

Thierry Adatte¹, Wolfgang Stinnesbeck², Hans Hubberten³, Jürgen Remane¹

¹Institut de Géologie, 11 rue Emile Argand, 2007 Neuchâtel, Suiza

²Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León,

Ap. Postal 104, 67700 Linares, N.L., México

³Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam,
Telegrafenberg A 43, 0-1561 Potsdam, Alemania

RESUMEN

Tradicionalmente, se pensó que el límite Jurásico-Cretácico en el noreste de México coincidía con el contacto entre las formaciones La Casita y Taraises.

Se estudiaron detalladamente varios perfiles, incluidas estas dos formaciones, que pertenecen a tres dominios paleogeográficos: la cuenca de Durango en el noroeste (San Pedro de Gallo), la zona norte del mar mexicano, cerca de Saltillo (puerto Piñones y sierra de Jabalí) y el área de Monterrey-Linares (Iturbide).

La correlación entre estos perfiles se basa en el análisis de microfácies, micropaleontología, macropaleontología, isótopos de oxígeno y carbono, mineralogía de la roca completa y minerales de arcilla, mostrando que el límite litoestratigráfico está claramente diacrónico entre el Berriasiano temprano y medio.

Todas las especies de calpionélidos conocidas de México (Bonet, 1956; Trejo, 1980) se encuentran también en Europa. No es posible determinar con precisión el límite Jurásico - Cretácico, como fue definido en 1973 por el Coloquio de Lyon-Neuchâtel. La casi ausencia de *Crassicollaria* podría ser explicada por factores paleoclimáticos o paleogeográficos, no así por razones diagenéticas; mientras que la falta de la microfácies con *Saccocoma* no puede deberse a cambios diagenéticos. A partir de la parte superior de la zona B, las zonas Estándar de Rome/Sümege son identificadas. La C está muy reducida y la parte basal de la D (*Calpionellopsis*) parece faltar en algunas localidades. Sin embargo, desde la parte superior de la subzona con *Simplex* (D 1) hasta el Valanginiano inferior pueden establecerse correlaciones precisas con Europa.

Algunas asociaciones de ammonites fueron descubiertas de horizontes desde el Titoniano medio hasta el Valanginiano; su determinación específica no ha sido terminada. Los rangos estratigráficos de algunos géneros han sido muy discutidos en términos de zonas europeas; por otro lado, ahora fue calibrado por calpionelas. *Durangites* e *Hildoglochiceras*, a veces considerados como típicamente del Titoniano superior, perduran así hasta la parte basal de la zona de calpionélidos B del Berriasiano inferior; *Protancyloceras*, *Kossmatia* y *Substeuoceras* (incluido *Paradontoceras*) e *Himalayites* se extienden incluso hasta la zona C.

La aparición de faunas ricas en calpionélidos y ammonites mediterráneos corresponde bien a cambios en el espectro de minerales de arcilla y en la composición de los isótopos estables (carbón y oxígeno). Estos cambios se deben a un importante evento paleo-oceanográfico en el Berriasiano inferior (zonas de calpionélidos B superior a C).

ABSTRACT

Four profiles, three of them in the Sierra Madre Oriental and one 400 km farther NW in the Durango Basin, have been measured and sampled in detail, in order to ascertain the stratigraphic position of the boundary between the La Casita and the Taraises Formations. Calpionellids show that this boundary is diachronous, situated in the lower Berriasian. Late Tithonian mediterranean faunal elements are, however, largely (*Crassicollaria* in the case of calpionellids) or completely missing (*Saccocoma*, *Chitinoidella*). Calpionellids are still more or less sporadic in the lower part of Zone B, but become frequent in its upper part. This indicates an important turnover in oceanographic conditions (currents and/or temperature), which appears also clearly in a change of the composition of clay-mineral associations (increase of chlorite, decrease of kaolinite). Analyses of stable isotopes point in the same direction, as well as the simultaneous appearance of mediterranean ammonite genera. Calpionellid Zones C to D 1 are reduced or incomplete in this part of the Sierra Madre Oriental.

The succession of calpionellid species corresponds perfectly to that known from the Mediterranean realm. This allows precise transatlantic correlations. It appears that the ammonite genera *Durangites* and *Hildoglochiceras* extend to the lowermost Berriasian (lowermost Zone B), whereas *Kossmatia* and *Substeuoceras* extend farther up into the Berriasian.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

Dentro de las geociencias, el estudio estratigráfico y paleontológico relacionado con sedimentos cretácicos actualmente es de gran interés (por ejemplo los proyectos del

IGCP 242: Cretácico de América Latina, 262: Cretácico de la Tethys, y el proyecto CRER, todos de la UNESCO). En estos programas México tiene un papel clave por su posición en el oeste de la Tethys, entre la provincia boreal y tetisiana. A pesar de esta importancia, nuestros conocimientos científicos sobre las faunas mexicanas son todavía escasos. La contribución presente pretende aumentar nues-

[illegible]

Figura 1. Tabla de correlación de zonas de ammonites mediterráneas con las zonas de calpionélidos (A hasta E) de la región Vocontiana (Francia, Europa), y con el Estándar de Roma/Súmeg.

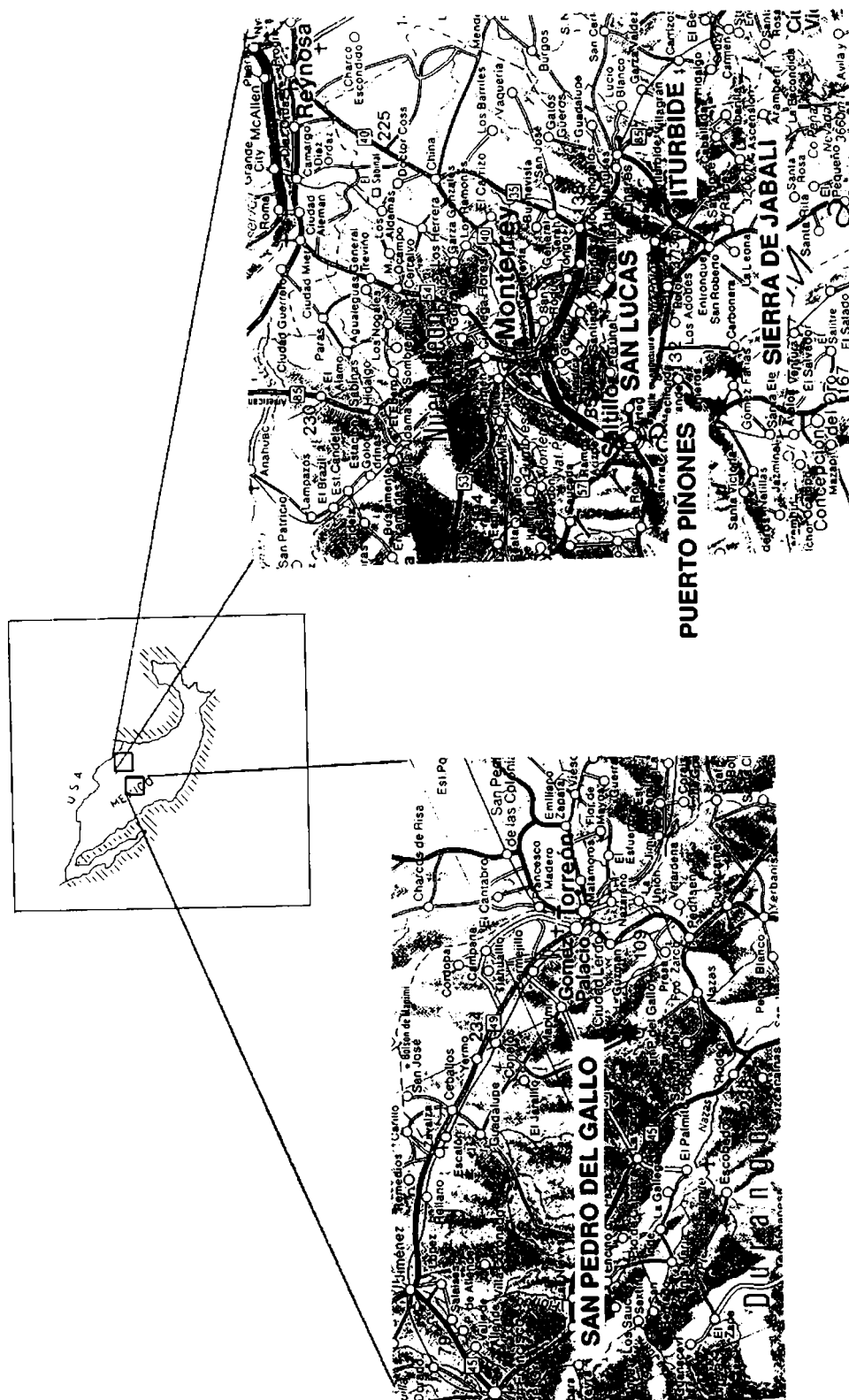


Figura 2. Localización geográfica de los perfiles estudiados. Perfiles: IT: Iturbide, SJ: Sierra de Jabali, PP: Puerto Piñones, PG: San Pedro de Gallo, SL: San Lucas.

