la médula ósea. El grosor de la capa de hueso varia entre los 1.3 cm en la cara cóncava hasta un máximo de 3.3 cm en la parte más gruesa de la capa ósea. Ya que el ejemplar no presenta la epífisis completa no es posible determinar a que taxón de dinosaurios pertenece.

Hadrosauridae (Lámina III)

Se encontraron 3 vértebras referidas a esta familia. La vértebra ilustrada en la Lámina III, figuras 1 y 2 es platicélica. Conserva el cuerpo vertebral completo y parte del proceso neural. Presenta una longitud del centro vertebral de 6.5 cm, un diámetro vertical en la parte media del centro vertebral de 5.8 cm y un diámetro horizontal del cuerpo vertebral de 4.7 cm. La extremidad caudal tiene un diámetro vertical de 6 cm y un diámetro horizontal de 5.9 cm. La extremidad anterior del cuerpo vertebral tiene un diámetro vertical de 5.9 cm y un diámetro horizontal de 6.3 cm. Esta vértebra fue determinada como caudal y fue comparada con material de *Kritosaurus* disponible en el Instituto de Geología, así como con la descripción e ilustraciones de Ostrom (1963) para relacionarlas con esta familia. Es destacable notar que esta vértebra y la que se describirá a continuación estaban semiarticuladas cuando se colectaron en el campo.

La vértebra ilustrada en la Lámina III, figuras 3 y 4 también es platicélica. Presenta el cuerpo vertebral incompleto faltándole el extremo anterior, además presenta parte de la espina dorsal. La parte central del cuerpo de la vértebra presenta un diámetro

vertical de 6.0 cm y un diámetro horizontal de 4.5 cm. El extremo posterior tiene un diámetro vertical de 5.7 cm y un diámetro horizontal de 6.6 cm. Esta vértebra fue determinada como caudal y fue comparada con material del *Kritosaurus* disponible en el Instituto de Geología, así como con la descripción e ilustraciones de Ostrom (1963) para relacionarla con la familia Hadrosauridae.

La vértebra ilustrada en la Lámina III, figuras 5 y 6, presenta el cuerpo vertebral completo con parte del proceso espinoso y las postzygapophysis. El cuerpo de la vértebra está erosionado en los extremos y tiene una longitud de 6.4 cm. Tiene un diámetro vertical en la parte central del cuerpo vertebral de 5.4 cm y un diámetro horizontal de 3.1 mm. El extremo caudal presenta un diámetro vertical de 6.4 cm y un diámetro horizontal de 3.9 cm. El extremo anterior presenta un diámetro vertical de 5.5 mm y un diámetro horizontal de 4.6 cm. Esta vértebra fue determinada como dorsal y comparada con material de *Kritosaurus* disponible en el Instituto de Geología, así como con la descripción e ilustraciones de Ostrom (1963), Lull & Wright (1942) para relacionarlas con esta familia.

El material ilustrado en la Lámina III, figuras 8 y 9 fue determinado como la epífisis proximal de una fíbula de hadrosaurio, la parte interna de este material presenta una superficie articular cóncava mientras que la parte externa es convexa. La epífisis presenta un ancho máximo de 11 cm. Este material fue comparado con material de *Kritosaurus sp.* disponible en el Instituto de Geología, con material de la especie *Lambeosaurus laticaudus*. depositado en la Colección Nacional de Paleontología y descrito por Morris (1981), así como con la descripción e ilustraciones de Ostrom (1963) y Godefroit et al., (2004) para relacionarlas con la familia Hadrosauridae. La epífisis de la fíbula no presenta algún carácter que pueda referirse a alguna subfamilia de este taxón.

El material ilustrado en la lámina III, figura 7 fue reconocido como un tendón osificado. Este tipo de tendones se encontraban a lo largo de los lados laterales de las espinas neurales de algunas vertebras dorsales y caudales extendiéndose desde la región medio-dorsal hasta la mitad de la cola (Horner et al., 2004). Se piensa que la función principal de este tipo de tendones era dar soporte adicional al tronco horizontal y a la cola (Ostrom, 1964, Galton 1970).

Terópoda indet. (Lámina IV)

Sé colectó un diente ilustrado en la Lámina IV, figuras 1 a 8. Este ejemplar tiene una Lb 21.4 mm y una Ab de 9.9 mm. Presenta dentículos en las 2 carinas, la carina distal llega hasta la base de la corona del diente al igual que sus dentículos sin embargo, no ocurre lo mismo con la carina mesial la cual se logra observar en la parte basal del ejemplar pero no presenta dentículos en esta zona, ni llega hasta la base. Los dentículos tienen forma de cincel y son más gruesos labiolingualmente que mesiodistalmente. La densidad de dentículos cambia a lo largo de la carina distal, presentando en la parte apical una razón de 2.5 dentículos/mm. (Lámina IV, fig. 4 y 7) y en su parte basal una razón de 4 dentículos /mm. (Lámina IV, fig. 3 y 6). Debido a que el ejemplar no está completo sólo conocemos la densidad denticular de la carina mesial en su parte apical, en la cual observó una razón de 3.5 dentículos/mm (Lámina IV, fig. 5 y 8). En la parte apical de la carina distal se observan surcos sanguíneos que se orientan hacia la base del diente, sin embargo este carácter no se encuentra presente en los dentículos más proximales. Debido a sus grandes dimensiones este diente perteneció a un gran depredador, sin embargo no pertenece a la familia Tyrannosauridae. Esto se concluye debido a la ausencia de surcos sanguíneos bien definidos en la parte basal de la carina distal del diente, carácter diagnóstico de los dientes de la familia Tyrannosauridae (Currie et al., 1990, Fiorillo & Currie, 1994). Además la razón Ab/Lb es 0.46, valor

demasiado chico para un tiranosuridos pero se encuentra en algunos velociraptoridos como *Deinonychus* y *Velociraptor* (Smith, 2002). Por lo cual podemos concluir que el material en cuestión proviene de algún gran terópodo no Tyrannosauridae.

Nivel 3

Dinosauria indet. (Lámina V)

El material ilustrado en la Lámina V, figuras 1 y 2, que anteriormente fue descrito como un húmero de dinosaurio, tiene una muy mala preservación. Se observa que presenta una protuberancia en la diáfisis que puede determinarse como el cuarto trocánter de un fémur de dinosaurio. Asimismo se observa el inicio de un proceso en la parte interna proximal que ha sido interpretada como parte de la cabeza femoral. También tiene parte de un cóndilo distal. La longitud máxima de este ejemplar es de 74 cm, con un ancho medio-distal en la epífisis proximal de 18 cm, y un ancho de 12.5 cm en la epífisis distal. Las epífisis del ejemplar no están completas por lo cual no se puede hacer una mejor determinación.

De los taxa identificados en el presente trabajo, el que tiene un menor alcance estratigráfico es el de la familia Hadrosauridae. En Norteamérica el rango estratigráfico para esta familia abarca desde el Conaciano (Marsh, 1872, Marsh, 1890) hasta finales del Maastrichtiano. Así mismo la presencia de esta familia, tomando en cuenta que parte del material fu encontrado semiarticulado, nos permite confirmar la edad cretácica tardía de las rocas de la localidad.

5.2. Magnetoestratigrafía

5.2.1. Identificación de minerales magnéticos

5.2.1.1. Adquisición de la magnetización remanente isotérmica (MRI)

Consiste en magnetizar la muestra hasta la saturación mediante etapas sucesivas y con ayuda de una bobina de pulso. El valor máximo del campo aplicado fue de 3000 mT. Después de cada etapa, se midió la magnetización adquirida con un magnetómetro JR6. Se eligieron algunas muestras correspondientes a diferentes niveles de la sección para realizar la prueba de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (MRI). La figura 8 muestra los diagramas de la intensidad de la MRI en función de los campos aplicados. Algunas de las muestras alcanzaron el 70% del MRI entre los 200 y los 300 mT (108B, 109A, 122A, y 133A), para las restantes este mismo porcentaje de MRI se alcanzó entre los 600 y los 800 mT; por lo que probablemente existe la presencia de minerales de baja coercitividad, tales como magnetita o titanomagnetita. La intensidad de la MRI siguió aumentando progresivamente sin alcanzar la saturación a un campo de 3T, el cual era el máximo posible con el equipo utilizado; de lo anterior se puede inferir la presencia de minerales de alta coercitividad como hematita o goetita.

