

Discordancia entre el Jurásico y Cretácico en Huizachal, Tamaulipas, México: Su posible correlación con un límite de secuencia global

Samuel Eguiluz de Antuñano^{1,*}, Daniel Olivares-Ramos² y Rafael López-Martínez¹

¹ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,
Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

² Petróleos Mexicanos, Exploración, Blvd. Lázaro Cárdenas 615, Edificio de Exploración,
Col. Anzaldúa, C.P. 88630 Reynosa, Tamaulipas, México.

* s_eguiluz@hotmail.com

RESUMEN

En Huizachal, Tamaulipas, al poniente del túnel Rumbo Nuevo, se presentan con claridad las relaciones estratigráficas entre las formaciones La Casita y Taraises. El contacto entre ambas unidades está marcado por un cambio litológico brusco, una superficie de erosión y contenido paleontológico, y en este trabajo los autores identifican una discordancia paralela (paraconformity). La cima de la Formación La Casita tiene capas de lutita, arenisca de grano fino y conglomerado, estas capas contienen *Suarites* sp. (Zona de Durangites) y *Crassicollaria brevis*, por lo que se considera que su depósito pertenece al Tithoniano superior (Zona A2 o de *Crassicollaria brevis*). Sobre el conglomerado y superficie de erosión sobreyace la Formación Taraises, constituida por capas de caliza tipo mudstone con *Calpionella elliptica*-*C. alpina* (chica), por lo cual estas capas pertenecen al Cretácico (Zona de *Calpionella elliptica*). Las relaciones estratigráficas, aunadas al contenido de fósiles con la ausencia de organismos característicos de la cima del Tithoniano superior (Zona A3 o *Crassicollaria colomi*) y de la base del Berriasiano inferior (inicio del Acme de *Calpionella alpina*, variedad isométrica), por ausencia de depósito o por erosión entre ambas formaciones, sugieren proponer en este trabajo la existencia de una discordancia paralela.

La continuidad estratigráfica más joven en la Formación Taraises presenta estratos de caliza con textura tipo mudstone que pasan hacia capas de caliza de textura wackestone de bioclastos. En esta sucesión estratigráfica se identifica una evolución de microfósiles que varían desde *Calpionella alpina* – *C. elliptica*, seguida por *Calpionellopsis simplex*, *Calpionellopsis oblonga*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica* (forma larga), hasta *Calpionellites* sp., lo cual confirma la continuidad litológica y su variación en edad, desde el Berriasiano medio al Valanginiano temprano.

La posición cronoestratigráfica de la discordancia observada en este trabajo se correlaciona con un evento regresivo observado en los bordes paleogeográficos de otras regiones de México y del mundo y se propone que puede correlacionarse con un límite de secuencia global.

Palabras clave: estratigrafía, discordancia, Fm. La Casita, Fm. Taraises, Jurásico, Cretácico, Huizachal, México.

ABSTRACT

In Huizachal, Tamaulipas, at the western end of the Rumbo Nuevo tunnel, clear stratigraphic relationships between the La Casita and the Taraises formations are well exposed. The contact between the formations is marked by a paraconformity, represented by an erosional surface overlain by an

*abrupt lithologic change. In the upper part of the La Casita Formation, fine-grained sandstone and siliciclastic mudstone are interbedded with conglomerates, and the top of the formation is truncated by a bedding-parallel erosional surface. The sandy matrix of the uppermost conglomerate contains *Suarites* sp. (Durangites Zone) and *Crassicollaria* sp. (with curved collar morphology), which indicate deposition during the late Tithonian (A2 or *Crassicollaria brevis* zone). The Taraises Formation overlies the conglomerate and consists of lime mudstone beds with *Calpionella elliptica* – *C. alpina* (small), which indicate deposition during latest-early Berriasian. The absence of distinctive fossils from the top of the latest Tithonian (A3 or *Crassicollaria colomi* Zone) and the earliest Berriasian (start *Calpionella alpina* Acme, isometric variety) suggests non-deposition or erosion between the La Casita and the Taraises formations.*

*Up-section in the Taraises Formation, a rapid transition from mudstone to bioclastic wackestone beds is observed, marked by a succession of *Calpionella alpina* – *C. elliptica*, followed by *Calpionellopsis simplex* and *Calpionellopsis oblonga*, with a large form of *Tintinnopsella longa* and *T. Carpathica*, at the top *Calpionellites*. This lithologic and paleontologic succession suggests a stratigraphic continuity and change in age from the middle Berriasian to early Valanginian.*

The stratigraphic position of the paraconformity described in this study correlates with a regressive event. This may correspond to a sequence boundary of second order that separates Jurassic and Cretaceous strata on continental margins in other regions of Mexico and worldwide.

Keywords: stratigraphy, paraconformity, La Casita Fm., Taraises Fm., Jurassic, Cretaceous, Huizachal, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La localidad estudiada se ubica en el Valle de Huizachal (Figura 1), sobre el corte de la carretera estatal 126, al poniente del túnel Rumbo Nuevo. La discordancia paralela que se presenta en este trabajo pone en contacto rocas depositadas muy próximas al límite Jurásico-Cretácico. Este límite cronoestratigráfico reviste complicada polémica dentro de la comunidad geocientífica y es necesario exponer aquí los motivos de la controversia. Así mismo, la identificación de esta discordancia requiere analizar varios factores geológicos para poderla vincular posiblemente en el marco de un cambio relativo del nivel del mar de escala global.

La evolución estratigráfica del límite Jurásico-Cretácico proviene de los estudios iniciados en el siglo XIX e inconclusos en el siglo XX. El Cretácico fue propuesto por D'Omalius d'Halloy (1822) para denominar a las cretas y otros sedimentos, que se encuentran en la Cuenca de París. Posteriormente d'Orbigny (1842), en esa cuenca, agrupó conjuntos de fósiles del Cretácico en cinco divisiones mayores (“pisos”) y designó al Neocomiano como la unidad inferior de esa división. En el área de Neuchâtel, Suiza, Thurmann (1836, *en Ogg et al.*, 2004) usó al Neocomiano como piso y colocó su base coincidente con el límite inferior de la Serie Cretácea, entre la cima de la Formación Goldberg y la base de la Unidad Oolítica Inferior de la Marga Bâtard. Este límite corresponde respectivamente con las actuales zonas de amonitas *Berriasella jacobi* y *Subthurmannia occitanica* (Clavel *et al.*, 1986 *en Hoedemaeker*, 1987; Hoedemaeker, 1987, 1991), mientras que la base de la Formación Pierre Châtel, posiblemente correlaciona con la parte superior de la subzona de *Subthurmannia subalpina* (Tabla 1). El coloquio sobre el Cretácico Inferior (1975) recomendó remplazar el uso del

piso Neocomiano motivado por su amplitud y substituirse por los pisos Berriásano, Valanginiano y Hauteriviano, sin embargo, esta resolución no ha procedido en el consenso general y el uso del Neocomiano continúa siendo común en la literatura geológica.

El intervalo Tithoniano fue definido por Oppel (1865) para incluir a los estratos ubicados entre el Kimeridgiano y el Valanginiano (definido por Desor, 1854 y Desor y Gressly, 1859). Oppel (1865) no indicó una sección específica de referencia para el Tithoniano y, durante mucho tiempo, la inapropiada definición fue motivo de controversia para su unánime aceptación. Además, la posterior definición del Berriásano como piso, incluido en la cima del piso Tithoniano original, acrecentó los problemas para la aceptación internacional de este intervalo compartido entre ambos pisos. Arkell (1956) argumentó que debido a la aceptación del Tithoniano como piso terminal del Jurásico, con uso continuo por mucho tiempo en la región del Tethys, era muy tarde para suprimirlo y más conveniente admitirlo como tal.

El Berriásano fue definido por Coquand (1869, 1871, 1875) y se reconoce en toda la extensión del mar de Tethys, desde la India hasta México. Este piso incluye a las “Calizas margosas de Berrias”, las cuales contienen las actuales zonas de *Subthurmannia occitanica* y *S. boissieri*; estas zonas correlacionan con la proximidad de la base del Neocomiano en la región de Neuchâtel, Suiza, y por lo tanto, definen la base del Cretácico (Desor y Gressly, 1859). Como se describió anteriormente, por cronología, el piso Berriásano traslapa a la definición original del Tithoniano. En el estratotipo del Berriásano solamente se encuentra la parte superior de la Zona *Pseudosubplanites grandis* y la mayor parte del subpiso Ardesciano, como parte terminal del Tithoniano, está erosionado.

Kilian (1896) encontró un conjunto de amonitas con

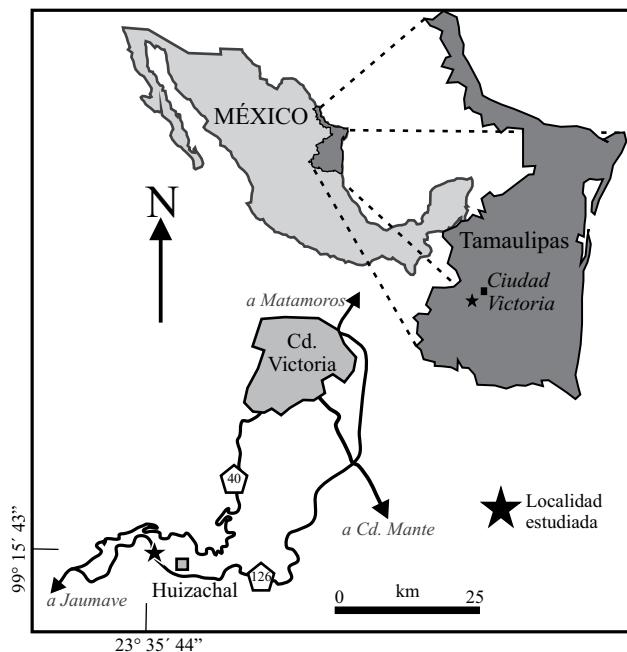


Figura 1. Localización de la sección de Huizachal indicada por la estrella.

transición de formas entre el Tithoniano y el Berriasiano. Estas amonitas alojadas en estratos a los que denominó “Nivel Gensiac”, inmediatos debajo de la base del piso Berriasiano, representan aproximadamente una parte de la Zona de *Pseudosubplanites grandis*. Kilian (1896) unió el “Nivel Gensiac” a los estratos del Berriasiano y a ambos los denominó como el nivel infravalanginiano, y situó en la base de estas capas al contacto Cretácico, pero sin modificar el límite Berriasiano. La base del infravalanginiano se consideró inadecuadamente, durante muchos años, como el “límite clásico” del Cretácico.

Mazenot (1939) propuso la base del “infravalanginiano” como equivalente de la base del Berriasiano y por ende, la Zona de *Pseudosubplanites grandis*, como una extensión del Berriasiano y por consecuencia, esta zona se incluyó como la base del Cretácico. Le Hégarat y Remane (1968) conservaron este límite Jurásico-Cretácico y colocaron a la Zona de *Berriasella jacobi* en la parte más superior del Tithoniano. Esta zona abarca la mayor parte de la “Caliza Blanca de l’Ardèche”, la cual representa a la cima del Tithoniano superior (Subpiso Ardecciano). En el estratotipo Berriasiano este cuerpo de caliza blanca incluye la subzona de *P. grandis* (base del Berriasiano para Kilian, 1896 y Mezenot, 1939), mientras que en la parte inferior de la caliza están las zonas de *Durangites* y *Microcanthoceras microcanthum* de la cima del Tithoniano superior.