tros conocimientos referentes a la estratigrafía y taxonomía de las faunas mexicanas, así como facilitar la correlación regional. Además, se intenta correlacionar estas zonas micro y macropaleontológicas con las curvas de isótopos de oxígeno y de carbono, y geoquímicas. Los datos adquiridos aquí podrían contribuir a la búsqueda de hidrocarburos en nuestra región, ya que la formación La Casita (corresponde a La Caja) es considerada como roca generadora de hidrocarburos en gran parte de México.

1.2. ANTECEDENTES

Las bases para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico del noreste de México fueron elaboradas por Böse (1923a, b; Böse y Cavins, 1927) y Burckhardt (1906, 1912, 1919-1921, 1930). Trabajos regionales más recientes incluyen autores como Imlay (1936, 1937, 1938, 1940a, b, 1943a, b, 1952); Imlay *et al.*, 1948; Humphrey, 1949; Carrillo-Bravo, 1961; Cantú, 1968; Padilla y Sánchez, 1978, 1982, 1985, 1986; Wilson *et al.*, 1984; Michalzik, 1988; Götte, 1990; Götte y Michalzik, 1992, y Longoria, 1984, 1991.

Las dataciones bioestratigráficas son, por otro lado, poco precisas. No obstante el intenso estudio de ammonites de edades Titoniana y Neocomiana, zonaciones basadas en macrofósiles sólo fueron establecidas por pocos autores (por ejemplo, Burckhardt, 1930; Imlay, 1944, 1980; Verma y Westermann, 1973; Cantú Chapa, 1989), y los resultados son discutidos (controversia en el cap. 3.3.).

Bonet (1956) da la primera síntesis para las microfauas cretácicas. Trejo (1960) estudió el nanoplancton y ha publicado una monografía sobre las calpionelas de México (Trejo, 1976), la cual muestra que las especies son idénticas a las de la cuenca mediterránea. La zonación propuesta por el mismo autor (1980) corresponde en gran parte con la utilizada en la cuenca mediterránea (Remane, 1985, 1986; Remane *et al.*, 1986; Fig. 1).

Las zonaciones mexicanas se basan ante todo en materiales provenientes de perforaciones petroleras. Cantú Chapa (1967, 1989) ha sido el único en intentar la correlación ammonites calpionelas, pero utiliza criterios caducos, lo cual ha dejado más preguntas que respuestas.

1.3. TRABAJOS REALIZADOS

En el noreste de México fueron levantados a detalle los siguientes perfiles (Fig. 2):

Iturbide, N.L. (IT)
Puerto Piñones, Coah. (PP)

Sierra de Jabalí, Coah. (SJ)
San Pedro de Gallo, Dgo. (PG)
San Lucas, N.L. (SL)

Las secuencias fueron levantadas capa a capa; se tomaron muestras a intervalos de 10 a 50 cm en todas las unidades litológicas y se buscaron macrofósiles. De cada muestra litológica se hicieron láminas delgadas para estudiar la microfacies como también la microfauna. También se hicieron por cada muestra análisis geoquímicos (roca completa, minerales de arcilla e isótopos).

2. LOCALIZACIÓN Y LITOLOGÍA DE LOS PERFILES ESTUDIADOS

2.1. ITURBIDE (IT)

El perfil de Iturbide (IT) se encuentra al lado norte de la carretera federal 60, que va de Iturbide rumbo a Linares, unos 200 m antes de entrar al cañón Santa Rosa (Fig. 2).

Existe un trabajo micropaleontológico sobre este perfil publicado por Blauser (1981).

268 metros fueron medidos (Fig. 3), incluidas la parte superior de la Fm. La Casita (210 m, horizontes 1 a 19.3) y la inferior de la Fm. Taraises (60 m, horizontes 20.1 a 29.2).

La Fm. La Casita muestra su aspecto característico, es decir, la alternancia típica de lutitas y limolitas negras a amarillas, con algunos bancos arenosos y concreciones calcáreas. La transición hacia la Fm. Taraises es gradual, y queda marcada por la aparición de bancos métricos de calizas y margas.

Aun cuando la parte inferior de la Fm. La Casita de Iturbide es conocida por su abundante fauna de ammonites, dentro del perfil levantado sólo se encontraron escasos ejemplares de *Glochiceras* y de *Metahaploceras mazapilense* (Burckhardt) (IT 4), procedentes de concreciones de la parte superior de la formación. En la Fm. Taraises, también, los macrofósiles son escasos, encontrándose solamente cortes de *Bochianites* (en el banco 27.1) y algunas impresiones indeterminables.

2.2. PUERTO PIÑONES (PP)

Este perfil se encuentra situado en un corte de la línea ferroviaria Saltillo-Concepción del Oro, a unos 70 km al sur de Saltillo, aproximadamente a 5 km de la estación Carneros (Fig. 2).

La secuencia en este lugar comprende la cima de la Fm. Zuloaga (Oxfordiano superior al Kimmeridgiano inferior),