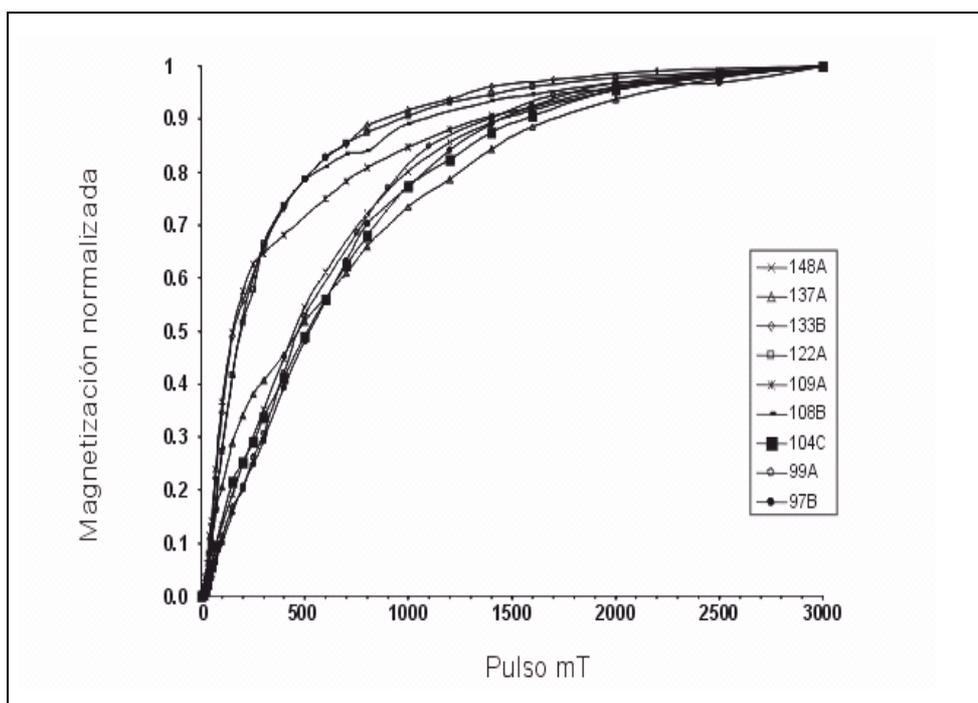


Figura 8. Gráfica de la adquisición de MRI en 9 muestras. Las curvas de magnetización muestran la presencia de minerales de distintas coercitividades.

5.2.1.2. Desmagnetización térmica de la MRI

En 1990, Lowrie propuso otro método para caracterizar a los minerales ferromagnéticos, basándose en su coercitividad y en su comportamiento termomagnético. Este consiste en la aplicación de campos con intensidades diferentes en los tres ejes de la muestra (X, Y y Z), con el objetivo de que adquieran tres MRI distintas. En el laboratorio se realizó con ayuda de una bobina de pulso. En la dirección del eje X se aplicó un campo débil de 0.1 T, para caracterizar a los minerales cuyo campo de coercitividad está entre 0 y 0.1 T. En la dirección del eje Y se aplicó un campo medio de 0.5 T, para caracterizar a los minerales cuyo campo de coercitividad se encuentra entre 0.1 y 0.5 T. Sobre el eje Z se aplicó un campo fuerte de 3T para caracterizar a los minerales magnéticos de alta coercitividad (entre 0.5 y 3 T). Luego se realizó la desmagnetización térmica.

Las gráficas de las muestras presentan en general curvas aproximadamente similares. Las curvas de desmagnetización de la muestra 122A están representadas en la

figura 9a. En esta muestra, la componente Y es más importante, y su intensidad así como la de la componente X, disminuye progresivamente y presenta un punto de inflexión hacia 350°C; esto indica la presencia de titanomagnetita. Estas componentes pierden su magnetización a 675°C, lo cual nos revela la presencia de hematita. La intensidad de la componente de alta coercitividad no muestra ningún punto de inflexión, y pierde su magnetización a los 675°C, lo que indica también la presencia de hematita.

El otro grupo de muestras se presenta en la figura 9b; las tres componentes se desmagnetizaron hacia los 675 °C, lo que indica la presencia de hematita. La componente Z de alta coercitividad no presenta una baja importante en la magnetización hacia los 100-120°C, lo que indica la ausencia de goetita.

Según los resultados combinados de la adquisición de MRI y de su desmagnetización, la titano-magnetita y hematita parecen ser predominantes en los sedimentos de la sección.

Ante estos resultados se optó por desmagnetizar la mayoría de las muestras usando el método térmico, ya que la presencia de minerales de alta coercitividad hace que la desmagnetización mediante campos alternos sea ineficiente.

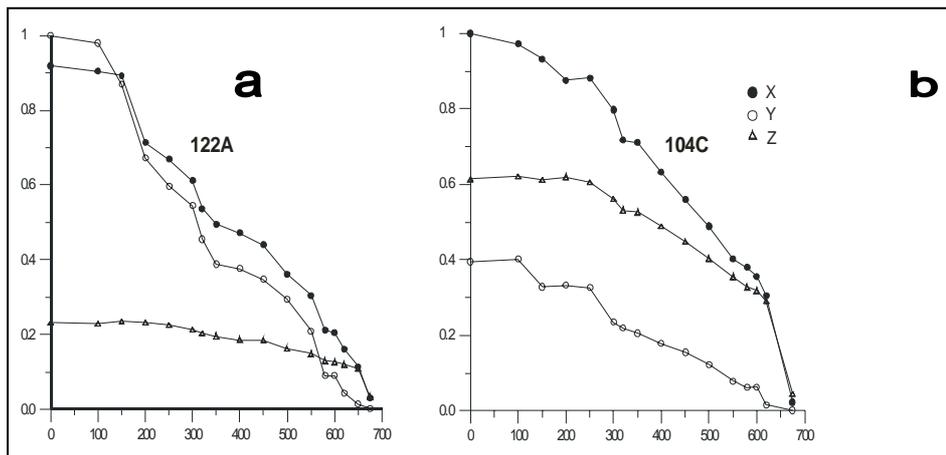


Figura 9. Diagramas de desmagnetización de las muestras 122A y 104C. En ambos diagramas se pueden observar los puntos de inflexión entre 300 °C y 400 °C en el eje de las X y Y. También se observa una inflexión importante en el eje de las X cerca de los 580 °C debido a la presencia de magnetita. Por último, vemos que la muestra pierde totalmente su magnetización hasta los 675 °C debido a la presencia de hematita.

5.2.2. Análisis de la magnetización remanente natural (MRN)

De las 164 muestras desmagnetizadas, se trataron núcleos de cada nivel. En algunas de las muestras se realizaron pruebas de desmagnetización por campos alternos. Este método a veces no es eficaz, por lo que la mayoría de las muestras fueron tratadas térmicamente. La primera etapa del calentamiento se realizó a 100° C. Las etapas siguientes se efectuaron con un intervalo creciente de 20 a 50 °C, hasta llegar a 500 o 700 °C.

La magnetización total MRN0 de las muestras fue generalmente muy escasa con valores que variaron entre $3.6.0 \times 10^{-1}$ y 1.4×10^{-4} A/m (figura 10). La proyección de los MRN de todas las muestras está representada en la figura 11. En la mayoría de los casos no son muy distantes de la dirección del campo magnético actual ($D = 346,82$, $I = 55,21$, $\alpha_{95} = 8,4$ y $k = 6$).

En la gran mayoría de las muestras, existe una componente de baja temperatura que se elimina entre 120° y 200° C (figura 12). La dirección de esta componente en coordenadas geográficas es muy cercana a la dirección del campo actual. Esta componente de baja temperatura es considerada como secundaria.

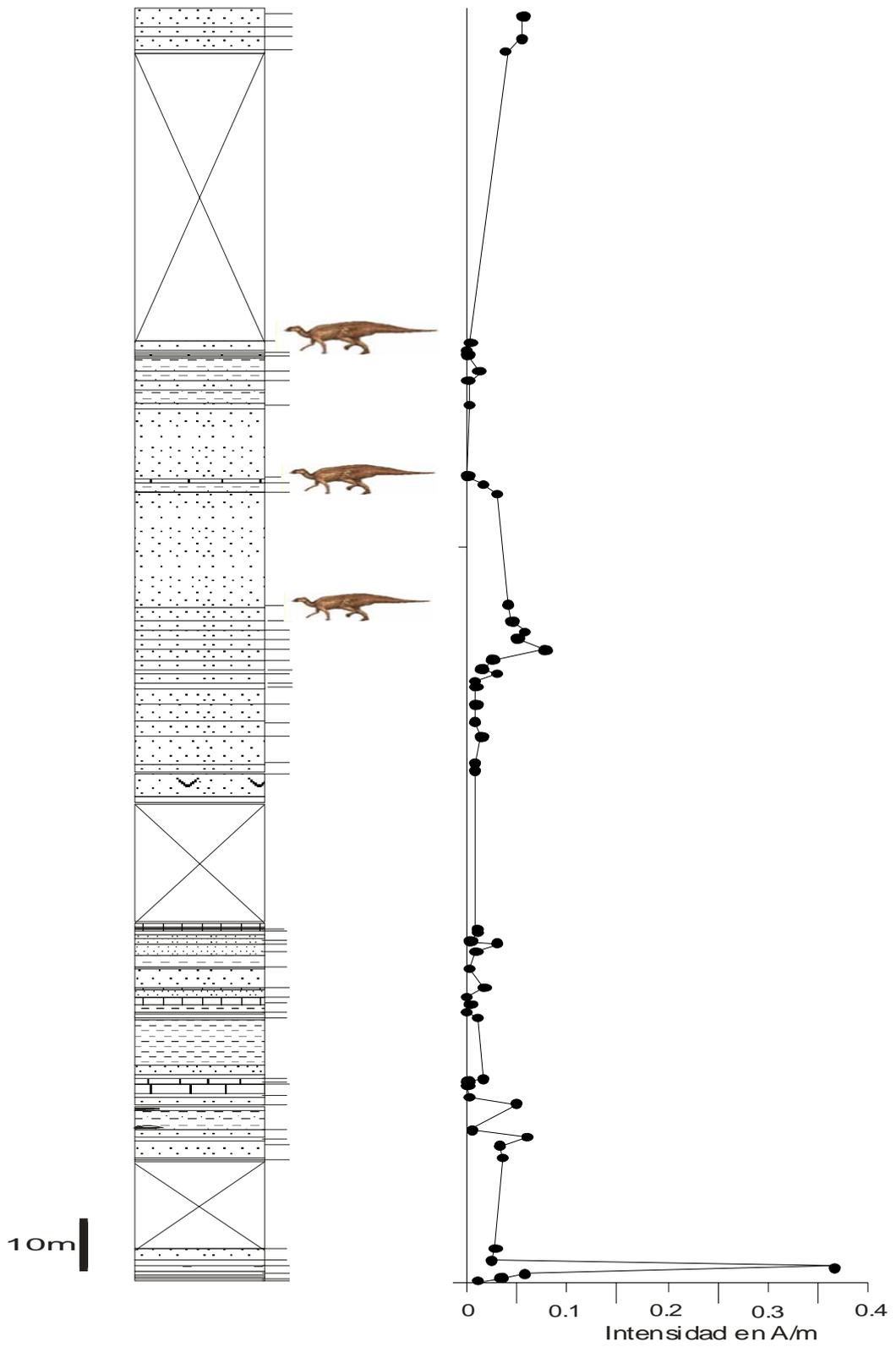


Figura 10. Intensidad del magnetismo remanente promedio de cada nivel de muestreo.