El *Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé* (1975) consideró inconveniente definir el límite del Cretácico con base en la Zona de *P. grandis*, por ser indistinguible de la Zona de *B. jacobi* y ambas zonas fueron unidas en la “Zona *grandis-jacobi*”. Enay y Geyssant (1975) propusieron que el límite Jurásico-Cretácico se ubicara en la base de la Zona de

Berriasella jacobi. Esta opción fue acordada como solución temporal, por votación entre los asistentes al coloquio sobre ese límite y posteriormente aceptada como practicable por la International Union of Geological Sciences (1984), opción que ha continuado temporalmente vigente. Esta proposición no tiene una aceptación general, pues la base del Cretácico modificado así, no corresponde con el límite originalmente propuesto por Coquand (1871) y Thurmann (1836, en Ogg et al., 2004). Según Hoedemaeker y Bulot, (1990) lo deseable sería mantener la base del piso Berriasiano, sobre la cima de la Zona de *B. jacobi*. Remane (1990) propuso poner al piso Berriasiano en el Jurásico, para incluir la Zona de *B. jacobi*, aunado a la carencia de un cambio significativo de faunas en el estratotipo del Berriasiano, por lo tanto, según Remane (1990), la base del Cretácico correspondería a la actual base del piso Valanginiano. Por otro lado, Hoedemaeker y Company (1993) consideraron abandonar la subzona *P. grandis* y solamente mantener extendida la Zona *B. jacobi*, lo cual ocasionaría cambiar el límite Jurásico-Cretácico y la base del piso Berriasiano propuesto por Enay y Geyssant (1975), en la cima extendida de la Zona *B. jacobi*. Esta proposición retoma conservar el límite Jurásico-Cretácico en la base del piso Berriasiano de la manera como originalmente fue propuesto por Coquand (1869, 1871) y, por lo tanto, la base del Cretácico también quedaría en esa posición.

El otro grupo de fósiles utilizado para establecer la base del límite Cretácico ha sido el de calpionélidos, éstos aparecen en el registro fósil a mediados del Tithoniano, representados por la Familia Chitinoideidae. Remane (1986) restringe el alcance estratigráfico de la Familia Calpionellidae del Tithoniano superior al Valanginiano inferior. Actualmente se sabe que especies del género *Tintinnopsella* alcanzan el Hauteriviano superior (Blau y Grün, 1997). Durante el transcurso evolutivo de la Familia Calpionellidae, dos especies presentan cambios morfológicos significativos durante la transición Tithoniano – Berriasiano, estas son: *Calpionella alpina* y *Tintinnopsella carpathica*. Tres formas se distinguen en *Calpionella alpina*: una forma grande y elongada en las subzonas A2 y A3 de Remane (1985); una forma intermedia cercanamente esférica, en la parte inferior de la zona B de Remane (1985) y a esta, sobreyace una forma pequeña y esférica muy abundante. *Tintinnopsella carpathica* comienza su evolución con una variedad pequeña en el Tithoniano medio. Durante la parte superior de la Zona A y en la Zona B de Remane (1985) se presenta una forma rara, ligeramente más grande; finalmente, formas muy grandes y atípicas se pueden observar en el Berriasiano temprano (Remane, 1985). En el estratotipo del Berriasiano, la cima de este intervalo estratigráfico adolece de una clara zonificación diagnóstica de ammonitas, sin embargo, son distinguibles las zonas de calpionélidos A y B de Remanne (1985).

La aplicación de una u otra zonación tiene un control regional y paleogeográfico pues depende de la disponibilidad de uno u otro grupo fósil.

Numerosas versiones de correlación han sido reali-

Tabla 1. Comparación de diferentes zonaciones de calpionélidos y su correlación con zonas de ammonites y con localidades litoestratigráficas.

zadas para establecer el límite Jurásico-Cretácico entre los dominios Boreal y Tethys, sin llegar a resultados comúnmente aceptados. Hoedemaeker (1987) y Hoedemaeker *et al.* (2003) combinaron diferentes técnicas estratigráficas (bioestratigrafía, magnetoestratigrafía y análisis de secuencias) y proponen que la base del Cretácico, en el sureste de Inglaterra, se encuentra en un nivel cercano a la base de la unidad “Cypris Free stones” y por lo tanto, la mayor parte del Grupo Caliza Purbeck es de esta edad. En caso de seleccionar la cima de la Zona *Jacobi*, entonces la base del piso Berriasiánico caerá cercana a la base del Grupo Caliza Purbeck. De esta conclusión, Hoedemaeker (1987) y Hoedemaeker *et al.* (2003) proponen que ambas, las zonas de *B. jacobi* y *B. grandis*, correlacionan con la actual cima del piso Portlandiano (Cope *et al.*, 1980).

Zakharov *et al.* (1996) correlacionaron las zonas de calpionelidos y amonitas del Mediterráneo, con las zonas de ammonitas boreales y propusieron que la base de la Biozona B de Remane (1971) era aproximadamente coincidente con la base de *Craspedites okensis* y ésta, equivalente con la base de la Zona *B. jacobi*. Por otro lado, a la base de la Zona C de Remane (1971), la ubicaron en la base de la subzona *Chetaites sibiricus* y la correlacionaron con la cima de la subzona *S. subalpina*. Zakharov y Rogov (2008) combinaron magnetoestratigrafía y bioestratigrafía y señalan que la base de la Zona de *Calpionella* en el dominio Tethys (Zona B de Remane, 1971), se encuentra dentro de la porción media de la Zona *C. taimyrensis* y esta Zona correlaciona a su vez con la Zona *C. nodiger*, como parte terminal del piso Volgiano en su localidad tipo. Por lo tanto, consideraron que ambos, zonas y piso, podían quedar dentro de la base de la Zona *Jacobi* y así, ser aproximadamente equivalentes a la cima del Tithoniano en el sentido originalmente propuesto por Coquand (1869, 1875) al situar la base del Berriasiánico como límite del Cretácico.

La base del Cretácico en el dominio Boreal se presenta con dos alternativas: una es colocar la base del Berriasiánico en la base de la Zona de *B. jacobi*, como lo propusieron Enay y Geyssant (1975), entonces la base de la Zona *Kashpurites fulgens* o base de *C. okensis*, coinciden aproximadamente con la base del Volgiano superior. Pero si se coloca la base del Cretácico tomando como referencia la base de *S. occitanica*, éste quedará entre la cima de la Zona *C. nodiger* o cima de *Ch. chetae* (correlativas con la cima de la Zona *B. jacobi*) y la base de las zonas *Ch. sibiricus*, en la parte superior del piso Volgiano (Tabla 1).

El límite entre los pisos Volgiano y Ryazaniano, en Inglaterra se ubica entre la cima de la zona *Subcraspedites lamplughi* y la base de *Runcinia runctoni*, respectivamente. En el norte de Siberia, el límite de esos pisos (Berriasiánico Boreal) se encuentra entre las zonas de *Chetaites chetae* y *Ch. sibiricus* (Tabla 1), así como entre la cima de la Zona de *Subcraspedites nodiger* y la base de *Riasanites rjasanensis* en la Rusia europea. Siguiendo el criterio de Saks (1975), el piso “Berriasiánico Boreal” se usa en Rusia para sustituir al piso Ryazaniano, lo cual ocasiona un traslape de edad

entre el piso Boreal Volgiano superior y el original piso Berriasiánico del Tethys.

Las correlaciones entre ambos dominios pretenden colocar la base del Cretácico y del piso Berriasiánico en la posición que originalmente se definió en el siglo XIX. Al correlacionar las regiones Boreal y Tethys, Zakharov *et al.* (1996, 1997) y Hoedemaeker *et al.* (2003) sugieren dos opciones; una, colocar la base del Berriasiánico en la base de la subzona *Jacobi*, mientras que otra opción es colocar ese límite en la base de la Zona *occitanica*, la cual corresponde con la definición original de este piso.

El Berriasiánico ha sido dividido en inferior y superior (Ogg *et al.*, 2004), cuando se toma la definición propuesta por Coquand (1869, 1875), mientras que cuando se elige una división tripartita se incluye la Zona *B. jacobi* (Reboulet *et al.*, 2006).

El límite Jurásico-Cretácico colocado en la base del Berriasiánico es una costumbre que persiste en la actualidad, pero mientras la base del estratotipo del Berriasiánico no esté asignada al inicio de una zona unánimemente aceptada, este límite estará indefinido.

EL LÍMITE JURÁSICO-CRETÁCICO EN MÉXICO

Las biozonas que identifican el límite Jurásico-Cretácico del Tethys y Boreal de Europa tienen dificultad para reconocerse en México por dos razones: por la distribución restringida de las especies y por la insuficiencia de estudios. Durante finales del Jurásico e inicio del Cretácico, México constituía el margen occidental del Mar del Tethys y es un área clave para correlaciones de ambos lados del Atlántico. El límite Jurásico-Cretácico está propuesto en México de acuerdo con los pisos de las series estratigráficas de Europa (Tabla 1), en donde prevalecen los criterios de Enay y Geyssant (1975) y de Remane (1985). La base del Cretácico y la cima del Jurásico se identifican principalmente mediante biozonas de dos grupos fósiles, los ammonites y los calpionélidos. Los primeros han demostrado ser una herramienta muy precisa (Cantú-Chapa, 1976a, 1999) y, no obstante que existe controversia (Cantú-Chapa, 1996), los calpionélidos (Bonet, 1956) son los únicos microfósiles que admiten una zonación biocronológica similar a la de los ammonites (Grün y Blau, 1997). En las secciones bioestratigráficas analizadas por diferentes autores (Cantú-Chapa, 1976b; Longoria, 1977; Longoria y Dávila, 1979; Adatte *et al.* 1996 a; López-Oliva, 1989, 1991; Olivares-Ramos, 2006; Pessagno *et al.*, 2009, entre otros), la sucesión litoes-tratigráfica en el límite Jurásico-Cretácico es reportada como transición normal, con concordancia de estratos; en algunas secciones el cambio litológico es transicionalmente rápido, mientras que en otras secciones este cambio litológico es drástico entre las formaciones límitrofes. En trabajos antecedentes se observa que para el límite Jurásico-Cretácico en México, definido con ammonitas (Cantú-Chapa, 1967, figs. 3 y 4) o con microfósiles (Addate *et al.*, 1994; Olivares-Ramos,

2006), la litología indica ambientes de relativa profundidad.

Pocos son los trabajos que señalan una discordancia entre las unidades litoestratigráficas que delimitan las series de esta edad (Burrows, 1910; Imlay, 1936, 1937; Longoria *et al.*, 1999; Goldhammer y Johnson, 1999, 2001; Eguiluz-de Antuñano, 2011); en estos casos los ambientes de depósito son relativamente someros.