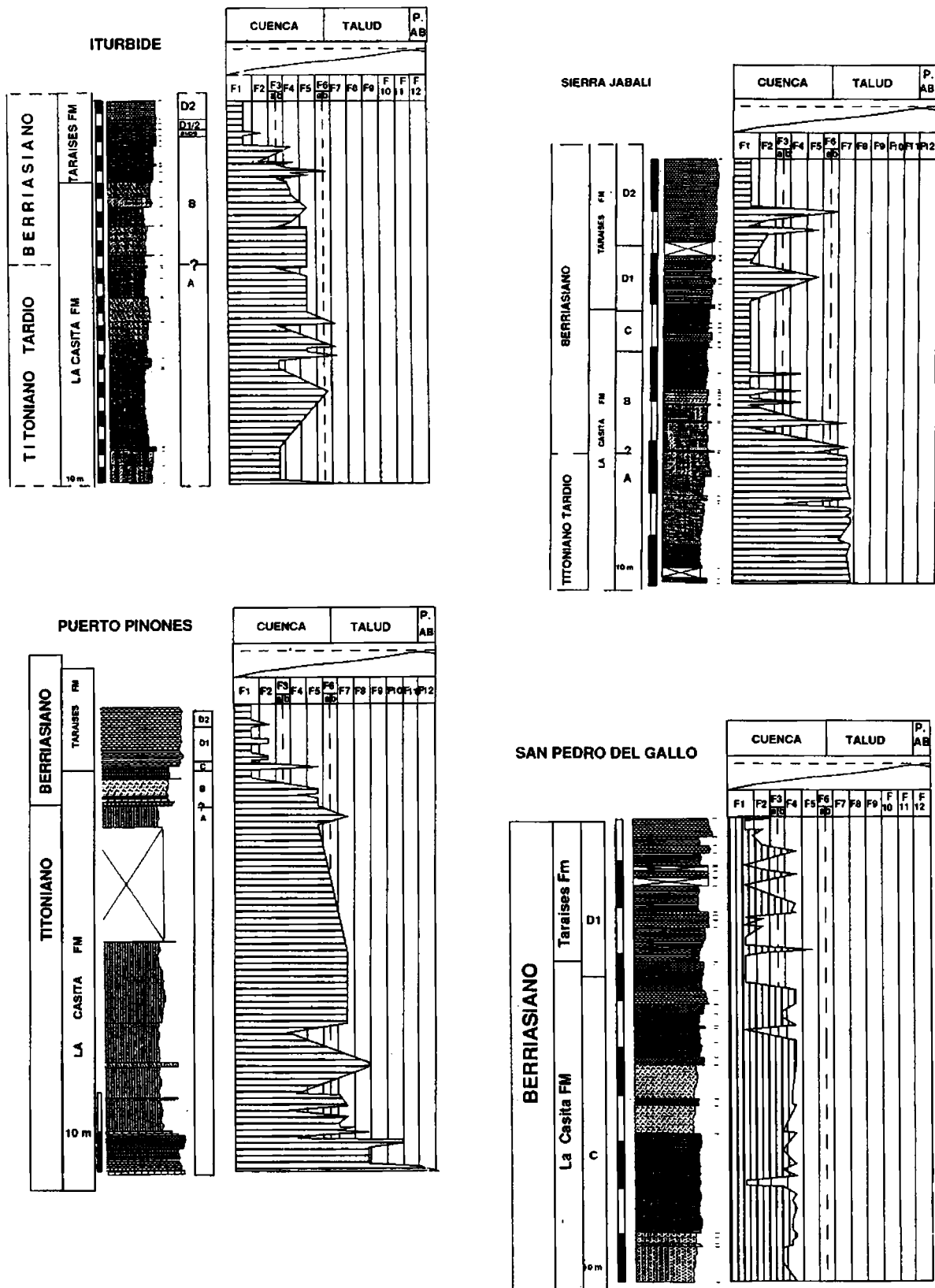


Figura 3. Sucesión de las microfácies en los perfiles Iturbide, Puerto Piñones, Sierra de Jabali y San Pedro de Gallo.

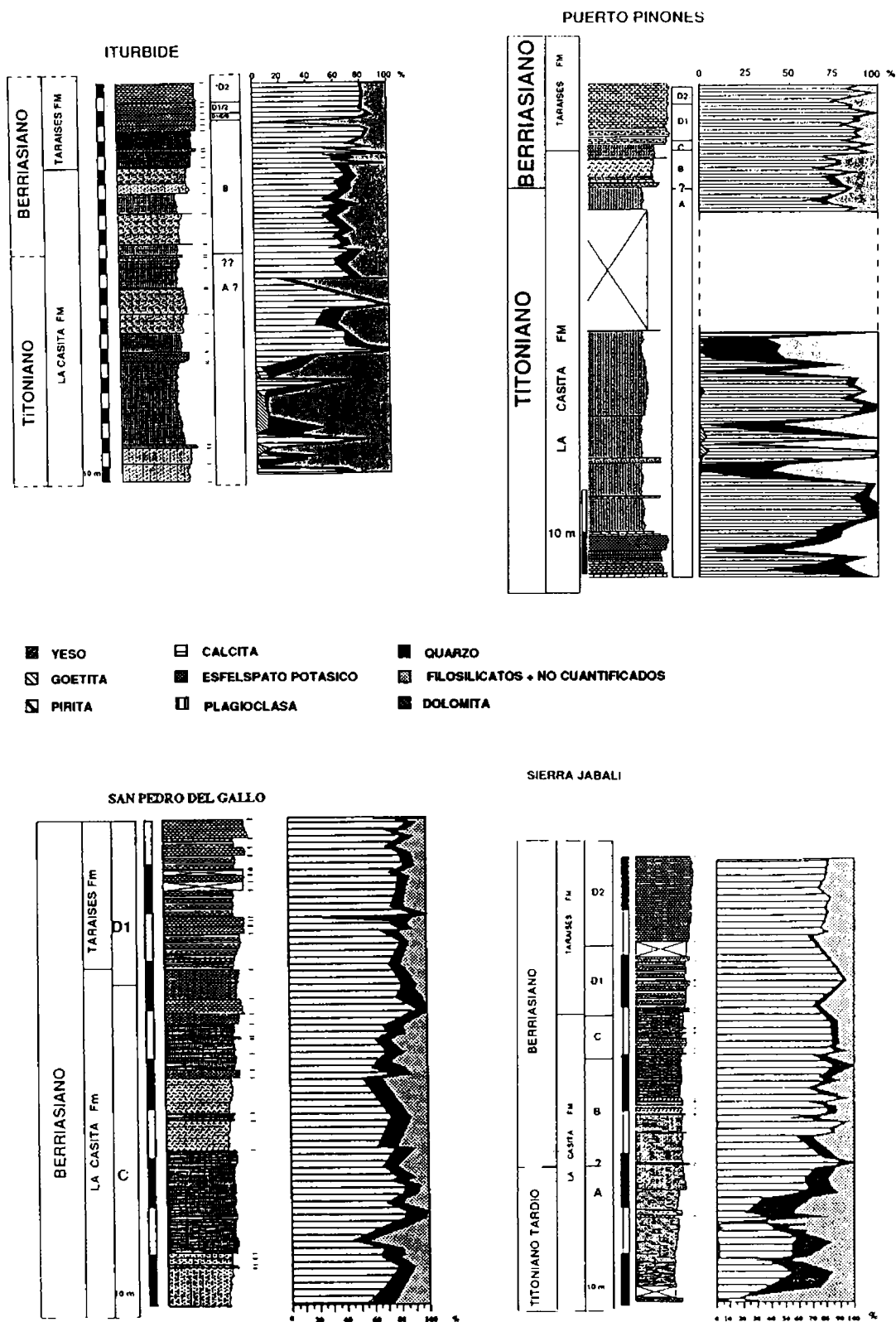


Figura 4. Correlación bioestratigráfica de los perfiles Iturbide, Sierra de Jabali, Puerto Piñones y San Pedro de Gallo.

la Fm. La Caja (equivalente a la Fm. La Casita) y la parte inferior de la Fm. Taraises.

Litológicamente, la cima de la Fm. Zuloaga comprende calizas oolíticas con bioclastos de equinoideos, braquiópodos, ostras, belemnites y peloides fecales (*Favreina*). Sobreyacen en forma transicional calizas, margas y lutitas con bivalvos y belemnites ya pertenecientes a la Fm. La Caja. Ésta tiene un espesor de 90 m, y consiste en lutitas y limolitas, con intercalaciones de bancos fosforíticos y concreciones calcáreas. La fauna recolectada incluye belemnites (abundantes en el horizonte 8), ammonites (Fig. 5), aptychos, bivalvos (*Pinna*, *Buchia*, *Entolium*, *Lucina*) y escasos braquiópodos (*Terebratula*).

La microfauna consiste típicamente en radiolarios y calciesferas (Fig. 3).

En Puerto Piñones, la Fm. La Caja se presenta con un espesor mucho más reducido comparado, por ejemplo, con Iturbide (Fig. 4). El grado bajo de la sedimentación probablemente está relacionado con capas fosfáticas que fueron encontradas en varios niveles a lo largo de la secuencia.

La parte media de la Fm. La Caja muestra además lutitas negras a amarillas con concreciones. En la cima de esta formación gradualmente sube el contenido calcáreo; constituye así la transición hacia la Fm. Taraises sobreyacente.

La Fm. Taraises muestra calizas micríticas de color gris a amarillo, con intercalaciones de margas. Su espesor visible es de 24 m. Macrofósiles, principalmente ammonites, abundan en los niveles 20 a 29; además se detectaron ejemplares aislados de *Inoceramus* y *Entolium*.

2.3. SIERRA DE JABALÍ (SJ)

El perfil levantado se encuentra aproximadamente a 25 km al sur del perfil Puerto Piñones, unos 8 km al sureste del pueblo de Gómez Farías, al lado sur de la sierra de Jabalí (Padilla y Sánchez, 1983). El acceso es por una terracería transitable sólo en períodos secos por un vehículo de doble tracción (Fig. 1).