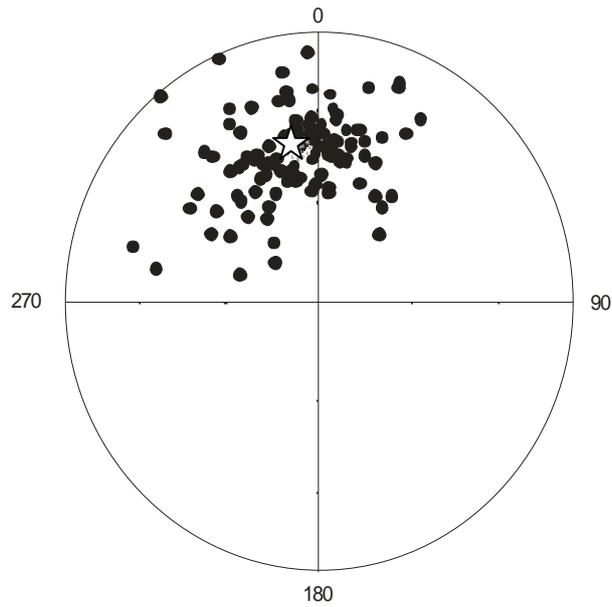


Figura 11. Proyección estereográfica de la magnetización remanente natural de las muestras antes de del proceso de desmagnetización. La estrella dentro del estereograma indica la dirección promedio.

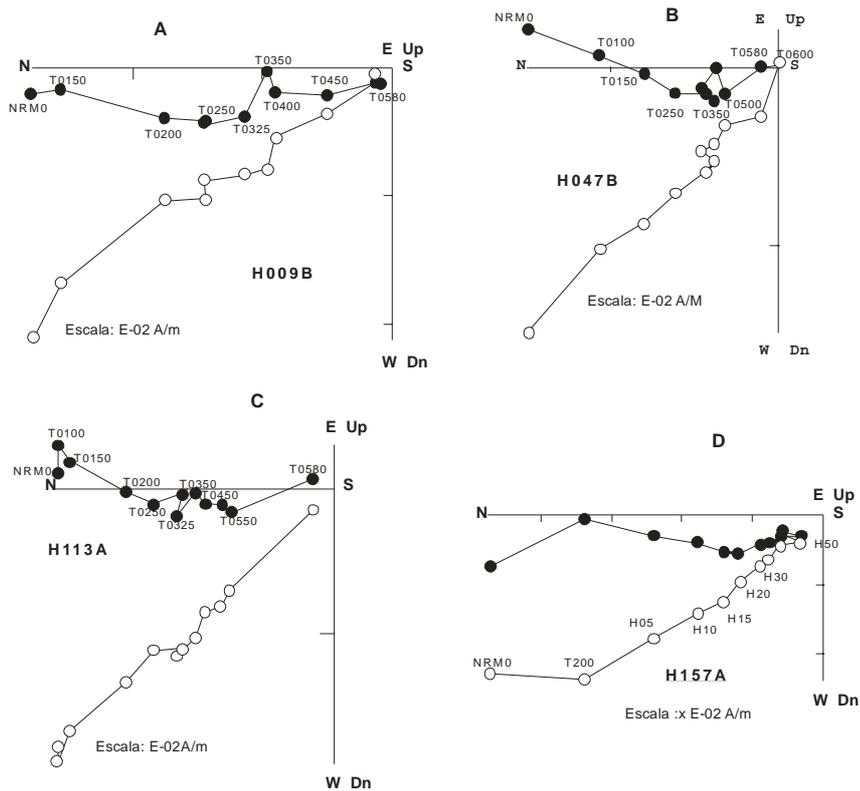


Figura 12. Diagramas ortogonales o de Zijdeveld en los que se observan los vectores resultantes en el proceso de desmagnetización parcial de las muestras H009b, H113A, H047B y H157A. Los puntos negros representan la proyección de los vectores magnéticos en el plano horizontal, los puntos blancos en el plano vertical.

La segunda componente estable de la magnetización o magnetización característica pudo ser aislada en la mayor parte de las muestras después de las etapas de temperatura entre 250 y 500-680° C (figura 12).

Las direcciones finales se establecieron sobre la base de los valores de las etapas más allá de 250° C, utilizando el método de análisis en componentes principales de Kirschvink (1980). A continuación se calcularon las direcciones promedio usando la estadística de Fisher (1953) ($D= 333.6^\circ$, $I= 42.4^\circ$, $\alpha_{95}= 3.3$, $K= 21$, $n= 127$) y se proyectan en el diagrama estereográfico de la figura 13.

La Barranca Los Bonetes se sitúa a una latitud de $19^\circ 02' N$ y una longitud de $100^\circ 42' W$, las direcciones promedio asociadas con el polo magnético al Cretácico Tardío de la zona estudiada (datos del polo, $\lambda= 75.5^\circ$ y $\phi= 207.4^\circ$, Besse y Courtillot, 2002), son: inclinación: 45.9° , declinación: 347.1° . Nuestros datos mostraron una rotación de 13.5° hacia la izquierda sobre el eje vertical.

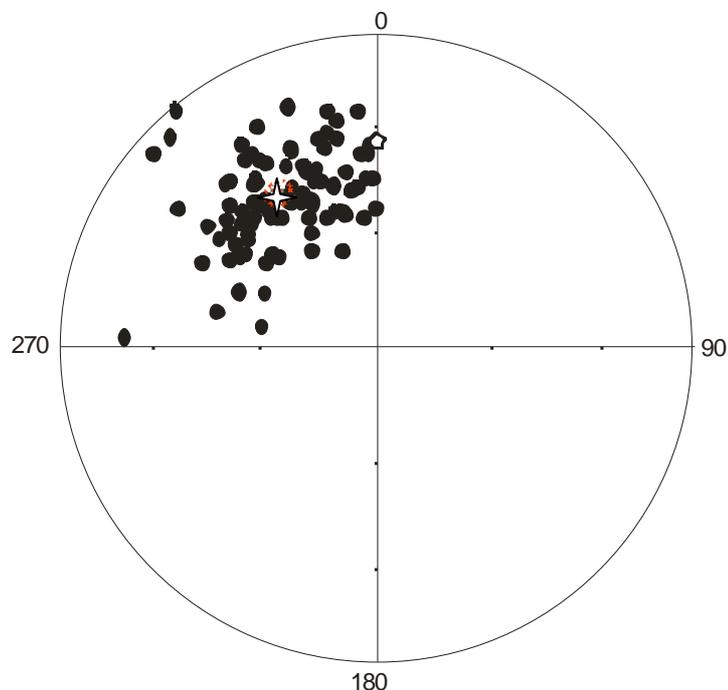


Figura 13. En este diagrama se muestran las paleodirecciones de la MNRc de cada muestra (puntos negros dentro del estereograma) así como la dirección promedio de todas las muestras (estrella dentro del estereograma). El pentágono representa la dirección del dipolo geocéntrico.

5.2.3. Test de estabilidad.

La prueba del conglomerado fue exitosa ya que las direcciones vectoriales del MNRC de los bloques muestreados están distribuidas azarosamente, como se puede observar en la figura 14. Además del éxito de la prueba antes mencionada también se observó que las direcciones promedio del sitio después de aplicarles la corrección estratigráfica no tienen una diferencia significativa en el ángulo de dispersión, y el parámetro de precisión k . Así mismo, las direcciones corregidas son diferentes de la dirección del dipolo geocéntrico axial (figura 12). Tomando en cuenta estos criterios se excluye una magnetización reciente, por lo cual podemos afirmar que el MNRC de las rocas de la sección corresponde al MNRp

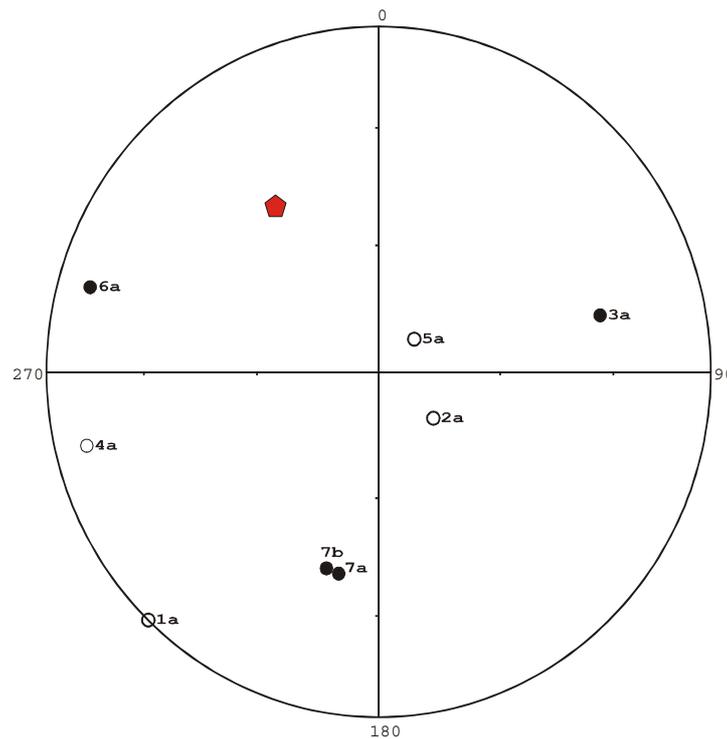


Figura 14. En esta figura se muestran las paleodirecciones de la MNRC de cada una de las muestras obtenidas de las grabas. El pentágono representa la dirección promedio de las otras muestras.