El límite Jurásico-Cretácico en el noreste de México se ubica en la proximidad del contacto litoestratigráfico entre las formaciones La Casita y Taraises, o formaciones equivalentes en edad. Algunos autores (Cantú-Chapa, 1968, 1976a; Adatte *et al.*, 1992, 1994; López-Oliva, 1991) coinciden en que el contacto entre esas formaciones es concordante pero diacrónico, mientras que otros autores (en la localidad de Huizachal, Carrillo-Bravo, 1961, entre otros), señalan que el cambio litológico es concordante, sincrónico y coincidente con el límite cronoestratigráfico Jurásico-Cretácico.

Con base en la clasificación de ammonitas (Burckhardt, 1930; Imlay, 1939, 1944; Cantú-Chapa, 1968, 1976a, 2001), se identifica al Tithoniano superior en estratos que corresponden a la cima de la Formación Pimienta, La Casita o La Caja y se caracteriza por la presencia de *Salinites grossicostatum* (Imlay), *S. inflatum* (Imlay), *Proniceras victoris* (Burckhardt), *P. subtorrense*, *P. aff. P. victoris* (Burckhardt), *P. aff. P. subpronum* (Burckhardt), *Corongonoceras aff. C. mendozanum* (Behrendsen) y *Haploceras veracruzanum* (Cantú-Chapa, 1976a). Estas formas son isócronas de la Zona con *Paradontoceras aff. P. calistoides* y *Proniceras larense* (Cantú-Chapa, 1968). La asociación de *Parodontoceras* y *Durangites*, con disminución de *Salinites inflatum* son más propias de la cima de este piso, mientras que *Suarites* sp. con *Acevedites* y *Haploceras* es común en la base del Tithoniano superior (Cantú-Chapa, 1976a). Varias especies de *Durangites* (*D. acanthicus*, *D. densestriatus*) tienen alcances contemporáneos en el Mediterráneo y en México, por lo tanto, la correlación de la Zona *Durangites* del Tithoniano superior puede realizarse entre ambas regiones. La ocurrencia de *Aucella* del grupo *mosquensis* asociada con *Durangites* sp., reportada en San Pedro del Gallo (Burckhardt, 1930), puede ser equivalente a la Zona de *Buchia cf. B. blandfordiana*, que está presente en Columbia Británica, Canadá (Hoedemaeker, 1991). Esta asociación sugiere una correlación entre una parte del Tithoniano superior (Zona *Durangites* del Tethys), con la parte superior del Volgiano medio (Zona de *Epivirgatites variabilis* de Siberia, Zakharov, 2003). La afinidad de fósiles entre México y el Tethys muestra una estrecha conexión, pero posiblemente también hay cierta afinidad con organismos del dominio Boreal, descritos por Burckhardt (1930) y Pessagno *et al.* (2009), como ocurre en el Estado de Durango (San Pedro el Gallo, Villa Juárez, etc.). Cabe señalar que Pessagno *et al.* (2009) proponen que la aparición de calpionélidos en el dominio Tethys es diacrónica entre Europa y América. Pessagno *et al.* (2009) señalan que la Zona B de calpionélidos de Remane (1971) es diacrónica entre Europa y México, y que *Crassicollaria* aparece entre las biozonas

de *Mazapilites* y *Paradontceras* y, por lo tanto, recomiendan que el límite Jurásico-Cretácico sea revaluado. Sin embargo, los autores en este trabajo no compartimos su idea.

El Berriásano en México se identifica en la base de las formaciones Taraises y Tamaulipas Inferior. En ellas se reconocen las zonas de *Subthurmannia*, *Spiticeras* y *Berriasella neohispanica* (Burckhardt, 1930; Imlay, 1939, 1944). Cantú-Chapa (1976a) considera que *Subthurmannia mazatense* y *Spiticeras* sp. definen la base del Berriásano inferior en Mazatepec, Puebla (Formación Tamaulipas Inferior), pero reconoce que este piso puede dividirse en un nivel inferior representado por *Subthurmania* sp. y *Neolissoceras semi-sulcata*, y un nivel superior con *Spiticeras* (*Spiticeras*), *Berriasella neohispanica* (Burckhardt) y *Leptoceras* sp. (Cantú-Chapa, 1976a). En la provincia mediterránea, Hoedemaeker (1987) considera que la ocurrencia de *Spiticeras* (*Spiticeras*) no aparece debajo de la subzona *jacobi*, mientras que *Proniceras* (excepción *P. toucasii*) no sobrepasa el límite superior de esta subzona y la ocurrencia de ambas especies es indicativa de la subzona *jacobi* (Tabla 1).

Son varias las zonaciones de calpionélidos establecidas hasta ahora (Tabla 1). Remane (1971) y Remane *et al.* (1986) propusieron una subdivisión de las zonas estándar de calpionélidos que fue aceptada posteriormente por otros autores para México (Adatte *et al.*, 1994, 1996a, 1996b; López-Oliva, 1989, 1991; Olivares-Ramos, 2006). Estudios más recientes presentan nuevas divisiones subzonales comparadas con otras zonaciones (incluidas las de Remane, 1986) y calibradas con ammonites, estableciendo de esa manera edades con mayor precisión (Tabla 1).

Adatte *et al.* (1993) consideran que todos los calpionélidos conocidos para México ocurren en Europa, pero que no todos los calpionélidos de Europa han sido encontrados en México y resultaría prematuro aplicar en México las subzonas de calpionélidos publicadas más recientemente para la región del Mediterráneo (e.g., Reháková y Michalik, 1997; Blau y Grün, 1997). Por tal motivo, dichas zonaciones son consideradas en el presente trabajo únicamente para correlacionar y calibrar las edades de los calpionélidos con algunas modificaciones (Olivares-Ramos, 2006). Tomando en cuenta lo anterior, en este trabajo se emplea la zonación estándar propuesta por Remane (1963, 1964, 1971; Tabla 1). Para el territorio mexicano, Adatte *et al.* (1996a, 1996b) confrontaron las zonaciones de calpionélidos con ammonites y encontraron diferencias con la zonación de calpionélidos propuesta por Trejo (1980, Tabla 1). El límite bioestratigráfico Jurásico-Cretácico en México, siguiendo el criterio acordado por el *Colloque sur la limite Jurassique-Créta* (1973), se localiza en la zona de *Calpionella* y la base del Berriásano coincide con la explosión de *Calpionella alpina* en su variedad isométrica (Remane, 1971; Remane *et al.*, 1986; Blau y Grün, 1997); sin embargo existe controversia al respecto, ya que otros autores (Longoria, 1982; Hoedemaeker, 1984) proponen dicho límite coincidente con la primera ocurrencia de *Calpionella elliptica*, esta pro-

puesta tiene por objeto hacer coincidente la base del límite Cretácico con la definición original (Coquand, 1869, 1875).

La transición Tithoniano-Berriásano en el noreste de México es compleja y variable. Los cambios de facies laterales en las formaciones están afectados por el entorno paleogeográfico, el cual influyó directamente en los paleoambientes y afectó la presencia o preservación de organismos planctónicos. Principalmente durante el Tithoniano, en los sedimentos terrígenos se oscurece la presencia de las zonas basales de calpionélidos, no obstante, asociaciones de calpionélidos del Tithoniano superior han sido observadas en este estudio, como en otros trabajos. Tal es el caso de la Zona de *Crassicollaria* (Olivares-Ramos, 2006; Adatte *et al.*, 1996a, 1996b; López-Oliva, 1989), y la Zona de *Chitinoidella* (Lugo, 1975). Esta observación revela una conexión directa con el Tethys europeo desde finales del Jurásico, sugiriendo de esa manera que la zonación de calpionélidos para la región del Mediterráneo es válida para México y que la presencia de calpionélidos en México tiene un riguroso control paleogeográfico.

Tradicionalmente se creía que el límite bioestratigráfico Jurásico-Cretácico se encontraba en el contacto de las formaciones La Casita o La Caja con Taraises, y Pimienta con Tamaulipas Inferior. En oposición al criterio anterior se ha comprobado que el límite entre el Jurásico y el Cretácico se encuentra dentro de la parte superior de la Formación La Casita (López-Oliva, 1989, 1991; Adatte *et al.*, 1996a; Olivares-Ramos, 2006). Para el Cerro de la Silla, N.L., el límite Jurásico-Cretácico se localiza cuatro metros por debajo del límite litológico entre las formaciones La Casita y Taraises (Olivares-Ramos, 2006). Esto indica que, en el noreste de México, el contacto entre ambas formaciones es diacrónico en diferentes áreas (secciones de Iturbide, San Pedro del Gallo, Puerto Piñones y Sierra del Jabalí estudiadas por Adatte *et al.*, 1996a). La diacronía en la edad del contacto litológico responde a situaciones paleogeográficas, donde las variaciones laterales de facies y la proximidad a los altos estructurales juegan un papel muy importante.

ESTRATIGRAFÍA DEL CONTACTO LA CASITA-TARAISES

El método utilizado para realizar este trabajo consistió en observaciones de campo realizadas en una sección estratigráfica medida capa a capa con cinta métrica. Las muestras colectadas se analizaron en lámina delgada con microscopio petrográfico de luz polarizada, las muestras de caliza se identificaron en el campo siguiendo la clasificación de Dunham (1962). La determinación de la mayoría de las ammonitas fue realizada por el Dr. Abelardo Cantú Chapa, mientras que las determinaciones micropaleontológicas fueron realizadas por Daniel Olivares Ramos y Rafael López Martínez con base en la zonificación de Remane (1971), relacionada con otras más recientes (Remane *et al.*, 1986 y Reháková y Michalik, 1997). Es conveniente señalar que el

muestreo realizado en la sección de Huizachal corresponde a un trabajo preliminar y será adecuado obtener un control más estricto, apoyado con otras técnicas, para obtener mayor resolución del postulado que aquí se presenta. Sin embargo, este trabajo y la medición adicional de otras secciones en preparación y pendientes de publicar confirman la tesis que aquí proponemos.

El contacto estratigráfico entre las formaciones La Casita y Taraises en el Valle de Huizachal se presenta con claridad en dos localidades (Figura 1); en el Arroyo de Juan Capitán, en la salida oriente del Valle Huizachal y al poniente del túnel de la carretera Rumbo Nuevo. Esta última localidad no presenta complejidad estructural, el afloramiento está claramente visible y se observan sus características litoestratigráficas sin dificultad. La sucesión litoestratigráfica en esta última localidad, de la base a la cima, consiste de un espesor con más de 40 m de la Formación La Casita, la cual es constituida por capas de 10 a 15 cm de subarkosa, limolita y lutita con estratificación laminar que alternan entre sí. Su color es gris oscuro o negro, con trazas de material carbonoso, posiblemente producido por materia orgánica, característica de las rocas del Kimeridgiano y Tithoniano en esta región del país. Contiene huellas de ammonitas y otros fósiles marinos diseminados en la roca. Los cinco metros superiores de la Formación La Casita (Figuras 2 y 3) tienen varios estratos de brecha y conglomerado anguloso a subredondeado, formados por clastos de limolita de 0.5 a 1 cm de diámetro, de color negro, embebidos en matriz de arenisca de grano muy fino y lutita del mismo color y carbonosa (Figura 4j). Los estratos de conglomerado forman ciclos (Figura 3) que se repiten y están intercalados entre caliza con textura mudstone y lutita en capas laminares; las capas de caliza contienen fragmentos de *Saccocoma* sp. con cemento sintaxial (figuras 3, 4k y 4l). La sucesión de mudstone a conglomerado es de granulometría que crece a la cima y culmina con superficies irregulares. La Formación La Casita termina con una capa de conglomerado de 50 cm de espesor (capa número 15 en la Figura 3), con las características descritas anteriormente para estos estratos, pero en la matriz se presentan ammonitas (*Durangites* sp. y *Suarites* sp.) y calpionélidos (*Crassicollaria brevis* y *C. massutiniana*., Figuras 3 y 4d, 4f). La cima de este conglomerado presenta una superficie irregular, aparentemente provocada por erosión (figuras 2 y 3).