En este lugar, la Fm. La Casita muestra espesores de aproximadamente 50 m, de los cuales 37 fueron incluidos en el perfil levantado (niveles 1 a 22). La litología comprende lutitas, limolitas con escasos bancos calcáreos y fosforíticos, además concreciones calcáreas (Fig. 3).

Sobreyace a la Fm. La Caja, en forma transicional, la Fm. Taraises (niveles 23 a 43), de por lo menos 30 m de espesor, y con una litología de calizas y margas.

Algunos horizontes (por ejemplo, 19, 21, 26, 27, 28) contienen una macrofauna abundante de bivalvos, belemnites y ammonites (Fig. 5), que indican la presencia del Titoniano superior y del Berriasiano en este perfil.

2.4. SAN PEDRO DE GALLO, DURANGO (PG)

El perfil está localizado aproximadamente a 10 km al norte de San Pedro de Gallo, Durango, al flanco sur del cerro La Peña (Fig. 1). De esta manera se encuentra casi a 400 km al oeste de los perfiles mencionados anteriormente.

San Pedro de Gallo es conocido en la literatura geológica de México por el trabajo clásico de Burckhardt (1912) sobre faunas del Jurásico superior y el límite Jurásico - Cretácico. En 1988, Contreras *et al.* revisaron la bioestratigrafía y sedimentología del Jurásico en esta región.

El perfil levantado comprende casi 100 m, los primeros 68 m pertenecientes a la Fm. La Casita y el resto a la Fm. Taraises. El contacto entre ambas formaciones es gradual (arbitrariamente entre horizonte 20 y 21); la litología cambia de lutitas, limolitas, escasas capas fosfática y areniscas finas en la base, hacia calizas y margas en la cima de la secuencia (Fig. 3).

Los horizontes 1 a 5 contienen una abundante fauna de ammonites (Fig. 5). Hacia la cima sólo se han encontrado impresiones no determinables de ammonites, con la excepción de un *Himalayites* sp. en el banco 19.3

La microfauna consiste en radiolarios, calciesferas y calpionelas (compárese Fig. 3).

3. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

3.1. MICROFACIES

El estudio de las láminas delgadas ha permitido el reconocimiento de 12 diferentes microfacies (Fig. 3). Con excepción de la facies F 12, todas son características de un mar abierto. Es posible diferenciar entre:

- una cuenca moderadamente profunda, dominio hemipelágico
- una zona abierta con talud y la plataforma externa

Es evidente que la posición de estas microfacies sobre un perfil teórico es hasta cierto punto arbitraria, ante todo, si vemos el dominio de cuenca, donde las asociaciones faunísticas están más influidas por la temperatura del agua, la oxigenación y las corrientes, que por la profundidad. Sin embargo, esta representación ha mostrado ser muy útil para buenas correlaciones.

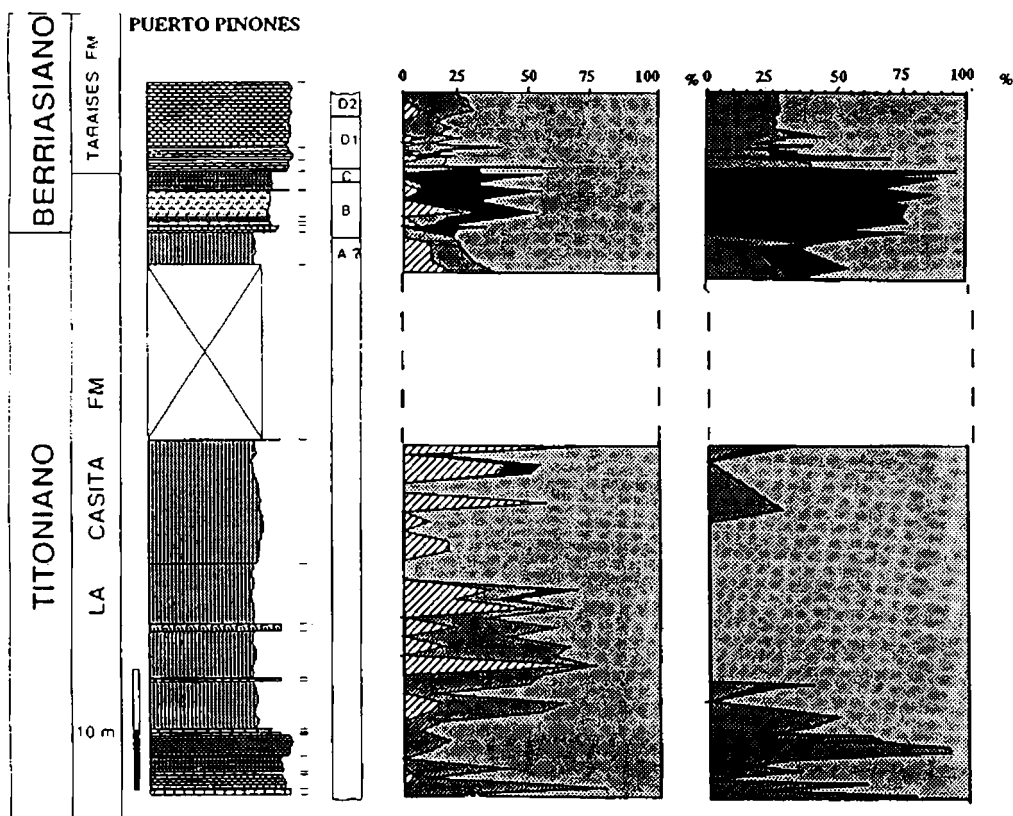
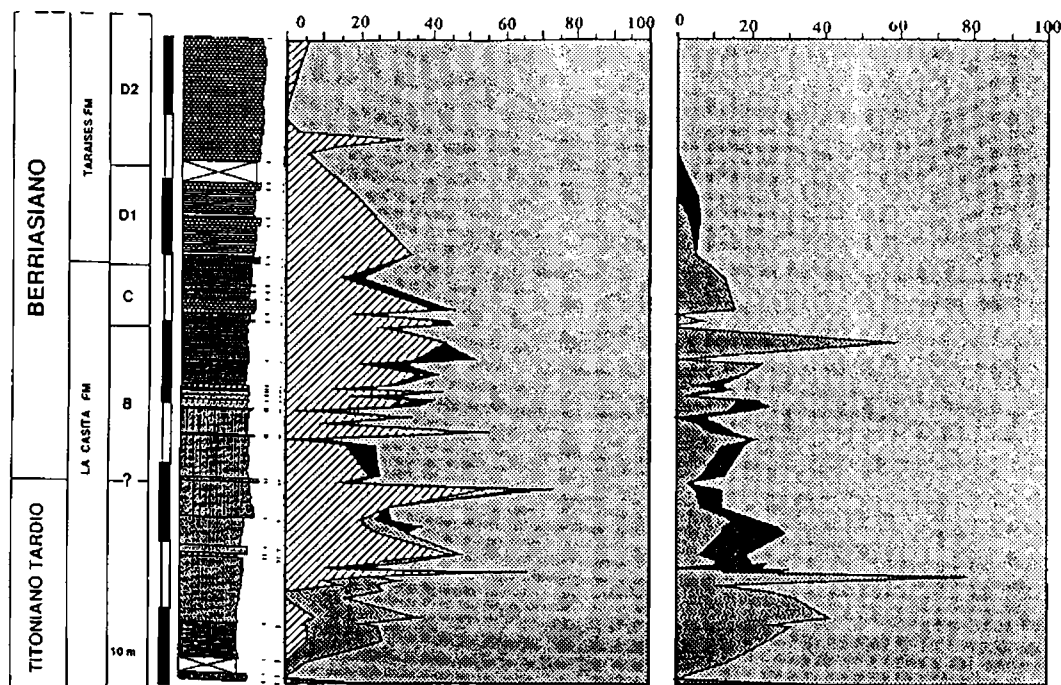
3.1.1. Lista de las microfacies observadas:

Dominio de cuenca (facies pelágica y hemipelágica; Fig. 3).