5.2.4. Obtención del patrón magnético de la polaridad.

Se calcularon la inclinación y declinación promedio para cada nivel; con estos datos se determinó la paleolatitud del polo geomagnético virtual (PGV), y la polaridad de cada nivel. Los valores de paleolatitud obtenidos para cada nivel se muestran en la figura 15. Todo los niveles muestreados dieron una polaridad normal, por lo cual se determinó que toda la sección de La Barranca Los Bonetes tiene una polaridad normal.

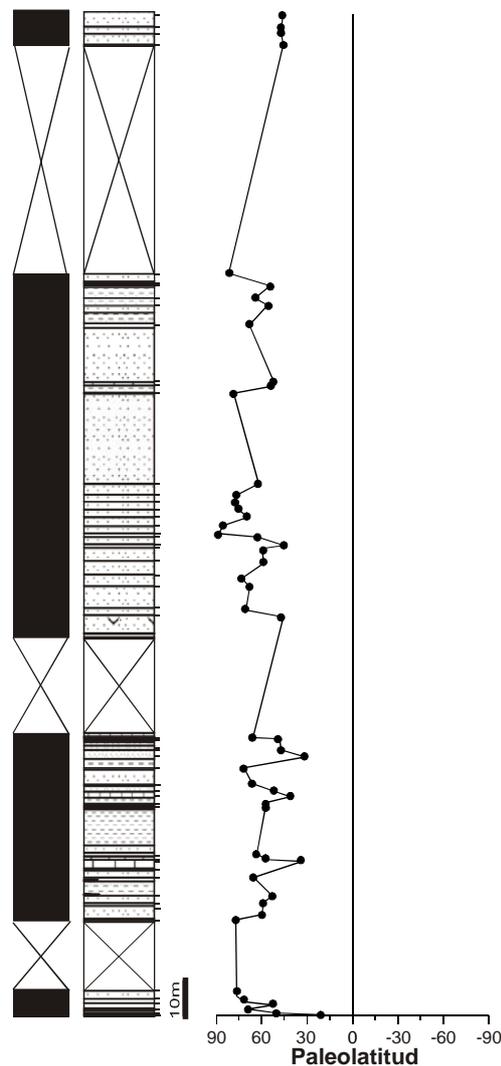


Figura 15. A la derecha de la figura se graficó la latitud del paleo-polo virtual que se obtuvo a partir de la inclinación y declinación de cada nivel muestreado. Al centro tenemos la sección litológica de la localidad, donde se han marcado los puntos de muestreo. Por último en el extremo izquierdo tenemos el patrón de polaridad de la sección que resultó ser normal en su totalidad.

5.2.5. Correlación de patrón de polaridad

Una vez obtenido el patrón de polaridad magnética se correlacionó con la GPTS usando como información para hacer este anclaje el rango estratigráfico de la familia Hadrosauridae reportado para Norteamérica, que abarca desde el Coniaciano hasta el Maastrichtiano. Con esta información podemos correlacionar el patrón de polaridad Magnética de la sección con los crones 30n, 31n, 32n, 33n y 34n. Dado que el rango estratigráfico utilizado para la correlación del patrón de polaridad abarca una gran cantidad de tiempo geológico y de poco sirve para afinar el fechamiento de la localidad se decidió utilizar como punto de anclaje un fechamiento radiométrico hecho por Benammi et al. (2006), en un flujo de lava debajo de la secuencia, en la asociación de facies El Cirián, este fechamiento fue dando una fecha de 84 ± 2.8 Ma. Este dato nos permite relacionar la secuencia de polaridad obtenido en este estudio con el cron 34n y afirmar que la secuencia de localidad La Barranca Los Bonetes tiene una edad entre los 86.8 y los 84 Ma., esta última es la edad del límite superior del cron 34n el cual inicia a los 125 Ma (figura 16). Así mismo se puede afirmar que la secuencia se depósito en un lapso de tiempo muy corto geológicamente hablando.

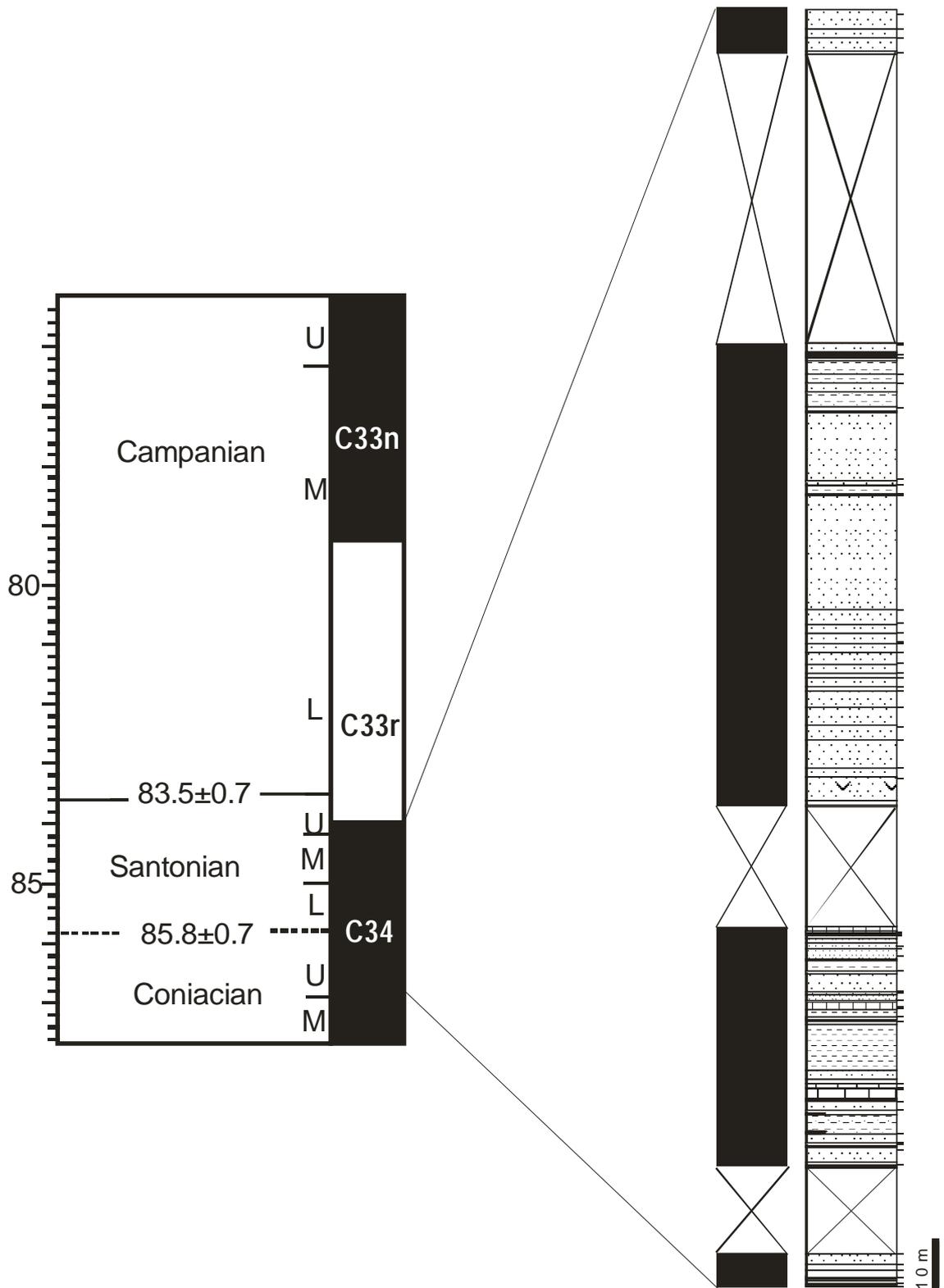


Figura 16. Correlación del patrón de polaridades magnéticas de la sección de la localidad estudiada con la GPTS utilizando como dato de anclaje el fechamiento radiométrico hecho por Benammi et al. (2006).