La Formación Taraises en esta localidad tiene un espesor de 60 metros (Carrillo-Bravo, 1961). Sobre el estrato de conglomerado y superficie de erosión arriba descritos descansa la Formación Taraises (figuras 2 y 3), su base es una capa de caliza tipo mudstone de 25 a 30 cm de espesor, de color gris oscuro (capa número 16, Figura 3), sucedida ascendentemente por 3.5 metros con varios estratos de caliza con intercalaciones de lutita, en capas medianas, pero la coloración se hace gris de tono medio a claro. Las muestras de este intervalo en ocasiones presentan intensa recristalización, lo que impacta directamente en la preservación de los microfósiles. Tal es el caso extremo de la

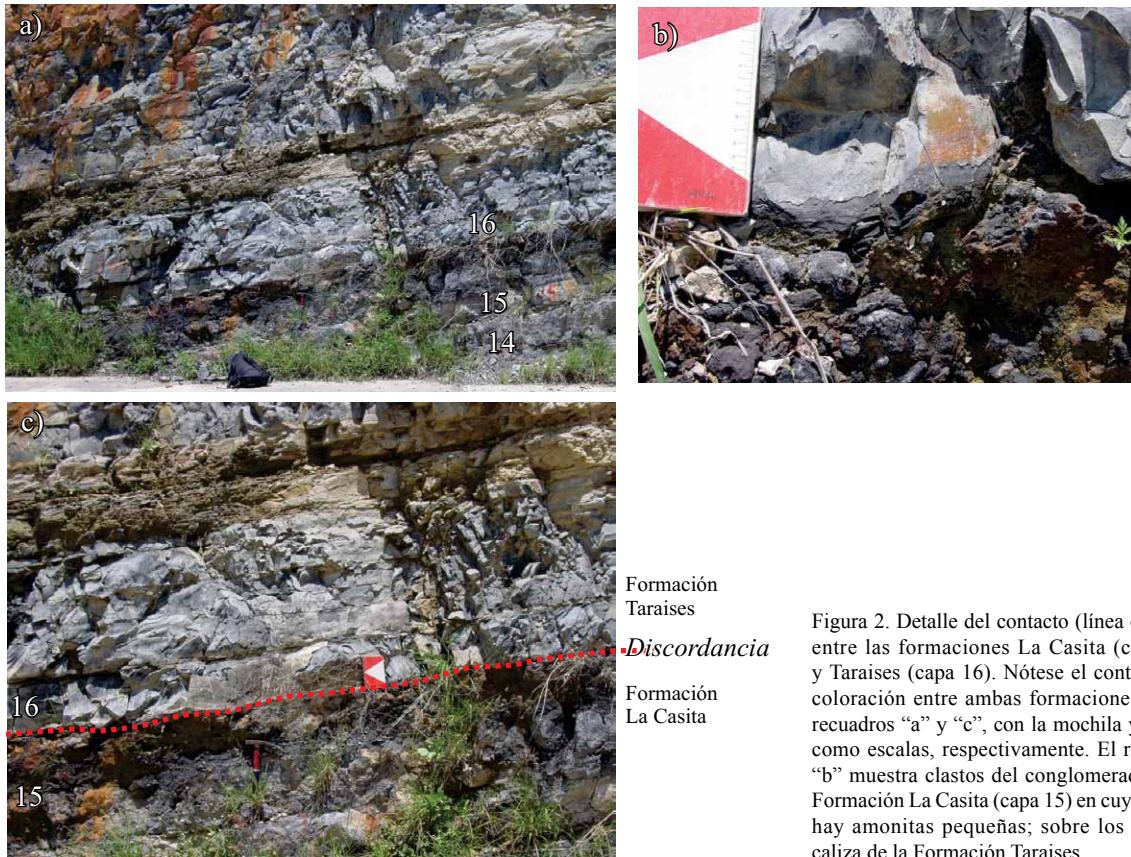


Figura 2. Detalle del contacto (línea cortada) entre las formaciones La Casita (capa 15) y Taraises (capa 16). Nótese el contraste de coloración entre ambas formaciones en los recuadros “a” y “c”, con la mochila y libreta como escalas, respectivamente. El recuadro “b” muestra clastos del conglomerado de la Formación La Casita (capa 15) en cuya matriz hay ammonitas pequeñas; sobre los clastos, caliza de la Formación Taraises.

muestra Eas 2167, en la cual algunas secciones de fósiles se identificaron como tentativas. Los estratos más inferiores de la Formación Taraises (muestras Eas 2136, 2179) contienen *Calpionella alpina* isométrica (Figuras 4a, 4b y 4c) y *C. elliptica*, (Figuras 3 y 4d). Ascendiendo un metro y medio desde la base de la sección (muestra Eas 2166) se presentan capas de caliza tipo mudstone, con *Calpionella alpina*, *C. elliptica* y *Calpionellopsis simplex* (Figuras 3 y 4i), con un probable ejemplar de Olcostephanidae (*Spiticeras* sp.). La preservación de los microfósiles en estos primeros metros por encima de la discordancia es de aspecto regular y *Calpionella elliptica* se presenta escasa pero es reconocible sin ambigüedad. Tres metros sobre la base de la Formación Taraises se encuentra un cambio litológico en el que predominan estratos de caliza mudstone arcilloso, en capas de 30 a 40 cm de espesor, con marga intercalada, ambas litologías de color gris medio e intemperismo gris cenizo, numerosa bioturbación, esponjas, corales y cámaras de habitación de artrópodos, con abundantes ammonitas (*Karakaschiceras* sp. y Neocomitídos), coexistiendo con *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*, *Tintinnopsis longa* y *T. carpathica* forma larga (Figuras 3, 4g).

La sucesión de estratos de la sección continúa ascendiendo con caliza tipo mudstone, en capas de 30 a 40 cm en un paquete con más de 15 m de espesor (Figura 5 y capas numeradas 21 a 30 en el afloramiento), su cima tiene un cam-

bio litológico notable que destaca por la presencia de caliza moteada con pseudomorfos de yeso, arenisca en estratos con geometría de cuñas (“onlap”) y caliza con lamelibranquios (ostras). Los fósiles que contiene la cima de este intervalo son *Olcostephanus* sp., *Calpionellites* sp., *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsis longa* y *Tintinnopsis carpathica* forma larga.

DISCUSIÓN

Las formaciones La Casita y Taraises en Huizachal están conformadas por rocas de origen marino, que se presentan separadas por un contraste litológico brusco, marcado por un conglomerado en la cima de la Formación La Casita y una superficie que se interpreta provocada por erosión, paralela a la estratificación, que está cubierta por estratos de la Formación Taraises, la disposición litoestratigráfica revela una discordancia paralela (*paraconformity*) y no angular.

En la Formación La Casita se presentan *Crassicollaria brevis*, *C. massutiniana*, con *Durangites* sp. y *Suarites* (*Hildoglochiceras*) sp., estas formas pertenecen al Tithoniano superior y pueden ser equivalentes a la zona A2 (Remane, 1971) y la base de A3 (*Crassicollaria brevis* según Reháková 1995). En la sección estratigráfica salta a la vista la ausencia de formas chicas de *Tintinnopsis*

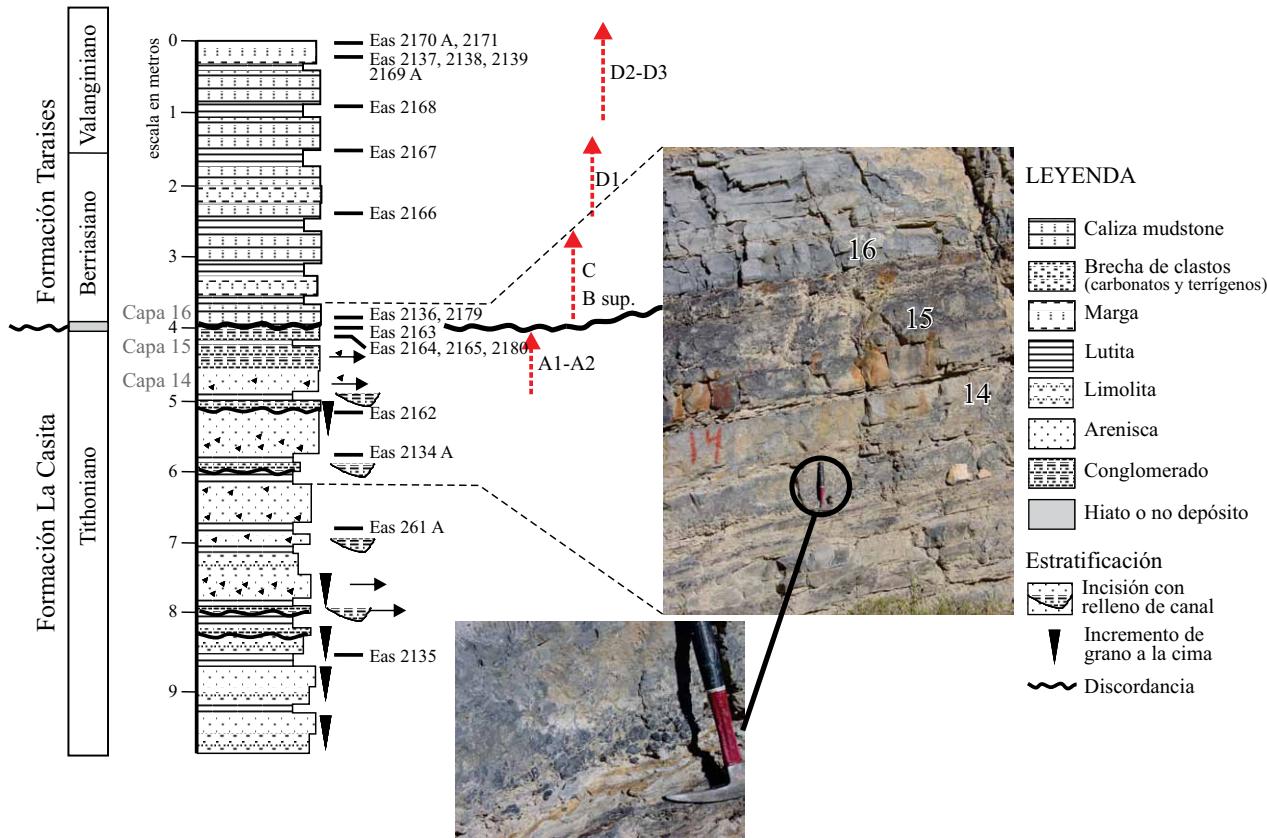


Figura 3. Sección estratigráfica al poniente del túnel Rumbo Nuevo, en Huizachal. Alcance dentro de las zonas de Remane (1971), con base en los fósiles identificados en la serie de muestras Eas: 2170 A y 2171 *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica* (forma grande), *Calpionella alpina* (forma chica); 2139 *Neocomitido*; 2138 *Karakchiceras* sp.; 2137 *Calpionellopsis oblonga*, *C. alpina*, *T. carpathica*; 2169 A *C. oblonga*, *C. simplex*, *T. longa*, *T. carpathica*; 2168 y 2167 *C. simplex*, *C. alpina*, *Calpionellopsis oblonga*; 2166 *C. elliptica*, *C. simplex*, *Crassicollaria massutiniana*; 2136 y 2179 *C. elliptica*, *C. alpina* (forma chica), *Crassicollaria* sp.; 2163 *Crassicollaria* sp.; 2164 *Suarites* sp.; 2165 *Durangites* sp.; 2134 A *Saccocoma*, sp.; 2180, 2162, 2135 indeterminables. Capas 14, 15 y 16 en el entorno de la discordancia.