SIERRA JABALI

%

%



▨ Ilita/esmectita ■ Chorita
 ■ Caolinita ■ Mica

Figura 5. Distribución de géneros y especies de ammonites con importancia en los perfiles Puerto Piñones, Sierra de Jabali y San Pedro de Gallo.



Microfacies F 1

Biomicrocrita con numerosos calpionélidos, filamentos, pocas calciesferas y restos de ammonites.

Microfacies F 2

Biomicrocrita con numerosas espículas de esponjas, calpionélidos, abundantes filamentos, restos de ammonites y de equinodermos, escasos foraminíferos aglutinantes y *Nodosariidae*.

Microfacies F 3

Biomicrocrita constituida exclusivamente de radiolarios fuertemente recristalizados y calciesferas en una matriz limolítica (F 3 A), o, más escaso, de radiolarios bien preservados en una matriz micrítica (F 3 B); ambos con algunos peloides, filamentos y escasos calpionélidos.

Microfacies F 4

Biomicrocrita con igual contenido de calpionélidos y radiolarios.

Microfacies F 5

Micrita, muy pobre en calpionélidos y radiolarios, escasos foraminíferos pequeños aglutinados.

Microfacies F 6

Micrita (6 a) o arcilla limolítica con cuarzo fino (F 6 B) azoico, además de muy escasos radiolarios y filamentos.

Dominio de la plataforma externa (ambiente circalitoral; Fig. 3)

Microfacies F 7

Intramicrocrita con granos fosfáticos, escasa fauna (espículas de esponjas, pequeños foraminíferos, restos de bivalvos, ammonites, escasos calpionélidos y radiolarios).

Microfacies F 8

Biopelmicrocrita con numerosos restos de equinodermata y pequeños foraminíferos circalitorales.

Microfacies F 9

Biomicrocrita con alto contenido de aptychos y restos de bivalvos.

Microfacies F 10

Biopelmicrocrita del tipo F 3 mezclado con elementos de la plataforma, como *Cayeuxia* (algae), foraminíferos bentónicos infralitorales, gasterópodos y bivalvos; ésta es muy parecida a la "facies de transgresión" de Arnaud-Vanneau (1980).

Microfacies F 11

Micrita arenosa o arenisca micrítica, con un contenido alto de granos gruesos de cuarzo y escasos elementos externos como serpulidos.

Dominio de plataforma externa (ambiente infralitoral)

Microfacies F 12

Pelintrabiosparita con equinodermos, *Favreina* (peloides fecales), foraminíferos infralitorales (*Nautiloculina*) y gasterópodos. Esta microfacies está restringida a la Fm. Zuloaga, que aparece debajo de la Fm. La Casita (por ejemplo, Puerto Piñones, Fig. 3).

3.1.2. Evolución de las microfacies, correlación entre los perfiles

Iturbide (IT); Fig. 3.

De la base hacia la cima, la Fm. La Casita y la parte inferior de la Fm. Taraises son caracterizadas por radiolarios y microfacies casi azoicas, con muy pocos calpionélidos y escasos ammonites (F 3 - F 5 - F 6) (Fig. 17). Estas microfacies corresponden seguramente a zonas relativamente profundas de una plataforma abierta. La ausencia de bentos se debe a condiciones anóxicas cerca del sustrato de cuencas más pequeñas, separadas una de la otra por alto-fondos o islas. Esta parte de la sección es fechada por calpionelas como correspondiente a la zona A (?) y B (3.3.1.). Facies con abundantes calpionélidos (F 1 - F 2) aparecen aproximadamente a 30 m arriba del contacto litológico entre las formaciones La Casita y Taraises, y corresponden a la parte superior de la zona B.

Puerto Piñones; Fig. 3.

En la base del perfil, la transición de la Fm. Zuloaga hacia la Fm. La Casita corresponde a un cambio transicional del paleo-ambiente, desde una plataforma externa (F 12) hacia condiciones circalitorales de un ambiente abierto (F 4 - F 8); este último marcado primero por una sedimentación silicoclástica y después fosfática (F 7). Las partes media y superior de la Fm. La Caja muestran microfacies fosfáticas con radiolarios, muy escasos calpionélidos y ammonites. Según las calpionelas, la parte superior de la Fm. La Caja ya pertenece a la zona A (?) y zona B. Microfacies ricas en calpionélidos y ammonites aparecen en los últimos metros de la Fm. La Casita (zona B, superior).

Sierra de Jabalí; Fig. 3.

La parte inferior de la secuencia presenta la misma sedimentación silicoclástica y fosfática que ya vimos en el perfil Puerto Piñones. La presencia de escasas ammonites y radiolaria probablemente refleja condiciones de un ambiente abierto, pero no muy profundo. Faunas con abundantes calpionélidos (F 1 - F 2) están presentes en la parte superior de la Fm. La Casita (zona B hasta C), y realmente

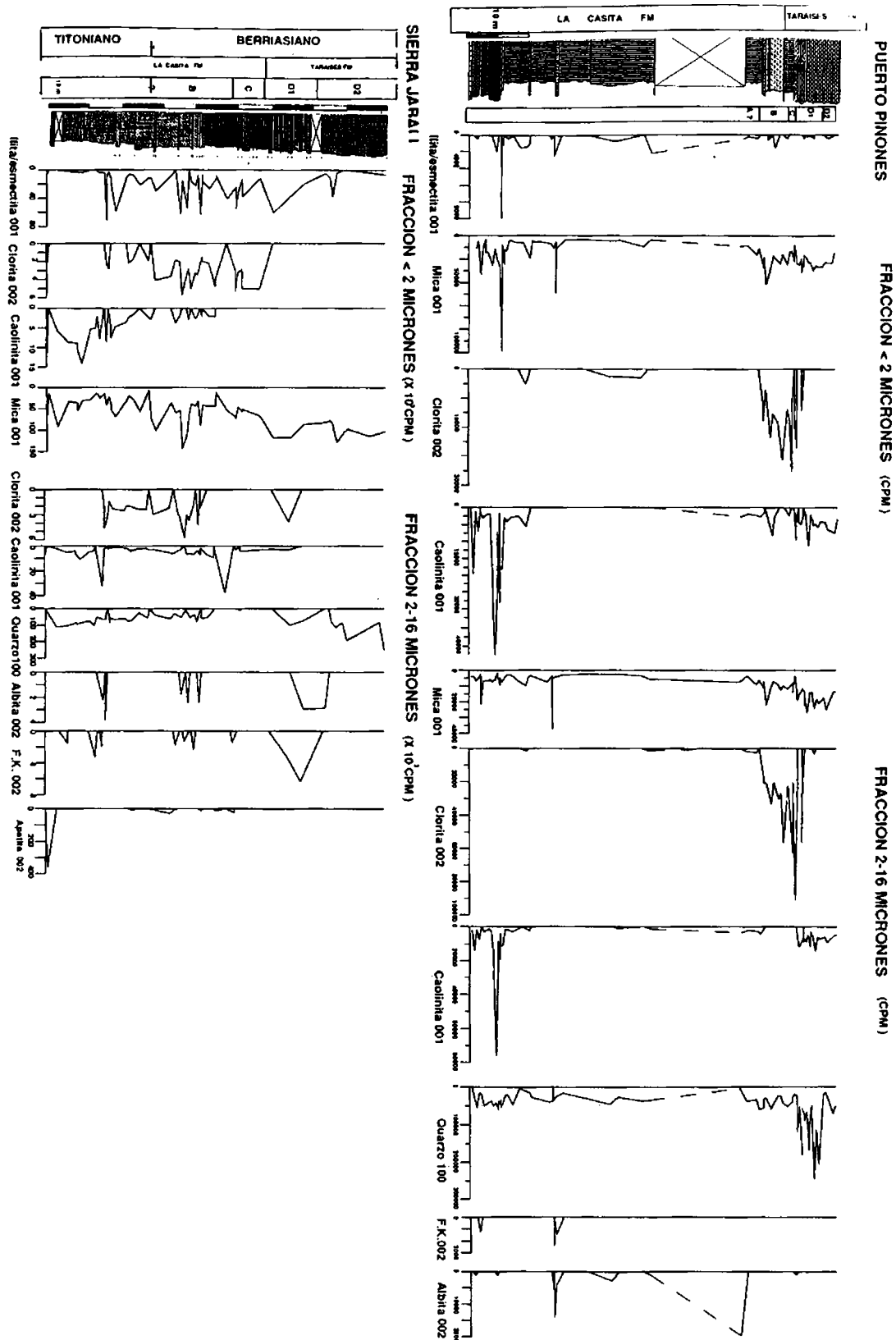


Figura 7. Contenidos relativos de filosilicatos (fracción 2 micrones) en los perfiles Sierra de Jabali y Puerto Piñones.

dominan en los últimos metros de esta formación y en la de Taraises (zona C - D 1 - D 2).