6. Hallazgos fósiles de dinosaurios en México

El primer hallazgo de restos de dinosaurios en México fue publicado por Janensch (1926), éstos fueron colectados en el yacimiento La Soledad, cerca de Múzquiz en el Estado de Coahuila. Desde entonces, los descubrimientos de dinosaurios se han multiplicado. Actualmente hay numerosos hallazgos dinosaurios en diversas formaciones de edad jurásica-cretácica en el país (figura 17), a continuación daremos una breve revisión de los hallazgos osteológicos de dinosaurios en México

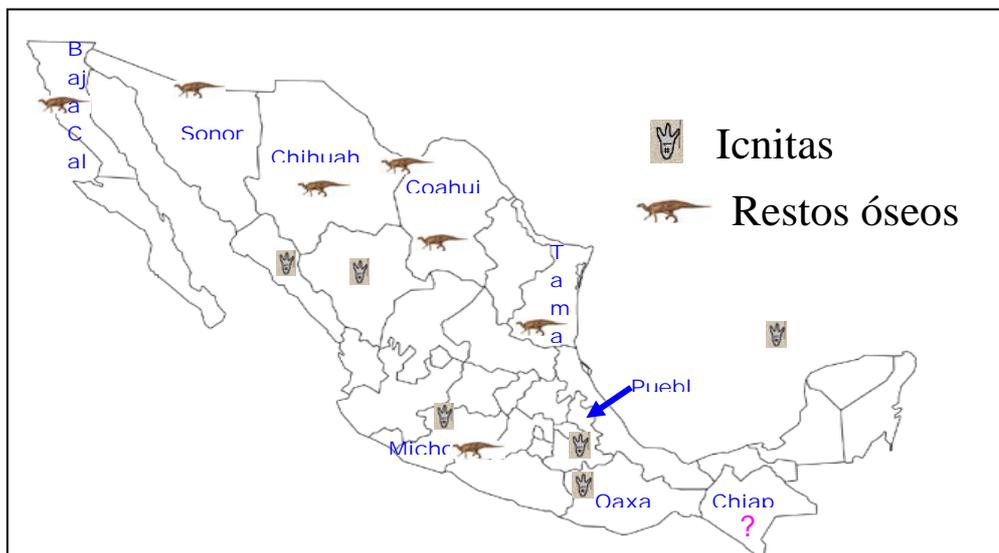


Figura 17. Distribución de los restos óseos e icnitas de dinosaurios.

Los restos más antiguos de dinosaurios colectados en México provienen de rocas del Jurásico medio, del Cañón del Huizachal (Tamaulipas) perteneciente a la Formación La Boca (Rivera-Sylva et al., 2006). La mayoría de los dinosaurios colectados en esta localidad son ornitiscuios y sus dientes son muy similares a los del género *Heterodontosaurus* (Fastovsky et al., 1995). También encontramos restos de terópodos (Munter, 1999) y posiblemente de saurópodos (Fastovsky et al., 1995).

Cerca de San Felipe Otlaltepec (Puebla) fueron colectados restos de dinosaurios de una edad jurásica tardía o cretácica temprana (Ortega-Guerrero, 1989). En un

principio este material fue considerado como perteneciente a un saurópodo (Hernández y Espinosa-Arubarrena, 1990), sin embargo este material fue reinterpretado como perteneciente a un terópodo (Rivera-Sylva, 2003).

En la formación La Bocana Roja (Baja California) de edad cretácica tardía, se encontró parte del esqueleto de un gran terópodo denominado *Labocania anomala* (Molnar, 1974).

En la formación El Gallo (Baja California) de edad cretácica, se ha recolectado una gran cantidad de material de hadrosaurio (Langstone and Oakes, 1954; Morris, 1967; 1971; 1972; 1973a, 1973b, 1981, 1982, 1983), dentro de este material se incluye parte de un esqueleto de *Lambeosaurus laticaudus* (Morris, 1973a, Weishampel, 1990). El hallazgo de un osteodermo aislado sugiere la presencia de un anquilosaurio (Morris, 1967; 1971). Así mismo restos de ornitiskios fueron referidos a ceratópsidos. También se han encontrado restos de terópodos atribuidos a las familias Troodontidae, Dromosauridae, Ornithomimidae y Tyrosauridae (Rodríguez de la Rosa y Aranda-Manteca, 1999; Weishampel, 1990) y al género *Aublysodon* (Paul, 1988).

En el grupo Cabullona (Sonora) de edad campaniana tardía-maastrichtiana temprano, se han encontrado restos pertenecientes a las familias Hadrosauridae, Ceratopsidae y Tyrosauridae (Rivera-Sylva et al., 2006).

De la Formación Aguja (Chihuahua) de edad cretácica tardía se ha colectado material de hadrosaurio, ceratopsido y titanosaúridos (Andrade-Ramos et al., 2002; Montellano-Ballesteros et al., 2000; Montellano-Ballesteros, 2003).

En el Estado de Coahuila se ha reportado una gran cantidad de restos de dinosaurios. Además del trabajo ya citado de Janensch (1926), en el cual se reportaron restos del género *Monoclonius*, tenemos restos de otros ornitiskios que incluyen a hadrosaurios de las subfamilias hadrosaurine y lambeosaurine; así como ceratópsidos

pertenecientes a los taxa centrosaurine y chasmosaurine (Hernández y Kirkland, 1993; Kirkland et al., 2000; Brinkman et al., 2002; Eberth et al., 2003). Hay algunos osteodermos aislados que han sido referidos a Ankylosauridae (Rivera-Sylva et al., 2006). Así mismo se han reportado restos de terópodos pertenecientes a las familias Troodontidae, Dromesauridae, Ornithomimidae y Tyranosauridae (Rodríguez-de la Rosa y Cevallos-Ferriz, 1998; Weishampel, 1990).

7. Discusión

Esta localidad presenta el registro osteológico más antiguo y más sureño de la familia Hadrosauridae para México. Así mismo es una de las pocas localidades con hadrosaurios anteriores al Campaniano en Norteamérica (Brett-Surman, 1989, Brett-Surman, 1979, Horner et al., 2004). De esta forma los resultados obtenidos permiten afirmar que a finales del Santoniano la familia Hadrosauridae ya estaba completamente distribuida en Norteamérica hasta sus confines más meridionales.

En el caso del diente de terópodo descrito en el presente trabajo es interesante notar que el ejemplar tiene un tamaño prominente, con dentículos pequeños en forma de cincel. Estos dentículos son encontrados en la mayoría de los grandes terópodos debido a que son mucho más aptos para procesar grandes cantidades de tejido animal y de fragmentar huesos durante su alimentación (Forillo y Curie, 1994). Sin embargo, encontramos que este diente es bastante aplanado como para pertenecer a un tiranosaúrido, y que la razón entre Ab/Lb es más semejante a la de algunos Velociraptorinae como *Deinonychus* (Smith, 2002). Es importante destacar que los Velociraptorinae poseen dientes más pequeños que el aquí descrito y que además presentan dentículos afilados que les facilitaban desgarrar tejido muscular. La información antes citada permite inferir que el terópodo al que perteneció este diente consumía bocados de carne y hueso. Así mismo que posiblemente este diente perteneció a un organismo emparentado con terópodos más gráciles que los tiranosaúridos. Sin embargo, es necesario más trabajo en esta localidad para encontrar nuevos ejemplares que puedan confirmar o refutar estas inferencias.

Los primeros restos reportados en esta localidad fueron encontrados completamente desarticulados por lo cual persistía la duda acerca de si estos provenían de algún estrato mucho más viejo o si los organismos a los que pertenecieron fueron

contemporáneos al depósito de las rocas de la localidad. El hallazgo de dos vértebras semiarticuladas nos permita asegurar que los fósiles descritos son contemporáneos a la litología en la cual fueron colectados.

La sección de la Barranca Los Bonetes se encuentra en la cima de una secuencia de depósitos continentales cuyo depósito ocurrió después de la acreción de los arcos volcánicos. El presente estudio nos permite afirmar que la acreción de los arcos volcánicos posiblemente ocurrió a principios del Cretácico Tardío o antes.

Morales-Gómez (2005) menciona que las zonas aledañas al área de estudio están afectadas por varios sistemas de fallas. Se concluyó que la rotación observada se debe a deformaciones tectónicas que afectaron la región. Rotaciones similares se han documentado en otros lugares de la parte meridional de México (figura 18); éstas se ligan a la deformación del Terciario medio asociada al sistema de fallas laterales izquierdas que ocasionó el movimiento de los bloques de Chortis y de Xolapa (Molina-Garza et al., 2003).

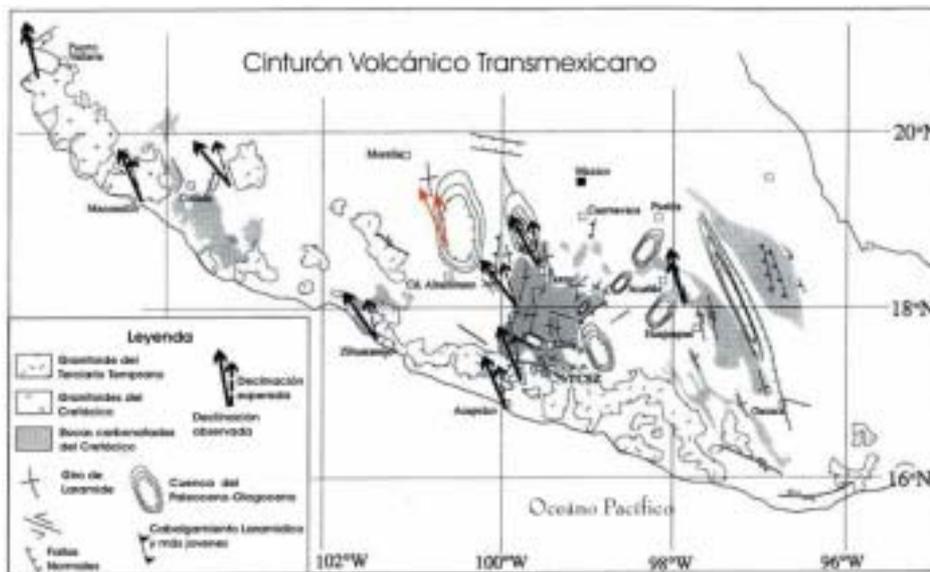


Figura 18. En esta figura se muestra en color gris claro la rotación observada en el área de estudio junto con otras rotaciones relacionadas con deformación terciaria de la parte meridional de México (modificado Molina-Garza et al., 2003).