carpathica, formas de mayor tamaño de *Calpionella alpina*, así como la ausencia de *Parodontoceras-Salinites* sp. (Cantú-Chapa, 1976a), representativas de la cima de la zona A2 y la zona A3 de la zonificación de Remane (1971). Para el Cerro de la Silla, N.L., la asociación *Crassicollaria intermedia-Crassicollaria brevis-Crassicollaria párvala* es común para la porción terminal del Tithoniano (Olivares-Ramos, 2006), mientras que en Huizachal la observación de los calpionélidos jurásicos es difícil debido al estado de preservación de los fósiles, sufriendo en algunas ocasiones recristalizaciones, tal como fue sugerido por Trejo (1975). Una identificación a nivel genérico es posible gracias a la protuberancia característica del género *Crassicollaria*, mientras que para el nivel específico, la preservación del collar y la recristalización de la lorica en ocasiones representaron dificultades, por lo que sólo se pudieron determinar a nivel de especie unos pocos ejemplares. No obstante se reconocen algunas secciones de *Crassicollaria brevis* así como otras asignables a *Crassicollaria massutiniana* (Figura 4f).

El contacto entre las zonas de *Crassicollaria* y *Calpionella* está interrumpido por la superficie erosiva y, en las muestras colectadas sobre dicha superficie, se observan

coexistiendo *Calpionella alpina* isométrica y *Calpionella elliptica* con relación de la longitud entre el diámetro mayor a 1.35. Lo anterior sugiere la ausencia tanto de la parte terminal de la Zona de *Crassicollaria*, como del Acme de la Zona de *C. alpina*.

En la Formación Taraises, los calpionélidos presentan un mejor estado de conservación, lo que permite en algunas ocasiones observar la lorica con su espesor real. La asociación de calpionélidos para esta formación es coincidente con la propuesta por Blauser y McNulty (1980) y Blauser (1981). El Berriásiano de Huizachal está representado por las zonas de *Calpionella* (subzona *C. elliptica*) y *Calpionellopsis* (subzonas *Cs. simplex* y la base de *Cs. oblonga*).

Sobre el conglomerado y la superficie de erosión de la Formación La Casita, en la base de la Formación Taraises se presenta *Calpionella elliptica* - *C. alpina* isométrica, y *Crassicollaria massutiniana*, con un ejemplar de Olcostephanidae posiblemente perteneciente a *Spiticeras* sp. No obstante que la litología de carbonatos de estas capas es favorable para alojar ammonites, es de notar la ausencia de *Berriasella* (*Parodontoceras*) sp. (subzona *jacobi*). El conjunto de calpionélidos identificados en estos estratos

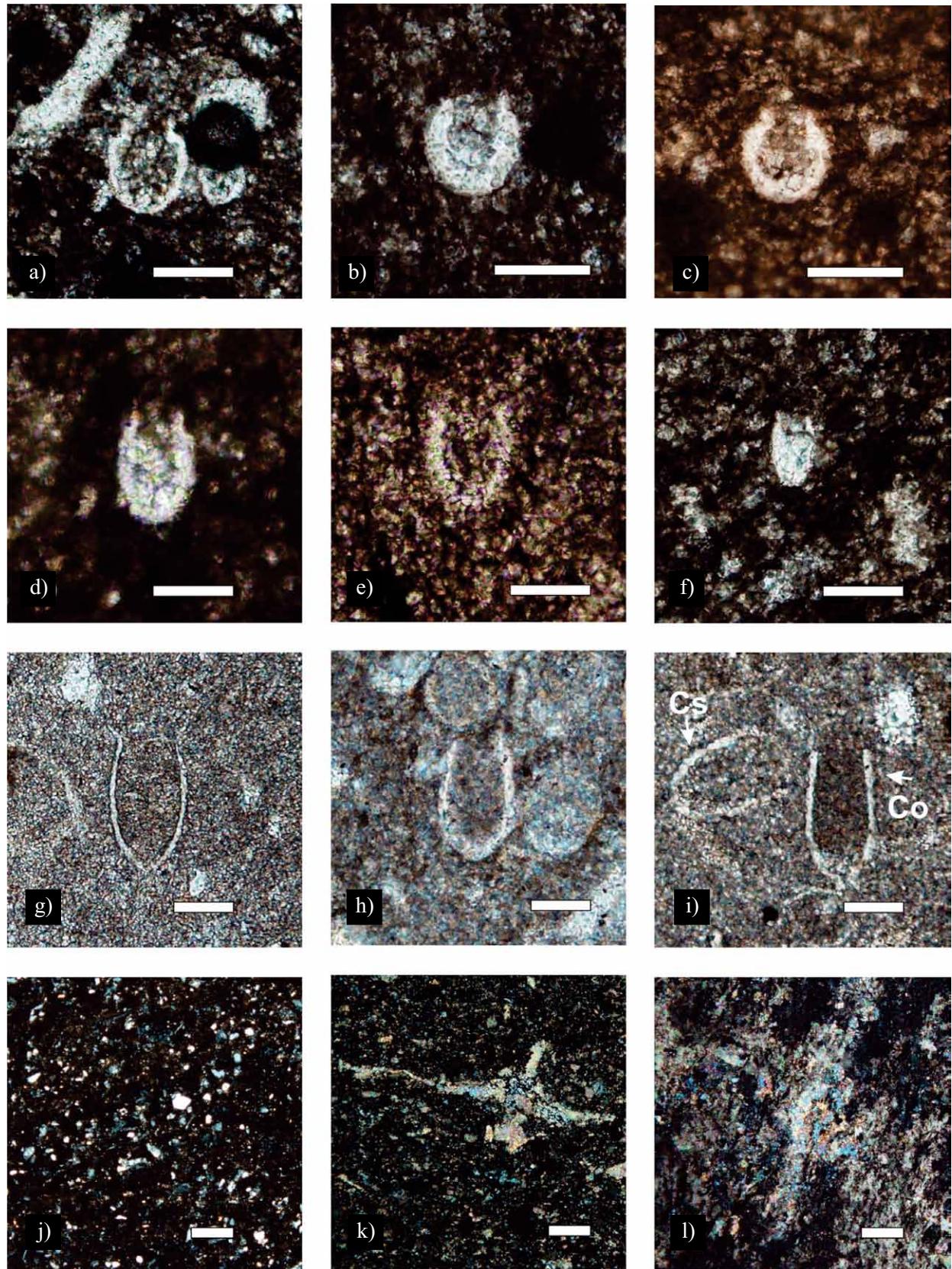


Figura 4. a-c: *Calpionella alpina*. d: *Calpionella elliptica*. e: *Crassicollaria brevis*. f: *Crassicollaria massutiniana*. g: *Tintinnopsis carpatica*. h: *Calpionellopsis oblonga*. i: *Calpionellopsis oblonga* (Co) y *Calpionellopsis simplex* (Cs). j: Facies de tipo wackestone de bioclastos y material terrígeno características del Tithoniano de la región. Nicoles cruzados. k: Fragmentos de saccocómidos. l: Cemento sintaxial desarrollado sobre fragmentos de saccocómidos. La barra de escala representa 50 µm en a-i y 100 µm en j-l.

se interpreta que pueden corresponder a la parte superior de la Zona B o inicios de la Zona C (*Calpionella elliptica* según las zonas propuestas por Remane en 1986 para Europa). Por esta razón se podría ubicar temporalmente a los estratos con *Calpionella elliptica* - *C. alpina* isométrica, con *Crassicollaria massutiniana*, en la parte superior del Berriásano inferior al Berriásano medio, pero cabe hacer notar aquí, que la presencia de *C. massutiniana* en estos estratos puede dar dos opciones, una por retrabajo que no se puede observar en el fósil, y la otra opción por diacronía en su extinción, ambos casos son dudosos aquí.

El paso litoestratigráfico abrupto entre las formaciones La Casita y Taraises, con la presencia de la superficie de erosión, se interpreta como una discordancia paralela (*paraconformity*), y la ausencia bioestratigráfica parcial entre la cima del Tithoniano y la base del Berriásano inferior, sugieren una interrupción y erosión de sedimentos en la columna estratigráfica comprendida entre las zonas de calpionelidos A (parte superior) y B (en su base) de acuerdo a las biozonas según Remane (1971), Remane *et al.* (1986) y Reháková y Michalík (1997). De acuerdo con las evidencias que se presentan en este trabajo, limitadas por la resolución de los datos, la interrupción en el depósito pudo ocurrir antes del Berriásano medio y la erosión pudo remover estratos de parte del Berriásano temprano y de la cima del Tithoniano tardío. Esta hipótesis se apoya en la omisión de ammonitas diagnósticas de la Zona *Jacobi*, así como la ausencia del registro del Acme de *Calpionella alpina* isométrica, primera biozona del Berriásano. La edad más joven que se propone para esta discordancia puede situarse en la cima del Berriásano inferior.

La Zona D1 de Remane (1971, *Calpionellopsis simplex* según Reháková 1995) se identifica en los estratos que tienen la presencia de *Calpionellopsis simplex*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica* forma larga y *C. alpina forma chica*. Las zonas bioestratigráficas D2 (*Calpionellopsis oblonga* para Europa) están en estratos que contienen *Calpionellopsis oblonga*, *Tintinnopsella longa*, *T. carpathica* y forma chica de *Calpionella alpina* (Figura 3), asociadas con las ammonitas *Karakaschiceras* sp. y otros géneros de la Familia Neocomitidae. Las capas con fósiles descritos en el intervalo entre las zonas C – D3 (zona de *Calpionellites darderi*) muestran una transición y evolución normal de formas entre el Berriásano superior al Valanginiano inferior. Los 15 metros de estratos superiores (Figura 5) sobre la columna ilustrada (no representados en la Figura 3), contienen *Calpionellites* sp., *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella longa*, *Tintinnopsella carpathica* y *Olcostephanus* sp., y pueden situarse entre la parte alta del Valanginiano inferior y el Hauteriviano inferior.