San Pedro de Gallo; Fig. 3.

Los calpionélidos aparecen en los niveles más bajos del perfil dentro de la Fm. La Casita, pero los radiolarios dominan sobre ellos o están en la misma cantidad (F 3 - F 4). Esta parte pertenece ya a la zona C. No existe la microfacies fosfática (F 7) en esta sección. Facies típicas de calpionélidos (F 1 - F 2) están en los últimos metros de la Fm. La Casita, pero los radiolarios son también muy abundantes incluso dentro de la Fm. Taraises (F 4). Esta parte inferior de dicha formación corresponde a la zona de calpionélidos D 1.

3.1.3. Conclusiones primarias, basadas en las microfacies

Las secciones IT, PP y SJ muestran evoluciones de microfacies similares; las facies con abundantes calpionélidos aparecen al final de la zona B o al inicio de la zona C. Esta isocronía en la sucesión de las microfacies contrasta con la diacronía del límite litológico entre las formaciones La Casita y Taraises, el cual puede encontrarse arriba (SJ, PP) o debajo de la llegada de los calpionélidos (IT; Fig. 4).

Excepto de F 12, todas las microfacies observadas son características de un ambiente abierto poco profundo o de la cuenca. La coexistencia de ammonites, radiolarios y calpionélidos, así como la escasez de fauna bentónica, sugieren que las numerosas capas fosfáticas no son el resultado de "upwelling", sino más bien de corrientes oceánicas transversales (como las del margen continental europeo durante el Cretácico medio; Delamette, 1988). Una importante elevación del nivel marino podría explicar la desviación de estas corrientes sobre la plataforma existente (Fm. Zuloaga), como se conoce en el caso de la Corriente del Golfo de México (Pinet y Popenoe, 1982; Delamette, 1988). Tal evento influiría en la sedimentación sobre la parte distal sumergida de la plataforma, y se explicaría de esta manera:

- Las secuencias condensadas (bien desarrolladas durante los períodos de alto nivel marino)
- La coexistencia de series dilatadas (IT) y muy reducidas (SJ, PP) dependientes de una topografía preexistente (Rifting del Oxfordiano y apertura del Golfo de México).

De esta manera llegamos al siguiente modelo sedimentario: la Fm. La Casita se extiende del Kimmeridgiano inferior hasta el Berriasiano inferior; para este último período ha sido postulada una elevación general del nivel del mar (Haq *et al.*, 1988). Ésa podría ser la causa de la desviación de las corrientes oceánicas sobre las partes distales de la plataforma. Un cambio importante en las condiciones hidrológicas, como corrientes y/o temperaturas (véase abajo por los cambios en la mineralogía y los isótopos), es notable hacia la cima de la Fm. La Casita. Al mismo tiempo, los calpionélidos son más frecuentes. Sedimentos más calcáreos aparecen en la Fm. Taraises, donde encontramos calizas de calpionelas típicas.

En San Pedro de Gallo, las series condensadas y fosfáticas persisten hasta la zona C (Fig. 3). La ubicación paleogeográfica de esta cuenca (más hacia el noroeste) podría explicar la llegada posterior de las facies ricas de calpionelas (zona D 1). Es notable, también, que los radiolarios estén presentes, en cantidades significantes, hasta la cima del perfil.

3.2. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Análisis de difracción de rayos X de la roca completa y del residuo insoluble fueron efectuados en todas las muestras de los perfiles IT, PP, SJ y PG (Figs. 7 - 9). Éstas fueron preparadas mediante el procedimiento de Kubler (1987). Después de la decarbonatación, las fracciones < 2, y 2 a 16 micrones del residuo insoluble fueron separadas por centrifugación, según el método descrito por Rumley y Adatte (1983), y analizadas luego (en preparaciones orientadas) con un difractómetro Scintag 2000.

3.2.1. Roca completa

Los contenidos de los minerales principales en los perfiles IT, PP y SJ, calculados por el Método Estándar Externo, están ilustrados en la Fig. 6. Los minerales reconocidos y estimados cuantitativamente por este método son calcita, dolomita, cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, yeso, pirita, goetita y filosilicatos. La mayoría de los no cuantificados corresponde a este último grupo de los minerales de arcilla.

La distribución de los minerales principales concuerda con las microfacies observadas. La parte superior de la zona B (llegada de las microfacies con abundantes calpionélidos) se caracteriza por una reducción clara de filosilicatos y de cuarzo, y un incremento de calcita. Goetita, pirita y feldespatos están restringidos a la Fm. La Casita. Yeso y dolomita tienen un origen post-sedimentario. La parte inferior de la Fm. Taraises se caracteriza principal-

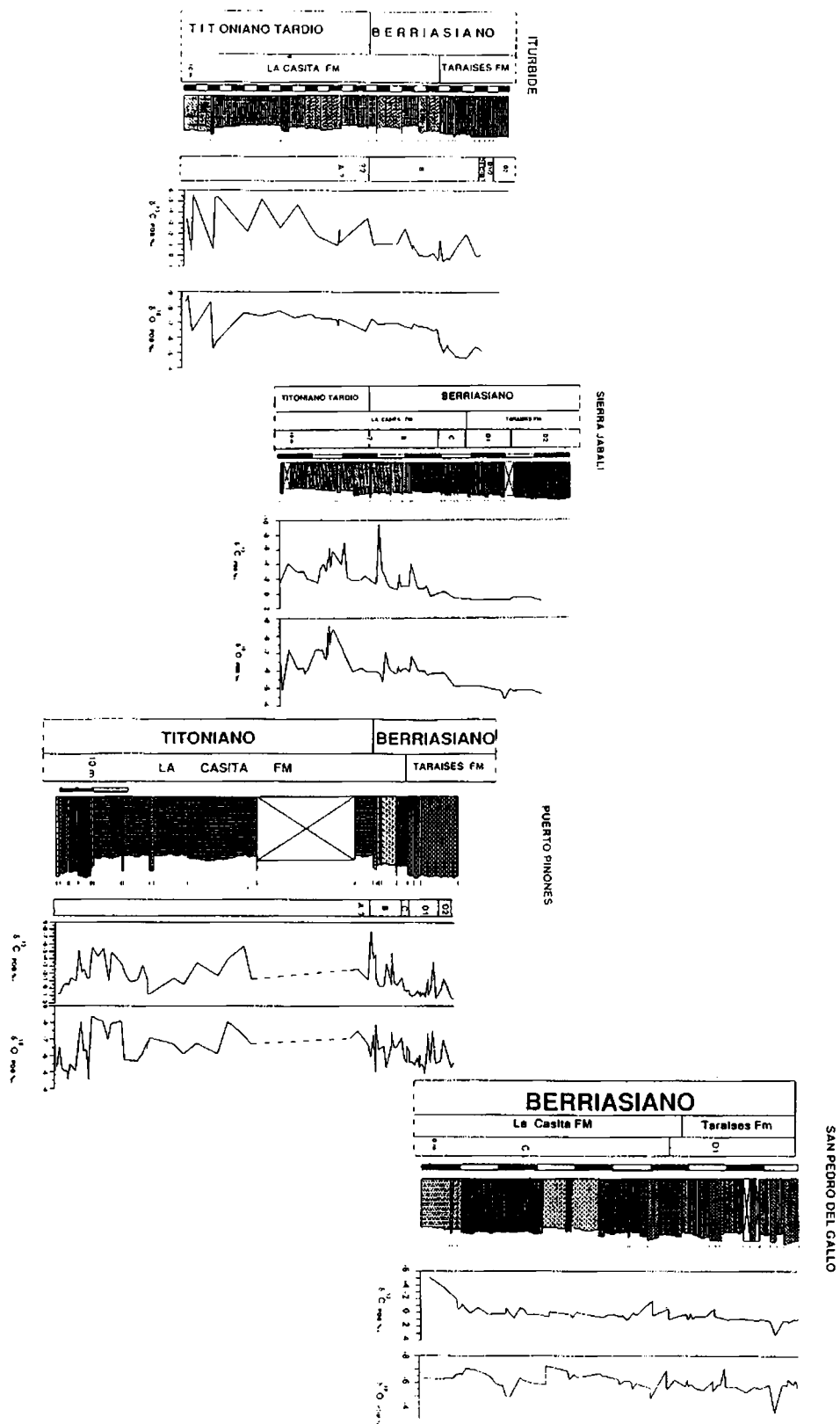


Figura 8. Contenidos relativos de filosilicatos en el perfil San Pedro de Gallo (fracción 2 micrones), en comparación con las microfacies.