8. Conclusiones

La litología de la localidad La Barranca Los Bonetes es volcanoclástica. Los estudios hechos para reconocer los minerales magnéticos revelan que los principales componentes magnéticos de las rocas estudiadas son la titanomagnetita y la hematita.

Las rocas del área de estudio presentan MNRp y la sección tiene un patrón de polaridad normal. Así mismo los datos revelaron una rotación de 13.5° hacia la izquierda.

Dentro de la sección de La Barranca Los Bonetes se han encontrado hasta el momento tres niveles fosilíferos. En el primer nivel se colectó una tibia referida como cf. *Parasaurolophus*. En el nivel 2 se colectó un fragmento de hueso largo perteneciente a un dinosaurio no determinado; 2 vértebras caudales y una dorsal, la epífisis proximal de una fíbula y 2 tendones osificados, pertenecientes todos a la familia hadrosauridae y un diente de Terópodo. En el nivel 3 se encontró un fémur perteneciente a un dinosaurio no determinado.

El patrón de polaridad magnética se correlacionó con el cron 34n. La correlación con la GPTS se hizo usando como dato de anclaje una datación radiométrica. La edad de la secuencia oscila entre los 84 y 86.8 M.a. entre el Coniaciano y el Santoniano. La localidad La Barranca Los Bonetes presenta el registro más antiguo de hadrosaurios en la República Mexicana y se suma a los pocos registros pre-campanianos en Norteamérica.

Los resultados obtenidos en este trabajo fueron alcanzados gracias a la combinación de dos ramas de las ciencias de la tierra: la paleontología y la magnetoestratigrafía. La conjunción de ambas disciplinas nos permitió obtener un conocimiento sobre los organismos a los que pertenecieron los restos fósiles

encontrados en la localidad en un rango temporal concreto. El mayor éxito de la combinación de estas dos disciplinas es que conocemos a los organismos en su contexto temporal y geográfico. Este trabajo muestra la importancia de localidad “Barranca Los Bonetes” así como la necesidad de más estudios multidisciplinarios que nos permitan tener un conocimiento más holístico e integrativo de los eventos que ocurrieron en la localidad.

Bibliografía.

- Altamira-Areyán A. (2002) Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estados de Guerrero y Michoacán. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. U.N.A.M. 79 p.
- Andrade-Ramos P., Montellano-Ballesteros M., Cevallos-Ferriz S. R. S., y Lozano-García S. (2002) A Late Cretaceous association from Altares Chihuahua, Mexico. *Journal of Vertebral Paleontology*. Vol 22 n 3 (supplement) p. 32a
- Barton C. E., McElhinny M. W. y Edwards D. J. (1980) Laboratory studies of depositional DRM. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. Vol. 61, n. 2, p. 355-377.
- Baszio, S. (1997) Systematic paleontology of isolated dinosaur teeth from the latest Cretaceous of South Alberta, Canada. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. Vol. 196. p. 33-77.
- Benammi M., Centeno-García E., Martínez-Hernández E., Morales-Gómez M., Tolson G. y Urrutia-Fucugauchi J. (2005) Presencia de dinosaurios en La Barranca Los Bonetes en el Sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 22. n 3. p. 429-435.
- Benammi M., Mariscal-Ramos C., Centeno-García, E. (2006) Preliminary Magnetostratigraphic study of the Upper Cretaceous Dinosaur Site from La Barranca Los Bonites, Tiquicheo (Michoacán State, Southern Mexico). *European Geosciences Union*. Vienne, Austria. Abstract.

- Besse J. y Courtillot V. (2002) Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 107, n. B11.
- Biquand D. (1984) Mise en évidence d'une erreur de fossilisation du champ magnétique terrestre dans un dépôt actuel. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*. Vol. 21, n. 11, p. 1325-1334.
- Brett-Surman M. K. (1979) Phylogeny and Paleobiogeography of hadrosaurian dinosaurs. *Nature*, Vol. 227. p. 560-562.
- Brett-Surman M. K. (1989) A revision of the Hadrosauridae (Reptilia Ornithischia) and their evolution during Campanian and Maastrichtian. Tesis Doctoral. The Graduate School of Arts and Sciences of The George Washington University. 272 p.
- Brinkman D. B., Eberth D. A., Sampson S. D., Aguillon M. C., Delgado-de Jesús C. R. y Rogríguez-de la Rosa R. A. (2002) Paleontology and stratigraphy of the dinosaur-bearing Cerro del Pueblo Formation, Southern Coahuila, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. 22, n. 3 (supplement), p 38a.
- Butler R. F., (1998) Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic Edition. <http://www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/>
- Campa M. F. y Ramírez J. (1979) La evolución y metalogenética del Noroccidente de Guerrero. Serie Técnico-Científica, Universidad Autónoma de Guerrero. Tomo 1. 102 p.
- Campa M. F. y Coney P. J. (1983) Tectono-stratigraphic terranes and minerals resource distribution in México. *Canadian Journal Earth Sciences*. Vol. 20. p 1040-1051.
- Centeno-García E., Corona-Chávez P., Talavera-Mendoza O., Irondo A. (2003) Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane a transect from

- Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México. In Guidebook for the field trips of the 99th Geological of América Cordilleran Section Annual Meeting. Alcaide M., y Gómez-Caballero A. (Eds.) Instituto de Geología, Centro de Geociencias, UNAM. México DF. Publicación Especial 1, p. 201-228.
- Currie P. J., Rigby J. K., Sloan R. E. (1990) Theropod teeth from the Judith River Formation of South Alberta, Canada. In *Dinosaur systematics. Approaches and perspectives*. Carpenter, K y Currie, P. J. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge. p. 107-125.
- De Cserna Z. (1978) Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, estados de Guerrero y México. Soc. Geol. Mex., Libro-guía de la excursión geológica de tierra caliente. p. 1-34.
- Eberth D. A., Sampson S. D., Rogríguez-de la Rosa R. A., Aguillon M. C., Brinkman D. B. y López-Espinoza J. (2003) Las Aguilas: An unusually rich Campanian-age vertebrate locality in Southern Coahuila, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. 23, n. 3 (supplement), p 47a.
- Elías-Herrera M. y Sánchez-Zavala J. (1990) Tectonic Implications of a milionitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero State, México) UNAM, Instituto de Geología , Revista. Vol. 9. p. 113-125.
- Fastovsky D E., Clark J. M., Strater N. H., Montellano M., Hernandez R. y Hopson J. A., (1995) Depositional environments of a Middle Jurassic terrestrial vertebrate assemblage, Huizachal Canyon, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. 15, n. 3, p 561-575
- Fisher R. A. (1953) Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*. Vol. 217, p. 295-305.

- Forillo A. R. y Curie P. J. (1994) Theropod teeth from the Judith River Formation (Upper Cretaceous) of South of Montana. *Journal of Vertebral Paleontology*. Vol. 14, p. 74-80.
- Galton, P. M. (1970) The posture of hadrosaurian dinosaurs. *Journal of Paleontology*. Vol. 44. p. 464-473.
- Godefroit P., Bolotsky Y. L., Irtterbeeck, J. V. (2004) The lambeosaurine dinosaur *Amurosaurus riabinini*, from the Maastrichtian of Far Eastern Russia. *Acta Paleontológica Polonica*. Vol. 49. n 4. p. 585-618.
- Guerrero-Súastegui M. (1997) Depositional history and sedimentary petrology of the Huetamo sequence, Southwestern México. Tesis de Maestría. Department of Geological Sciences The University of Texas at El Paso. 120 p.
- Hernández R. y Espinosa-Arrubarrena L. (1990) Dinosaur localities in Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. 10, n. 3 (supplement), p 27a.
- Hernandez R. y Kirkland J. I. (1993) The rediscovery of a rich uppermost Campanian dinosaur locality in the Cerro del Pueblo Fm, Coahuila Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. 13, n. 3 (supplement), p 41A.
- Horner J. R., Weishampel D. B., Forster C. A., (2004) Hadrosauridae. In *The Dinosauria*. Weishampel, D. B., Dodson, P., Osmólska, H., (Eds.). Second Edition. University California Press. USA. p. 438-463
- Janensch W., (1962) Dinosaurier Reste aus México. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie, Abteilung B, Geologie und Paläontologie*. Vol. 6. p. 192-197.
- Johnson C. A., Lang H. R.; Cabral-Cano E.; G. A. Harrison J., Barros A. J. (1991) Preliminary Assessment of Stratigraphy and Structure, San Lucas Region,

- Michoacan and Guerrero States, South-Western Mexico. *The Mountain Geologist*. Vol. 28, n2/3, p. 121-135.
- Katari K. (2000) The effects of inter-particle forces on the acquisition of depositional remanent magnetism. Tesis Doctoral. Harvard University, Cambridge, MA, United States. 182 p.
- Kirkland J. I., Hernández R., Aguillón-Martínez M. C., Delgado-de Jesus C. R., Gómez-Núñez R., y Vallejo-González I. (2000) The Late Cretaceous Difunta Group of the Parras Basin, Coahuila, Mexico, and its vertebrate fauna, Field Trip Guide Book, Society of Vertebrate Paleontology Annual Meeting. P 133-172.
- Kirschvink J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* Vol. 62: p 699-718.
- Langston J. W. y Oakes M. H., (1954) Hadrosaurs in Baja California. *Geol. Soc. Amer. Abstracts*. Vol 65. p 1344.
- Lapierre H., Ortiz, L. E., Abouchami W., Mondo, O., Coulon C., Zimmermann J. L. (1992) A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central México. *Earth Planetary Science L*. Vol. 108. p. 1-77.
- Lowrie W., (1990) Identification of ferromagnetic minerals in rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*. Vol. 17. p. 159-162.
- Lull R. S. y Wright N. E. (1942) Hadrosaurian Dinosaurs of North America. *Geological Society of America*. N. 40, Special Paper. Pp. 242.
- Marsh O. C. (1890) Additional characters of the Ceratopsidae, with notice of New Cretaceous dinosaur. *Am. J. Sci.* (ser. 3) 39. p 418-426.
- Marsh O. C., (1872) Notice on a new specimen of *Hadrosaurus*. *Am. J. Sci.* (ser. 3) 3. p. 301.