Haq *et al.* (1987) propusieron un límite de secuencia de segundo orden en la base del superciclo ZB-1, límite inferior del Cretácico y evento de escala global. Numerosos trabajos (Vail, *et al.*, 1977; Aurel *et al.*, 1994; Ogg *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2005, etc.) han reconocido la posición estratigráfica de este límite de secuencia como un hiato

o discordancia en el dominio Tethys, entre el Tithoniano y el Berriásano, así como en el dominio Boreal, entre el Volgiano medio y el superior (Callomon y Birkelund, 1982; Sazonova y Sazonov, 1979; Cope, 2007). Según Hoedemaeker (2008), la base de las “Calizas Margosas del Berriásano” corresponde con la base del Berriásano definido por Coquand (1869); esta base virtualmente coincide con una superficie de erosión, que corresponde con un límite de secuencia mayor (Be3 de Womardt, 1999) y con la base del cron magnetoestratigráfico M17r. Las ammonitas, calpionélidos y belemnites muestran cambios notables sobre este límite de secuencia. La subzona *S. alpina* presenta gran número de nuevas especies de ammonitas y extinción masiva de faunas de la Zona *B. jacobi*. Este límite de secuencia se relaciona con una caída del nivel del mar y con cambios paleoecológicos y paleoclimáticos, que originaron extinción de organismos, pero también la erosión en los contornos de plataformas, modificaciones paleogeográficas y otros eventos geológicos.

La presencia de caolinita en sedimentos autóctonos sobre este límite de secuencia (Zona de *S. subalpina*) denota un cambio notable en las condiciones ambientales, entre un clima árido y frío preexistente, que se modificó hacia un clima húmedo (Schnyder, *et al.*, 2005; Adatte *et al.*, 1996a). El cambio en el contenido de material carbonoso entre las formaciones La Casita y Taraises indica un cambio drástico en las condiciones ambientales de depósito (Adatte *et al.*, 1996a). La disminución de illita y presencia de caolinita en la sucesión Jurásico-Cretácico de México y otras partes del mundo, también sugieren un cambio en las condiciones paleoecológicas y paleoclimáticas globales. Las relaciones isotópicas O/C, con disminución de los índices de C y aumento en los valores de O (Adatte *et al.*, 1992, 1993, 1994, 2001), apoyan la idea de que este cambio pudiera correlacionarse con una caída del nivel del mar que consecuentemente propició un evento regresivo, marcado por un límite de secuencia global en la base del Cretácico Inferior (Haq *et al.*; 1987, Ogg *et al.*, 2004). Para Hoedemaeker (2008) el punto y sección del estratotipo Global (GSSP) para la base del Berriásano, puede ser colocado en el límite de secuencia Be3 (Womardt, 1999).

El problema que plantea este límite de secuencias es la duración de su interrupción, pues la sucesión de estratos del Berriásano en la localidad de Angles es muy incompleta entre el límite zonal *B. jacobi* y *S. subalpina*, con un hiato de considerable duración entre las zonas *B. jacobi* y *S. occitanica*.

La sección de Huizachal analizada en este trabajo ocupa una posición paleogeográfica muy conveniente para reconocer la transgresión y regresión del mar sobre el paleocontinente. Esta regresión originó la discordancia que se identifica por la variación litológica, por la superficie de erosión y por los conjuntos de fósiles presentes y ausentes. La interpretación de secuencias estratigráficas en la sección de Huizachal muestra en la cima de la Formación La Casita varios ciclos de alta frecuencia, con crecimiento

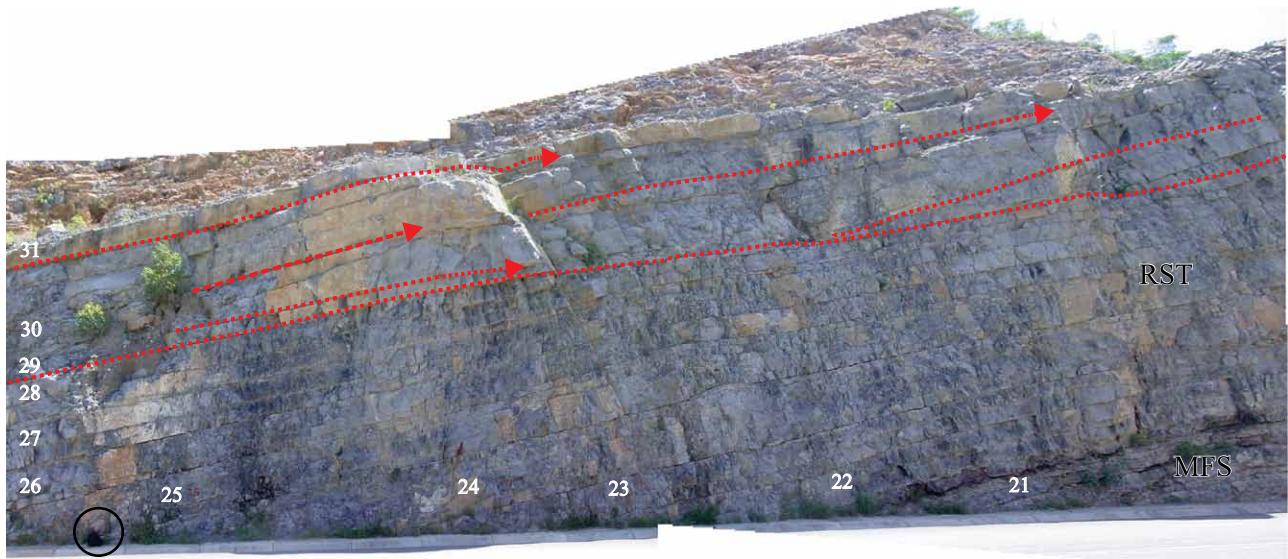


Figura 5. La Formación Taraises muestra una superficie de máxima inundación (MFS, representada por las capas 21 y 22), que subyace a la sucesión regresiva (RST) formada en la base por estratos de carbonatos con textura mudstone - wackestone de bioclastos (capas 23 a 28) y en la cima cuñas de estratos y cambio litológico formado por carbonatos con cristales de yeso que varían a lutarenitas y en su cima capas con ostras (capas 29 a 31). La numeración corresponde a las capas marcadas en el afloramiento. La mochila como referencia de escala encerrada en el círculo tiene 40 cm de altura.

granulométrico hacia la cima, que terminan con capas de conglomerado (parasecuencias). Estos conglomerados paulatinamente aumentan de espesor hacia la cima y la última capa está cortada por una superficie de erosión. Estas características estratigráficas sugieren interpretar para el Tithoniano superior un período paulatinamente regresivo, en donde la sedimentación es mayor que el espacio de acomodo, característico de un episodio que normalmente se desarrolla en un sistema de secuencias de nivel alto (HST, *Highstand Systems Tract*) en facies de ambiente deltaico. La discordancia paralela puede interpretarse como un límite de secuencia (SB, *Sequence Boundary*), cuyo orden depende de la magnitud regional del evento y su duración temporal. La litología de la Formación Taraises muestra en su base caliza de facies de ambiente de plataforma abierta y somera (tipo rampa), seguida por caliza arcillosa con abundantes organismos en un breve espesor. Estas características sugieren que hay un episodio transgresivo (TST, *Transgressive Systems Tract*), seguido de inundación y condensación que corresponde a un evento de máxima inundación (MFS, *Maximum Flooding Surface*). Los fósiles en ambos episodios sugieren una edad Berriásano medio – Valanginiano temprano. Sobre las capas anteriores hay 15 m de la Formación Taraises que presentan facies que varían de ambiente profundo en la base, hacia ambiente somero en la cima, representadas por la variación de caliza tipo mudstone y lutita hacia carbonatos con cristales de yeso, arenisca y caliza con ostras (Eguiluz-de Antuñano, 2011). La geometría de cuñas de estratos (“*onlap*”) y la sucesión ininterrumpida del conjunto (Figura 5), sugieren un evento nuevamente regresivo (RST, *Regressive Systems Tract*). De acuerdo con los conjuntos de fósiles encontrados, estas

areniscas y calizas con ostras pueden corresponder a una edad Valanginiano tardío-Hauteriviano temprano.

La discordancia entre las formaciones La Casita y Taraises en este trabajo se presenta en facies relativamente someras y pone en contacto rocas de edad Jurásico y Cretácico, estas características se presentan en la periferia de masas paleocontinentales en varias localidades de México (Imlay, 1936; Burrows, 1910; Goldhammer y Johnson, 1999, 2001; Horbury *et al.*, 2003; Eguiluz-de Antuñano, 2011), lo que indica que la regresión fue de extensión regional. Sin embargo, en otras localidades de México, cuando las relaciones litoestratigráficas corresponden a facies de mayor profundidad y se encuentran echado abajo en la cuenca (v.gr. formaciones La Caja y Taraises, Pimienta y Tamaulipas Inferior, Pimienta y Chapulhuacán, etc.), el contacto litoestratigráfico entre las formaciones implicadas se presenta concordante y transicionalmente rápido y diacrónico con el límite Jurásico-Cretácico (López-Oliva, 1989, 1991; Adatte *et al.*, 1994, 1996a, 1996b; Olivares-Ramos, 2006), pero sobre este límite se presentan estratos deformados con geometría de cuñas (Cantú-Chapa, 1967, en su fig. 4) o capas de conglomerado (Bondelos, 1956, pág. 126), que posiblemente reflejan en la profundidad de la cuenca, la evidencia sedimentaria de perturbación ocasionada por la regresión en la periferia de altos paleogeográficos. En estas condiciones, la discordancia que se presenta en facies someras originada por la regresión puede corresponder en las facies profundas con una concordancia correlativa (*correlative conformity*) en el sentido propuesto por Hunt y Tucker (1992) y por lo tanto ser éste un límite de secuencia.

Una superficie de erosión representa un proceso físico que conlleva la interrupción de depósito, así como la remo-

ción de sedimento previamente depositado. El contenido de fósiles en las capas limítrofes a la discordancia nos da idea del lapso de interrupción, pero si la erosión elimina sedimento más antiguo, puede representar un intervalo de tiempo aparentemente mayor al lapso real que duró la interrupción. Los fósiles presentes en los estratos que están sobre la base de la discordancia nos proporcionan la edad en que se restableció el depósito sobre la cima de la capa socavada, pero los fósiles en los estratos inferiores no necesariamente indican la edad cuando se suspendió el depósito. Una posibilidad de conocer cuál fue la edad del depósito más joven bajo la discordancia y además conocer el tiempo real de la interrupción en el depósito se puede obtener en caso de que existan fósiles removidos por la erosión y ocasionalmente estén redepositados en sedimentos sobre la discordancia, en donde los organismos más jóvenes se intercalan con formas redepositadas de edades incompatibles entre sí. Este posiblemente pudiera ser el caso para encontrar *Crassicollaria massutinata* y *C. elliptica* en la sección de Huizachal.