mente por un alto contenido de calcita, y uno bajo de cuarzo y filosilicatos.

La sección de San Pedro de Gallo no muestra la misma tendencia. La calcita domina en el perfil entero, con bajos contenidos de cuarzo y filosilicatos. Este perfil corresponde, por otro lado, a las zonas de calpionélidos C y D 1.

3.2.2. Residuo insoluble, fracciones < 2 y 2 - 16 micrones

La fracción < 2 es caracterizada por la presencia de capas mixtas (ilita-esmectita con 40 a 90% de capas de esmectita), mica, clorita y caolinita (Figs. 7 y 8 para contenidos relativos de filosilicatos en los perfiles PP, SJ y PG). La presencia de estas capas mixtas (IS) con una alta proporción de capas expandibles, la presencia de caolinita así como los valores medidos de la cristalinidad de la ilita indican que las secuencias estudiadas no quedaron muy afectadas por diagénesis de sepultamiento o por tectónica. En este caso (y al contrario del perfil de Iturbide, IT) la distribución de los minerales de arcilla puede ser usada por reconstrucciones paleogeográficas o correlaciones.

Mientras que los IS y la mica están presentes en todas las muestras, la distribución de clorita y de caolinita es más significativa. En SJ y PP fue observado un incremento importante de la clorita durante las zonas de calpionélidos B y C (Figs. 7, 9). La caolinita muestra una tendencia contraria. Este mineral es bien representado en la parte inferior de la Fm. La Casita y en la zona de calpionélidos D 1.

Como en el caso de las microfácies, la distribución de estos minerales de arcilla refleja condiciones paleogeográficas y/o paleoclimáticas diferentes. La aparición (o el incremento) de la clorita corresponde bien a la llegada de faunas abundantes de calpionélidos. Este hecho podría ser la consecuencia de un cambio importante de las fuentes detríticas, que resultan de nuevas condiciones hidrodinámicas o hidrológicas (desvío de corrientes y/o clima).

En San Pedro de Gallo la clorita aparece en la parte superior de la zona C, siempre asociada con caolinita. Más tarde (zona D 1), en la parte superior del perfil, los dos minerales se correlacionan bien con las microfácies, las cuales muestran una alternancia de microfácies ricas en calpionélidos y ricas en radiolarios (Fig. 8). Mientras que la presencia de la caolinita corresponde a las microfácies ricas en radiolarios, la clorita parece estar asociada a las ricas en calpionélidos. Hasta el momento, esta correlación sólo fue observada en la cuenca de Durango, en donde parece reflejar repetidos cambios de clima o corriente.

Los filosilicatos de la fracción 2 - 16 micrones se comportan de igual manera que la fracción más pequeña

(Figs. 8; 9). Éstos presentan más o menos la misma tendencia. Las intensidades en bruto de cuarzo son incrementadas en la Fm. Taraises, aunque el contenido de cuarzo de la roca total baja en esta formación. Eso significa que el cuarzo de 2 - 16 micrones está vinculado con la sedimentación carbonatada. En las capas fosfáticas esta fracción sólo está compuesta por apatita carbonato-fluórico.

3.2.3. Isótopos estables

Análisis de los isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ fueron efectuados por medio de un espectrómetro de masa Finnigan MAT 251 con preparación automática de carbonatos. Al usar entre 60 y 300 μg , la reacción se efectúa en 75°C , goteando ácido orthofosfórico sobre las muestras individuales. Desviaciones patrón de los análisis son < 0.04‰ . 0.06‰ para carbón y oxígeno, respectivamente (Hubberten y Meyer, 1989). Las relaciones de isótopos están indicadas en notaciones δ versus VPDB, la escala δ , por ejemplo, fue calibrada usando NBS19 como muestra de referencia (Hut, 1987).

Los estudios incluyeron los perfiles Iturbide, sierra de Jabalí, Puerto Piñones y San Pedro de Gallo (Fig. 10). Los datos de IT y PP muestran una tendencia hacia valores más altos desde -5 a -1 $\delta^{13}\text{C}$ PDB, y de -7 a -4 $\delta^{18}\text{O}$ PDB en la parte superior de la zona de calpionélidos B.

El incremento del $\delta^{18}\text{O}$ puede estar relacionado con una disminución de la temperatura del agua durante la sedimentación de la parte más alta de la Formación La Casita y de la parte inferior de la Formación Taraises. Los valores observados en la parte inferior de la Formación La Casita probablemente resultan de una alteración secundaria debida a aguas meteóricas (Veizer, 1983).

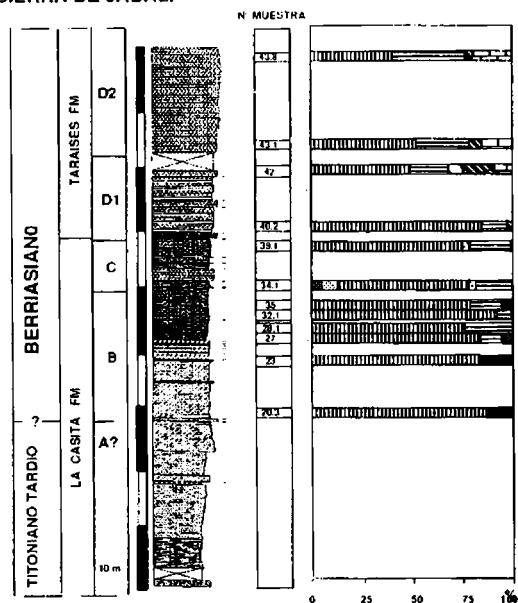
La elevación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ detectados en la parte superior de la zona B indica un incremento de la producción oceánica, y está relacionada con la llegada de abundantes calpionélidos (y nannocónidos). Aparentemente, el cambio en la composición de estos isótopos estables se debe al cambio paleogeográfico importante reconocido en este nivel (3.1 y 3.2).

Los valores registrados en las zonas C a D 1 del perfil San Pedro de Gallo confirman los obtenidos en los niveles equivalentes de los perfiles IT, SJ y PP, mostrando así su independencia de la litología.