Mauvois R., (1977) Cabalgamiento miocénico en la parte Centromeridional de México.

Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Revista, 1(1), 48-63.

Molina-Garza R. S. y Boehnel H. N., Hernández T. (2003) Paleomagnetism of the Cretaceous Morelos and Mezcala Formations, Southern Mexico. *Tectonophysics*. Vol. 361 p. 301-317.

Molnar R. E., (1974) A distinctive theropod dinosaur from the Upper Cretaceous of Baja California (México). *Journal of Paleontology*. Vol. 48, p 1009-1017.

Montellano-Ballesteros M. (2003) A titanosaurid sauropod from the Upper Cretaceous of Chihuahua, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol 20. P 160-164.

Montellano-Ballesteros M., Hernández R., Álvarez-Reyes G., Andrade-Ramos P. y Martín-Medrano L. (2000) Discovery of Late Cretaceous vertebrate local faunas in Northern Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. 20, n. 3 (supplement), 58a-59a.

Morales-Gámez, M. (2005) Geología estructural del sistema de fallas transcurrentes post-cretácico de la región de Tiquicheo, Michoacán, Sur de México. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. U.N.A.M. Pp. 104

Morris W. J. (1967) Baja California: Late Cretaceous dinosaur. *Science*. Vol 155, p 1539-1541.

Morris W. J. (1971) Mesozoic and Tertiary Vertebrates in Baja California. *National Geographic Society Research Reports*. Vol. 1965, p 195-198.

Morris W. J. (1972) A giant hadrosaurian dinosaur from Baja California. *Journal of Paleontology*. Vol. 42, p 777-779.

- Morris W. J. (1973a) Mesozoic and Tertiary Vertebrates in Baja California. National Geographic Society Research Reports. Vol. 1973, p 197-209.
- Morris W. J. (1973b) A review of Pacific Coast hadrosaurs. . Journal of Paleontology. Vol. 47, p 551-561.
- Morris W. J. (1981) A new species of hadrosaurian dinosaur from the Upper Cretaceous of Baja California -? *Lambeosaurus laticaudus*. Journal of Paleontology. Vol. n. 2, 55, p 453-462.
- Morris W. J. (1982) California dinosaurs. In Late Cretaceous depositional environments and paleogeography, Santa Ana Mountains, Southern California. Bottjer D. J.; Colburn, I. P.; Cooper J. D. (Eds.), Pacific Section, SEPM, Field Trip Volume and Guidebook, p 89-90.
- Morris W. J. (1983) A Paleontologic reconnaissance of Baja California, 1974. Research Reports - National Geographic Society. Vol. 15, p 157-174.
- Munter R. C. (1999) Two theropod dinosaurs specimens from Huizachal Canyon, México. Journal of Vertebrate Paleontology. Vol. 19, n. 3 (supplement), p 65a
- Ortega-Guerrero B. (1989) Paleomagnetismo y Geología de las Unidades Clásticas Mesozoicas del Área Totoltepec-Ixcaquixtla, Estado de Puebla y Oaxaca. Tesis de Maestría. UNAM. Fac. de Ciencias, 122 p.
- Ostrom John H. (1963) *Parasaurolophus cytocristatus*, a Crested Hadrosaurian Dinosaur from New Mexico. Chicago Natural History Museum. Vol. 14. n. 8. p. 143-168.
- Ostrom John H. (1964) A reconsideration of the paleoecology of hadrosaurian dinosaurs. American Journal of Sciences. Vol. 262. p. 975-997.

- Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V. H., Tibaldi A., Vezzoli L., 1995, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belts, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico: Geological Society of America, Special Paper. 1 p.
- Paul G. S. (1988) *Predatory Dinosaur of the World*. Simon & Schuster. New York. Pp. 464.
- Ramírez-Espinosa J., Campa M. F., Talavera O., Guerrero M. (1991) Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. En: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er congreso Mexicano de Mineralogía. Pachuca. Memorias. p. 163-166.
- Rauhut O. W. M. (2002) Dinosaur teeth from the Barremian of Uña, Province of Cuenca, Spain. *Cretaceous Research*. Vol. 23. p. 255-263.
- Rivera-Sylva H. E. (2003) Dinosaur from the Mixteca Region in Central México, Tesis de Maestría. Department of Earth Sciences, University of Bristol. Pp 56.
- Rivera-Sylva H., Rodríguez-De La Rosa R., Ortiz-Mendieta J., (2006) A Review of the Dinosaurian Record from Mexico. In *Studies on Mexican Paleontology*. Vega F. J., Nyborg T. G., Perrilliat M. C., Montellano-Ballesteros M., Cevallos-Ferriz S. R. S., Quiroz-Barroso S. A. (Eds.) Springer. Netherlands. P. 233-248.
- Rodríguez-de la Rosa R. A. y Cevallos-Ferriz S. R. S. (1998) Vertebrates of the El Pelillal Locality (Campanian, Cerro del Pueblo Formation), South-Eastern Coahuila, México. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. 18, n. 4, p 751-764.
- Rodríguez-de la Rosa R. y Aranda-Manteca F. J. (1999) Theropod Teeth from the Late Cretaceous El Gallo Formation, Baja California, México. VII Internacional Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystem, Buenos Aires, Abstracts. P 56.
- Sankey J. T., Standhardt B. R., Schiebout J. A. (2005) Theropod teeth from the Upper Cretaceous (Campanian-Maastrichtian), Big Bend National Park, Texas. In the:

The Carnivorous Dinosaurs. Carpenter K. (Ed) Indiana University Prss. USA.
P. 127-152

Smith J. B.(2002) An examination of dental morphology and variation in theropod dinosaurs: Implication for the identification of shed teeth. Tesis Doctoral.
Faculties of the University of Pensilvania. Pp. 617

Suzuki D., Weishampel D. B., Minoura N. (2004) *Nipponosaurus sachalinensis* (Dinosauria; Ornithomimidae): anatomy and systematic position within Hadrosauridae. Journal of Vertebrate Paleontology. Vol. 24. n. 1. p. 145-164.

Talavera-Mendoza O. y Suastegui M. G., (2000) Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (Western México): Implications for the tectono-magmatic evolution of Southwestern North América during the late Mesozoic. Journal of South América Earth Sciences. Vol. 13. p. 297-324.

Tardy M., Lapierre H., Freydier C., Coulon C., Gill J.B., Mercier de Lepinay B., Beck C., Martinez R. J., Talavera M. O., Ortiz H. E., Stein G., Bourdier J. L., Yat M. (1994) The Guerrero Suspect Terrane (Western México): and coeval arc terranes (Greater Antillas and Western Cordillera de Colombia. A Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. Tectonophysics. Vol. 230. p. 49-73.

Tauxe L. y Kent D. V. (1984) Properties of a detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. Vol. 76, n. 3, p. 543-561.

Tucker P. (1979) Selective post-depositional realignment in a synthetic sediment. Physics of the Earth and Planetary Interiors. Vol 20, n. 1, p. 11-14.

Verosub K. L. (1977) Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. Vol. 15 n. 2, p 129-143.

Weishampel D. B. (1990) Dinosaur distribution. In *The Dinosauria*. Weishampel, D. B., Dodson, P., Osmólska, H., (Eds.) University California Press. USA. Pp. 63-139.

Lámina I

Nivel 1

Hadrosauridae

1. Tibia izquierda, vista external
- 2 Esquema de Tibia izquierda, vista externa
3. Comparación de la epífisis distal de la tibia izquierda con las morfologías descritas por Brett-Surman (1989).