Los datos presentados en este trabajo adolecen de mayor resolución, pero permiten hacer algunas observaciones generales viables. En la sección de Huizachal, la presencia de estratos con *C. alpina* y *C. elliptica* en contacto con estratos que contienen *Durangites* y *C. massutiniana* es significativamente anómala, pues la ausencia de asociaciones de calcionélidos característicos de las zonas A3, la ausencia de la explosión de *Calpionella alpina* de la zona B de Remane (1971) y la ausencia de *Berriasella* sp. pueden indicar la interrupción en el depósito, así como su posible duración. Esta hipótesis requiere ser sustentada con estudios adicionales de mayor resolución, el apoyo de magnetoestratigrafía, análisis geoquímicos e inclusión de otros grupos de fósiles son necesarios para confirmar la hipótesis que aquí se propone. El estudio de secciones estratigráficas en posición más profunda de la cuenca permitirá identificar lo que se propone en este trabajo.

Los estratos de las formaciones La Casita y Taraises separados por la superficie de erosión se observan paralelos entre sí, por lo tanto, se considera que este contacto litoestratigráfico no tiene un control tectónico local y no representa una discordancia angular.

Los cambios de contenido orgánico, tipo de arcillas y relaciones de isótopos O/C mencionados en otros trabajos (Adate *et al.*, 1992), revelan un cambio en las condiciones paleo-oceanográficas, por lo que se sugiere que la discordancia descrita en este trabajo, pudo obedecer a cambios climáticos y descenso del nivel del mar sobre los continentes. La distribución regional y relativamente isócrona de este suceso puede correlacionarse e interpretarse como un límite de secuencia de baja frecuencia, posiblemente de 2º orden como fue sugerido por Haq *et al.* (1987).

Los datos bioestratigráficos limitados sobre amonitas en México y la resolución de los datos aportados en este trabajo, no permiten tomar una decisión para ubicar el límite Jurásico-Cretácico entre las zonas *B. jacobi* o *S. occitanica*,

como lo propone Hoedemaeker (1987) para retomar su límite original. Sin embargo, la posición de la discordancia de este trabajo presenta estrecha correlación con el límite de secuencia Be 3 de Womardt (1999) de extensión en los dominios Tethys y Boreal, mencionado en el desarrollo de este trabajo.

CONCLUSIONES

Las formaciones La Casita y Taraises en el área de Huizachal presentan entre sí un contraste litológico brusco entre conglomerado y caliza respectivamente. La superficie de contacto se observa irregular entre ambas formaciones, por lo que se interpreta como una superficie de erosión. Esta superficie delimita arriba y abajo de ella estratos paralelos entre sí y por consecuencia se considera como una superficie de erosión paralela y sin truncamiento angular; por las características litológicas se reconoce este límite como discordancia paralela. Las evidencias paleontológicas ponen estratos con *Durangites* y *Crassicollaria brevis* como fósiles del Tithoniano superior (parte media de la Zona A de calcionélidos), en contacto con capas que contienen *C. alpina* y *C. elliptica* como fósiles del Berriasiánico medio (cima de la Zona B y base de la Zona C de calcionélidos). La ausencia de la zona A3 (*Crassicollaria párvala* / *C. massutiniana* o *C. colomi*) y la base de la Zona B (explosión de *Calpionella alpina*), con la ausencia de *Berriasella* sp., sugieren un hiato o erosión, marcado por la ausencia de fósiles diagnósticos de la cima del Tithoniano tardío y del Berriasiánico temprano. Las características del conjunto litológico y paleontológico definen estratigráficamente una discordancia paralela. Esta discordancia paralela se reconoce en las márgenes de altos paleogeográficos y tiene una distribución regional en el noreste de México, en la Cuenca de Tampico-Misantla y en otras partes del país.

Los calcionélidos contenidos en la base de la Formación Taraises (Zona de *Calpionella elliptica*) sugieren su correlación con la base de la Zona *S. occitanica* (Tabla 1), de ser verificada esta observación por trabajos futuros, entonces la discordancia descrita en este trabajo es un límite de secuencia, que coincide con el criterio de Hoedemakker (1987) para ubicar sobre este límite físico la base del Berriasiánico, y por lo tanto con el criterio de Coquand (1869) para definir tanto la base del Berriasiánico, como la base del Cretácico. La posición estratigráfica de la discordancia en Huizachal puede correlacionarse preliminarmente con el límite de secuencia Be 3 de escala global, pero se requiere de apoyos supplementarios para confirmar este postulado.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecemos la valiosa colaboración en la determinación de ammonitas y comentarios del Dr. Abelardo Cantú Chapa, así como la meritoria opinión para

mejorar este trabajo sobre alcance de calpionélidos de Rodolfo Guerra T., Julieta Martínez, Baltazar Hernández y Graciela Ramírez Villaseñor. A la Dra. Barbara Martini y al Biólogo Luis Puente Fragoso por su esmerada revisión para mejorar este trabajo. Al Dr. Ricardo Barragán Manzo por sus apreciables sugerencias, al Dr. Rubén López-Doncel, al Dr. Timothy Lawton, revisor y editor respectivamente del trabajo, por sus acertados comentarios y valiosas opiniones, así como a los revisores anónimos que intervinieron para mejorar este trabajo. A la Dra. Susana Alaniz y al Dr. Timothy Lawton por sus sugerencias y apoyo para incluir en las páginas de esta Revista las ideas aquí expresadas. A la Dra. Teresa Orozco, editora técnica de la Revista por su esmerado trabajo para plasmar las ideas de los que en este trabajo con entusiasmo hemos participado en pro del conocimiento geológico de México.

REFERENCIAS

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J., 1992, The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern and Central Mexico – a multistratigraphical approach: VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas Tomo 4, 23-29.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J., 1993, Nuevos datos sobre el límite Jurásico-Cretácico en el noreste y centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo 52(1), 11-14.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., 1994, The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern Mexico. Confrontation and correlations by microfacies, clay minerals mineralogy, calpionellids and ammonites: *Geobios*, 27(2), 37-56.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., Hubberten, H., 1996a, Paleceanographic changes at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico: *Cretaceous Research*, 17, 671-689.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., Hubberten, H., 1996b, Paleogeographic setting of Center-East Mexico at the Jurassic/Cretaceous boundary, correlation with NE-Mexico: *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, 77, 379-393.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Remane, J., Hubberten, H., López-Oliva, 2001, Correlation of a Valanginian stable isotopic excursion in Northeastern Mexico with the European Tethys, *en* Bartolini, C., Buffler, R. T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 75, 371-388.
- Arkell, K., 1956, *Jurassic Geology of the World*: Edimburg: Oliver and Boyd, 806 pp.
- Aurel, M., Mas, R., Meléndez, A., Salas, R., 1994, El tránsito Jurásico-Cretácico en la cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica: Madrid, Editorial Complutense, Cuadernos de Geología Ibérica, 8, 369-396.
- Blau, J., Grün, B., 1997, Late Jurassic/Early Cretaceous revised calpionellid zonal and subzonal division and correlation with ammonite and absolute time scales: *Mineralia Slovaca*, 29, 297-300.
- Blauser, W.H., 1981, The stratigraphy of the Taraises Formation, Lower Cretaceous, Mexico, *en* Smith, C.I. (ed.), Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico: West Texas Geological Society, Field trip Guidebook, 37-42.
- Blauser, W.H., McNulty, C. L., 1980, Calpionellids and nannoconids of the Taraises Formation (Early Cretaceous) in Santa Rosa Canyon, Sierra de Santa Rosa, Nuevo Leon, Mexico: *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 30, 263-272.
- Bondelos, J.A., 1956, Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la carretera entre Reynosa, Tamps. y México, D.F. Tectónica de la Sierra Madre Oriental. Vulcanismo en el Valle de México. Excursión A-14 y C-6, Ruta: Zimapán, Hgo.– Tamazunchale, San Luis Potosí: México, D.F., Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, p. 179- 215.
- Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 8(7-8), 389-488.
- Burckhardt, C., 1930, Etude synthétique sur le Mesozoïque Mexicain: Mémoires de la Société paléontologique suisse, 49-50, 280 pp.
- Burrows, H.R., 1910, Geology of northern Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 7, 85-103.
- Callomon, J.H., T. Birkeland, 1982, The ammonite zones of the Boreal Volgian (Upper Jurassic) in east Greenland, *en* Embry, A.F., Balkwill, H.R. (eds), Arctic Geology and Geophysics, Proceedings of the Third International Symposium on Arctic Geology: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, 349-369.
- Cantú-Chapa, A., 1967, El límite Jurásico-Cretácico en Mazatepec, Puebla (México): Instituto Mexicano del Petróleo, Sección Geología, Monografía 1, Publicación No. 7 AI-11, 3-24.
- Cantú-Chapa, A., 1968, Estratigrafía del Jurásico de Mazatepec, Pue. (México): Ingeniería Petrolera, 8(2), 27 pp., 7 láms., 5 figs.
- Cantú-Chapa, A., 1976a, El contacto Jurásico-Cretácico, la estratigrafía del Neocomiano, el hiato Haueriviano superior-Eoceno inferior y las amonitas del pozo Bejuco 6 (centro-este de México): Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 37, 60-69.
- Cantú-Chapa, A., 1976b, Subsurface Jurassic-Cretaceous boundary, Neocomian stratigraphy and Hauerivian – Eocene unconformity in Bejuco field, eastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists-Society for Sedimentary Geology (SEPM) Annual Convention, New Orleans, LA, Article #90972 p. 657.
- Cantú-Chapa, A., 1996, ¿Qué hacer con las Calpionelas del límite Jurásico-Cretácico?: *Revista Española de Micropaleontología*, 28(2), 57-65.
- Cantú-Chapa, A., 1999, Confrontation of stratigraphic methods to define the Jurassic- Cretaceous boundary in eastern Mexico subsurface, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of North- Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 93-103.
- Cantú-Chapa, A., 2001, The Taraises Formation (Berriasian-Valanginian) in Northeastern Mexico: Subsurface and outcrop studies, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75, 353-370.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13(1-2), 1-99.
- Colloque sur la limite Jurassique-Crétaçé: 1975, Colloque sur la limite Jurassique-Crétaçé: Lyon,Neuchâtel, septembre, 1973: Paris, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières 86, 383 pp.
- Cope, C. W. J., 2007, Drawing the line: the history of the Jurassic-Cretaceous boundary: *Proceedings of Geologist's Association*, 119, p.105-117.
- Cope, J.C.W., Duff, K.L., Parsons, C.F., Torrens, H.S., Wimbleton, W.A., Wright, J.K., 1980, A correlation of Jurassic rocks in the British Isles. Part Two: Middle and Upper Jurassic: Geological Society of London, Special Report 15, 109 pp.
- Coquand, H., 1869, Note sur les assises qui, dans les BouchesduRhône, sont placées entre l'oxfordien supérieur et l'étage valanginien (base du terrain crétacé): *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(26), 100-131.
- Coquand, H., 1871, Sur le Klippenkalk des départements du Var et des AlpesMarítimes: *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(28), 208-234.
- Coquand, H., 1875, Note sur les calcaires coralliens à *Terebratula repelliniana* de la BasseProvence et du Languedoc: *Bulletin de la Société géologique de France*, 3(3), 670-686.