Lámina I: nivel 1

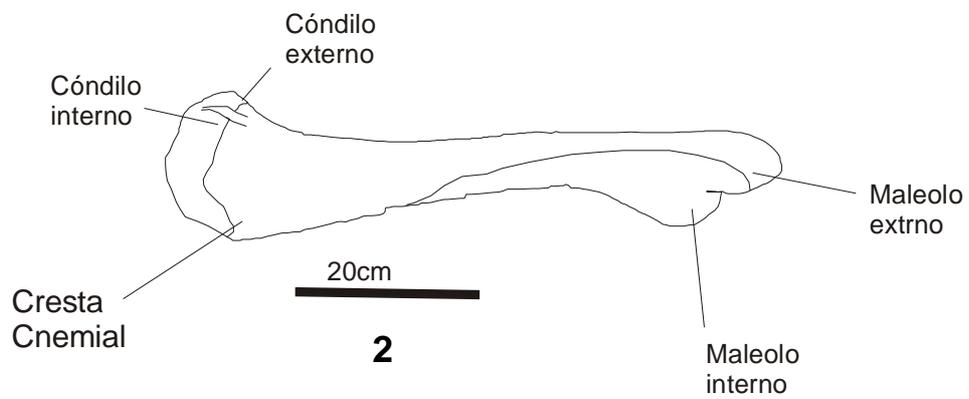
Hadrosauridae



20cm



1



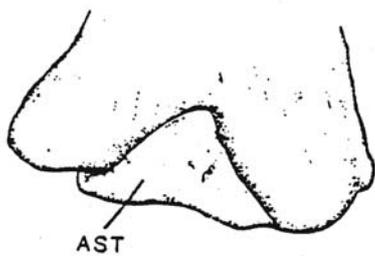
3



20cm



(Brett-Surman 1989)



(Brett-Surman 1989)

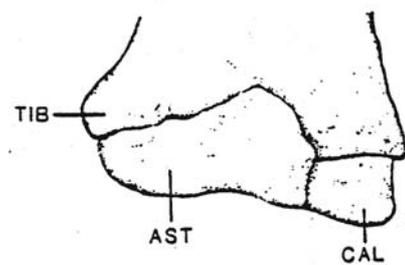


Lámina II

Nivel 2

Dinosauria indet.

1. Epífisis fragmentada de un hueso largo
2. Fragmentos de diáfisis de un hueso largo
3. Esquema de la epífisis fragmentada
4. Esquemas de fragmentos de diáfisis.

Lámina II

Dinosauria Indet.



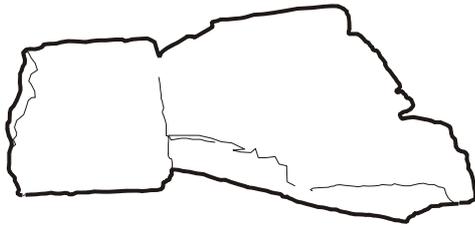
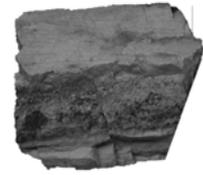
10 cm

1



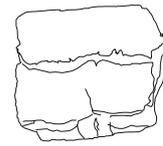
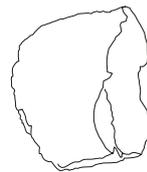
10 cm

2



10 cm

3



10cm

4

Lámina III

Nivel 2

Hadrosauridae

1. Vértebra caudal
2. Esquema de vértebra caudal
3. Vértebra caudal
4. Esquema de vértebra caudal
5. Vértebra dorsal
6. Esquema de vértebra dorsal
7. Tendón osificado
8. Epífisis proximal de una fíbula
9. Esquema de la epífisis proximal de una fíbula

Lámina III

Hadrosauridae



10 cm

1



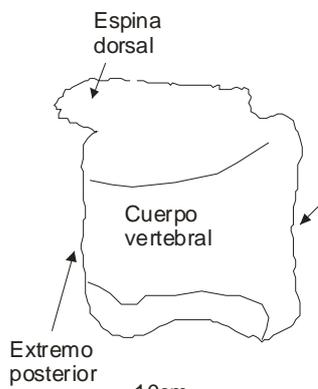
10 cm

3

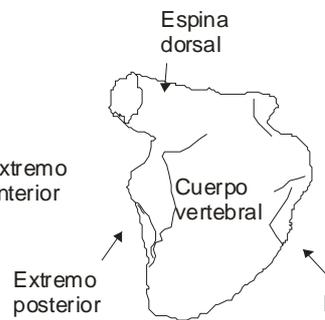


10 cm

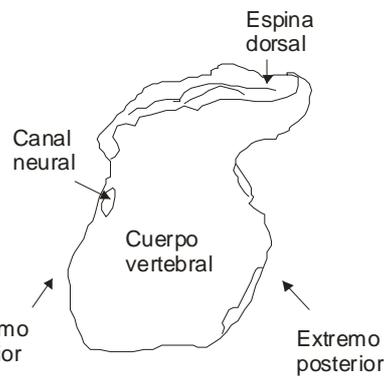
5



2



4



6



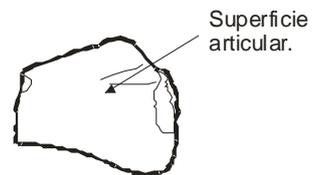
10 cm

7



10 cm

8



9

Lámina IV

Nivel 2

Theropoda

1. Diente de terópodo antes de ser colectado

2 Diente de terópodo

3. Carina distal en su parte basal

4. Carina distal en su parte apical

5. Carina mesial en su parte apical

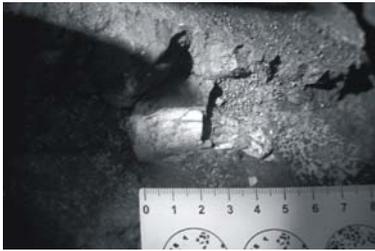
Figura 6 Esquema de la carina distal en su parte basal

7. Carina distal en su parte apical

8. Carina mesial en su parte apical

Lámina IV

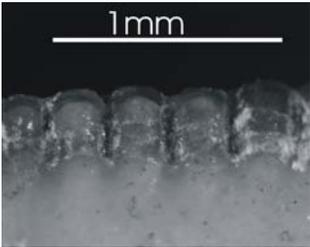
Theropoda



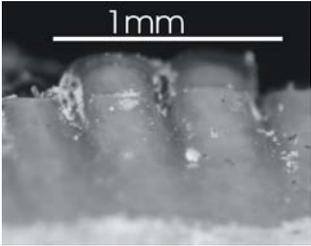
1



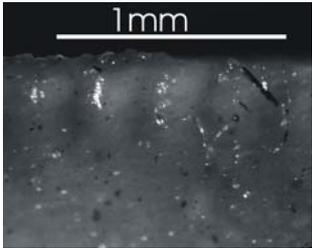
2



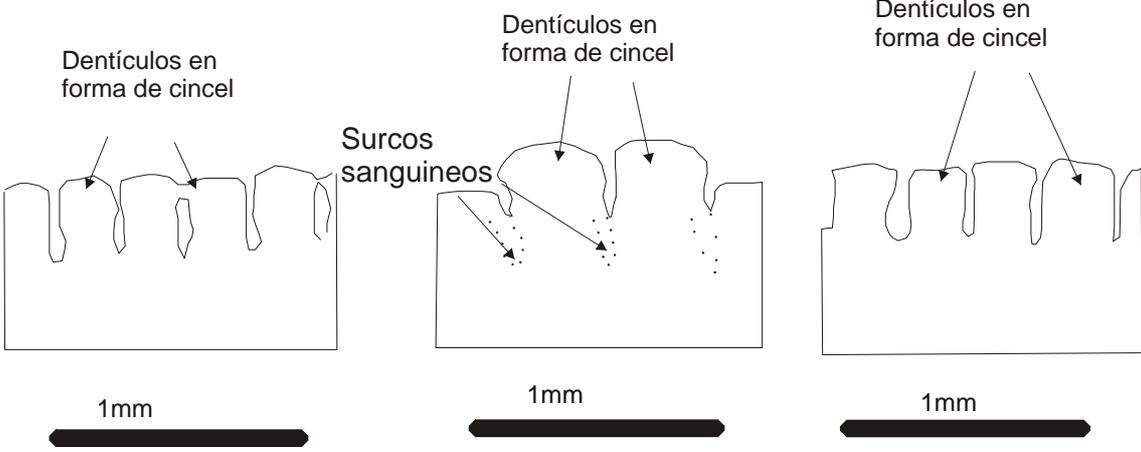
3



4



5



6

7

8

Lámina V

Nivel 3

Dinosaurio indet.

1. Fémur derecho

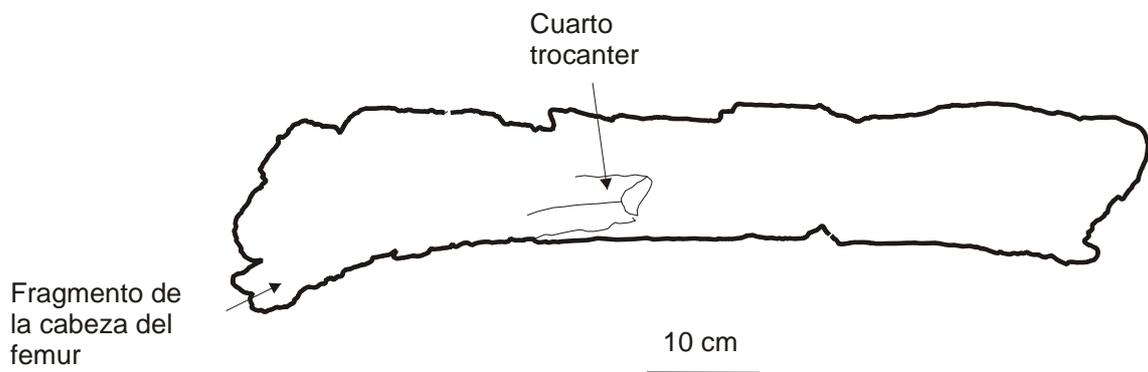
2. Esquema del fémur derecho

Lámina V:
Dinosauria Indet.



10 cm

1



2