- Desor, E., 1854, Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe néocomien (étage Valanginien): Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de Neuchâtel, 3, 172-180.
- Desor, E., Gressly, A., 1859, Etudes géologiques sur le Jura neuchatelois: Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de Neuchâtel, 4, 1-59.
- D'Omalius d'Halloy, J.B.J., 1822, Observation sur un essai de carte géologique de la France, des Pays-Bas et des contrées voisines accompagnant l'Essai d'une carte géologique de la France des Pays-Bas et de quelques contrées voisines: París, Annales des Mines, t VII, p 335.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *en* Ham, W.E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasián-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 285-311.
- Enay, R., Geyssant, J.R., 1975, Faunes lithotíponiques des chaînes bétiques (Espagne méridionale) *en* Colloque sur la limite Jurassique Crétacé, Lyon, Neuchâtel, 1973: Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 86, 39-55.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of Northeast Mexico, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C. A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of Northwest Gulf of Mexico rim, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75, 45-81.
- Grün, B., Blau, J., 1997, New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division: Revue de Paléobiologie, Genève, 16(1), 197-214.
- Haq, B.H., Haderbol, J., Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, 235, 1156-1167.
- Hoedemaeker, P.J., 1984, Correlations possibilities around the Jurassic/Cretaceous boundary: Scripta Geologica, 84, 1-55.
- Hoedemaeker, P.J., 1987, The Jurassic-Cretaceous boundary: Scripta Geologica 84, p. 1-55.
- Hoedemaeker, P.J., 2008, Discussions about the Jurassic-Cretaceous boundary (Part I): <<http://holostrat.blogspot.com/2008/02/discussions-about-jurassic-cretaceous.html>>.
- Hoedemaeker, P.J., 1991, Tethyan-Boreal correlation and the Jurassic-Cretaceous boundary: Newsletters on Stratigraphy, 25, 37-60.
- Hoedemaeker, P.J., Bulot, L., 1990, Preliminary ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region: Géologie Alpine, 66, 123-127.
- Hoedemaeker, P.J., Company, M., 1993, Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-project 262: Revista Española de Paleontología 8 (1), 117-120.
- Hoedemaeker, Ph.J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragan, R., Company, M., González-Arreola, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vašíček, Z., Vermeulen, J., Wippich, M., 2003, Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group', Lyon, July 11, 2002: Cretaceous Research, 24, 89-94.
- Horbury, A.D., Hall, S., González-P., F., Rodríguez-F., D., Reyes-F., A., Ortiz-G., P., Martínez-M., M., Quintanilla-R., G., 2003, Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: Less passive than previously imagined, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79, 184-245.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall: Sedimentary Geology, 81, 1-9.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Mexico, Geological Society of America Bulletin, 48, 587-630.
- Imlay, R.W., 1939, Upper Jurassic ammonites from Mexico: Bulletin of the Geological Society of America, 50, 1-77.
- Imlay, R.W., 1944, Cretaceous formations of the Central America and Mexico, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 28, 1077-1195.
- International Union of Geological Sciences (IUGS), 1984, Stratigraphy: Proceedings of the 27th International Geological Congress, Moscow, Russia, 4-14 August, 1984, Invited Papers on Stratigraphy: Utrecht, Holanda, VNU Science Press, v. 1, 377 pp.
- Kilian, W., 1896, Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron et contribution à la connaissance des terrains secondaires du sud-est de la France: Bulletin de la Société géologique de France, 3, 23 (1895), 659-803.
- Le Hégarat, G., Remane, J., 1968, Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et l'Hérault. Correlation des ammonites et des calpionelles: Geobios 1, 7-69.
- Longoria, J.F., 1977, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior basada en microfósiles planctónicos: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38(1), 2-17.
- Longoria, J. F., 1982, Stratigraphic studies in the Jurassic of Northeastern Mexico: Evidence for the origin of the Sabinas Basin, *en* Ventress, P.S., Bebout, D.G., Perkins, B.F., Moore, C.H. (eds.), The Jurassic of the Gulf Rim: Gulf Coast Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Proceedings of the 3rd Annual Research Conference, 171-193.
- Longoria, J.F., Dávila, V.M., 1979, Estratigrafía y microfacies del Cerro de la Silla, SE de Monterrey: Boletín del Departamento de Geología Uni-Son, 2(1), 65-95.
- Longoria, J.F., Clowes, D.M., Monreal, R., 1999, Type Mesozoic succession of northern Mexico: Cañon La Casita, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 287-318.
- López-Oliva, J.G., 1989, Biostratigraphie des ober-Jura und der unter-Kreide in der Sierra del Fraile, Nuevo Leon, Mexiko: Universidad de Hamburg, Tesis de Maestría, 123 pp.
- López-Oliva, J.G., 1991, Zonación del Cretácico basal en el braquianticinal sur de la Sierra del Fraile, N.L., por medio de calpionélidos: Revista de la Sociedad Paleontológica Mexicana, 4, 43-55.
- Lugo, E.J.E., 1975, Presencia de *Chitinoidea* sp. (Tintinnidae, Codonellidae) en el Jurásico del sureste de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 27(10-12), 451-465.
- Mazenot, G., 1939, Les Palaeohoplitiidae Tithoniques et Berriasiens du Sud-Est de la France: Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série 18 (1-4), 303 pp.
- Miller, K.G., Komisz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005, The Phanerozoic record of global sea-level change: Science, 310, 1293-1298.
- Ogg, J. G., Agterberg, F. P., Gradstein, F. M., 2004, The Cretaceous Period, *en* Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (eds.), A geologic Time Scale: Cambridge University Press, 585 pp.
- Olivares-Ramos, D., 2006, Zonación de calpionélidos y análisis microfacial de la transición Tithoniano – Berriasián, Sierra de la Silla, Nuevo León, México: Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 96 pp.
- Oppel, A., 1865, Die lithotíponiques Etage: Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 17, 535-558.
- Orbigny, A. d', 1842-51, Terrains oolitiques ou jurassiques. Tome premier: Céphalopodes: Paléontologie française: Paris, Masson, 642 pp., 234 pls.

- Pessagno, A.E., Jr., Cantú-Chapa, A., Maltinson, M.J., Xiangyins, M., Mohsen K., 2009, The Jurassic-Cretaceous boundary: New data from North America and Caribbean: Stratigraphy, 6(3), 185-262.
- Reboulet, S., Hoedemaeker P.J. (reporters) y Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Atrops, F., Baraboshkin, E.Y., Company, M., Delanoy, G., Dutour, Y., Klein, J., Latil, J.L., Lukeneder, A., Mitta, V., Mourges, F.A., Ploch, I., Raisossadat, N., Ropolo, P., Sandoval, J., Tavera, J.M., Vasicek, Z., Vermeulen, J., con la participación de Arnaud, H., Granier, B., Premoli-Silva I.(chairwoman of the Subcommission on Cretaceous Stratigraphy), 2006, Report on the 2nd international meeting of IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the "Kilian Group"(Neuchâtel, Switzerland, 8 September 2005): Cretaceous Research 27, 712-715.
- Reháková, D., 1995, New data on calpionellid distribution in the Upper Jurassic/Lower Cretaceous formations (Western Carpathians): Mineralia Slovaca, 27, 308-318.
- Reháková, D., Michalik, J., 1997, Evolution and distribution of calpionellids –the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton: Cretaceous Research, 18, 493-504.
- Remane, J., 1963, Les calpionelles dans les couches de passage jurassique-crétacé de la fosse vocontienne: Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble, 39, 25-82, .
- Remane, J., 1964, Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges: Stuttgart, Palaeontographica, A, 123, 1-57.
- Remane, J., 1971, Les calpionelles, protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l' époque secondaire: Annales Guebhard, 47, 1-25.
- Remane, J., 1978, Calpionellids, en Haq, B.U., Boersma, A. (eds.), Introduction to Marine Micropaleontology: Amsterdam, Elsevier, 161-170.
- Remane, J., 1985, Calpionellids; en Bolli, H.M., Sanders, J.B., Perch-Nielsen, K. (eds.), Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, 555-572.
- Remane, J., 1986, Calpionellids and the Jurassic – Cretaceous Boundary: Acta Geologica Hungarica, 29(1-2), 15-26.
- Remane, J., 1990, The Jurassic-Cretaceous boundary: problems of definition and procedure: Transactions of the Institute of Geology and Geophysics, Academy of Sciences USSR, Siberian branch, 699, p. 7-17.
- Remane, J., Bakalova-Ivanova, D., Borza, K., Knauer, J., Nagy, I., Pop, Gr., 1986, Agreement on the subdivision of the Standard Calpionellids Zones defined at the 2nd Planktonic Conference, Roma 1970: Acta Geologica Hungarica, 29(1-2), 5-14.
- Saks, V.N. (ed.), 1975. The Jurassic Cretaceous boundary and the Berriasian Stage in the Boreal Realm: Jerusalem, Keter Publishing House Ltd, 391 pp., 46 pls (English translation of: Saks, V.N. (ed.) 1972, Granitsa yury i mela i Berriasskii yarus v boreal'nom poyase: Novosibirsk, Akademiya Nauk SSSR).
- Sazonova, I. G. and N. T. Sazonov, 1979, The Jurassic-Cretaceous boundary in the East European Platform, en Wiedmann, J. (ed.), Aspekte der Kreide Europas: International Union of Geological Sciences, Series A, 6, 487-496.
- Schnyder, J., Gorin, G., Soussi, M., Baudin F., Deconinck, J.F., 2005, A record of the Jurassic/Cretaceous boundary climatic variation on the southern margin of the Tethys: clay minerals and palynofacies of the early Cretaceous Jebel Meloussi section (Central Tunisia, Sidi Kralif Formation): Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 176, no. 2, p. 171-182.
- Trejo, M., 1975, Tintínidos Mesozoicos de México (Taxonomía y datos paleobiológicos): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 27(10-12), 329-449.
- Trejo, M., 1980, Distribución estratigráfica de los tintínidos Mesozoicos Mexicanos: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 12(4), 4-13.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap, en Payton, C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy– Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, 63-81.
- Womardt, W.W. Jr., 1999, Revision of sequence boundaries and maximum flooding surface: Jurassic to Recent: Offshore Technology Conference (OTC 14072), 3 - 6 Mayo, 1999, Houston Texas.
- Zakharov, V., 2003, In Defense of the Volgian Stage: Stratigraphy and Geological Correlation, 11(6), 585-593. (Translated from Stratigrajiya. Geologicheskaya Korreljatsiya, 11(6), 2003, 60-69)
- Zakharov, V., Rogov, M., 2008, Jurassic – Cretaceous boundary in Artic: the results of the magneto and bioestratigraphic correlation (abstract): 33th International Geological Congress, Oslo, p.14.
- Zakharov, V., Bown, P., Rawson, P.F., 1996, The Berriasian Stage and the Jurassic-Cretaceous boundary: Bulletin de l'Institut Royal des Science Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 66 Supp., 7-10.
- Zakharov, V., Bogomolov, Yu.L, Il'ina, V.I., 1997, The Boreal Zonation Standard and Biostratigraphy of Siberia, Geologiya i Geofizika, 38(5), 927-956.

Manuscrito recibido: Julio 18, 2011

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 15, 2011

Manuscrito aceptado: Septiembre 29, 2011