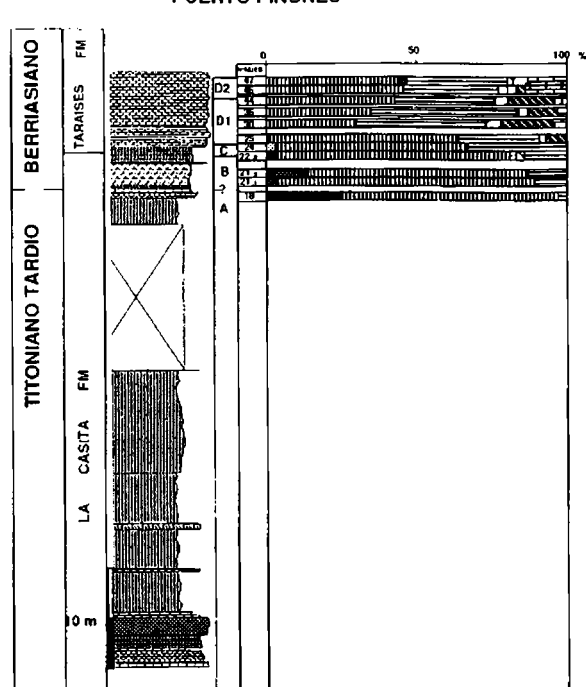
3.3. BIOESTRATIGRAFÍA

Un estudio bioestratigráfico combinado basado en calpionélidos y ammonites pareció prometedor por las siguientes razones:

SIERRA DE JABALI

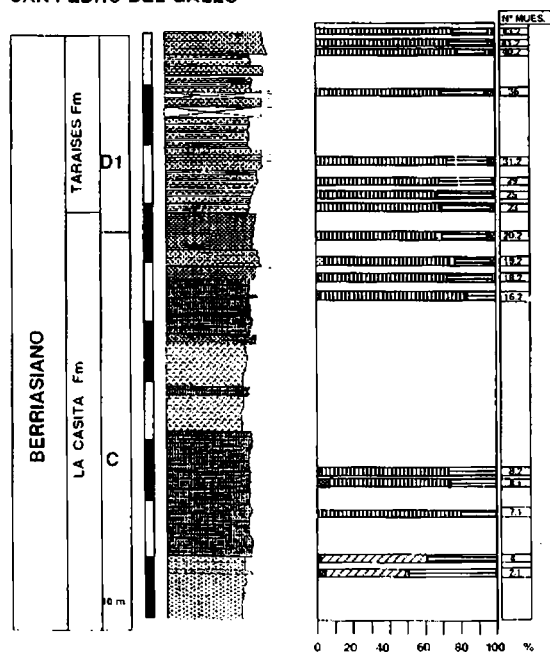


PUERTO PINONES



- *Crassicolitaria* sp.
- *Crassicolitaria parvula*
- *Calponella* sp.
- *Calponella alpina*
- *Calponella elliptica*
- *Remaniella cadischiana*
- *Tintinnopsella carpathica*
- *Tintinnopsella longa*
- *Calponellopsis*
- *Calponellopsis simplex*
- *Calponellopsis oblonga*

SAN PEDRO DEL GALLO



ITURBIDE

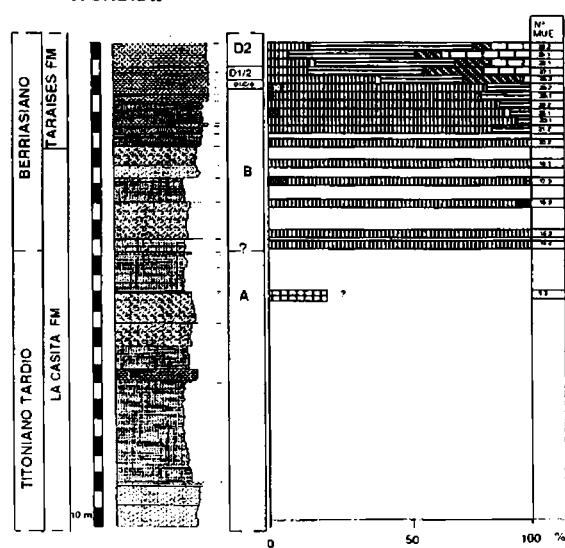


Figura 9. Distribución de filosilicatos (fracciones 2 micrones y 2-16 micrones) y minerales en grano (fracción 2-16 micrones) en los perfiles Sierra de Jabali y Puerto Piñones, en intensidades brutas.

Todas las especies de calpionelas figuradas por Bonet (1956) y Trejo (1976, 1980) en el este de México se encuentran también en la región mediterránea. La zonación de Trejo (1980) difiere sólo en algunos detalles del estándar mediterráneo (Fig. 1). Datos de Cuba presentados por Furrázola-Bermúdez y Kreisel (1973) concuerdan bien; además, según Pop (1976, 1986), los Cárpatos rumanos pueden correlacionarse con Cuba hasta a nivel de subzonas.

La mayoría de los materiales mexicanos con calpionélidos procede de perforaciones petroleras. Secciones detalladas de superficie no han sido publicadas, lo que podría explicar en parte las discrepancias. Ahora estamos en condiciones de presentar datos de cinco perfiles con muestras capa a capa de calpionélidos y ammonites.

Estudios previos de ammonites del Titoniano y Neocomiano inferior en México incluyen los de Castillo y Aguilera (1895), Burckhard (1906, 1912, 1919/21, 1930), Bose (1923A), Imlay (1937, 1938, 1940, 1942, 1943, 1980), Peña Muñoz (1964), Cantú Chapa (1963, 1967, 1968, 1971, 1976, 1982, 1989), Verna y Westermann (1973), Contreras (1977) y Contreras *et al.* (1988).

Se concluyó que:

a) Los géneros de ammonites del Titoniano superior parecen estar limitados en gran parte a las Américas (por ejemplo, Verna y Westermann, (1973: 150); lo que impide una correlación directa con las faunas contemporáneas de Europa.

b) Los calpionélidos no tienen valor estratigráfico en México (Cantú Chapa, 1989).

c) Podría existir un hiato sedimentario en áreas grandes del noroeste de México entre la Fm. La Casita/La Caja (de edades presumidas del Kimmeridgiano al Titoniano superior) y la Fm. Taraises del Cretácico inferior (frecuentemente considerada como limitada al Valanginiano hasta Hauteriviano inferior; por ejemplo, Verna y Westermann, 1973; Jeletzky, 1984; Young, 1985). Según Imlay (1944: 1027), en la parte norte-central de México el Berriasiano sólo ha sido identificado en la sierrita del Chivo, cerca de Symon, Zacatecas, y en los alrededores de San Pedro de Gallo, Durango.

Es de explicarse que como resultado de estas dificultades surgieron controversias sobre el alcance estratigráfico de las faunas mexicanas y de su correlación (compárese Jeletzky, 1984; Zeiss, 1983, 1984, 1986; Oloriz y Tavera, 1989).

3.3.1. Calpionélidos

3.3.1.1. Comentarios sobre las especies de calpionelas observadas

Preservación

En las calizas micríticas de la Fm. Taraises, generalmente, se presenta cierta recristalización de la matriz. A pesar de eso, fue posible una determinación exacta de los alcances estratigráficos de las especies de calpionélidos. Sólo era problemática la evaluación cuantitativa de las frecuencias relativas, algunas veces, sobre todo en el caso de *Tintinnopaella carpathica*.

En las partes más calcáreas de la Fm. La Casita la determinación de los calpionélidos no presentó mayores dificultades, como en la Fm. Taraises. En las lutitas café oscuras, ricas en materia orgánica que caracterizan gran parte de la Fm. La Casita, los calpionélidos se presentan en un estado de preservación extraordinario. Éste ha sido figurado anteriormente en Trejo (1976, Lám. 13-15). Las lóricas son rellenadas por algunos cristales de calcita; el sedimento no entró al interior de la concha. Eso es extraño, porque la abertura oral grande normalmente forma un pasaje fácil para el sedimento de grano fino. En el estado de preservación denominado aquí, el collar está mal preservado, así que las determinaciones específicas o incluso genérica son difíciles.

Faltan casi totalmente las asociaciones típicas con *Crassicollaria*, y ninguna *Chitinoidea* fue observada. La facies de *Saccocoma* también falta. Ambas están bien representadas en Cuba (Brönnimann, 1953, 1955, y Myczinsky y Pszczolkowski, 1990). Es difícil decidir si estas ausencias en la Sierra Madre Oriental son reales o resultan de la diagénesis. Una disolución diagenética de calpionélidos parece posible, pero es muy difícil creerlo en el caso de restos de equinodermos (*Saccocoma*).

Comentarios taxonómicos referentes a las especies de calpionélidos observadas.

La mayoría de las especies de importancia taxonómica es bien conocida. Su determinación fue discutida en extenso por Remane (1985).

Género *Calpionella* Lorenz

Sólo las dos especies clásicas, *Calpionella alpina* Lorenz 1902 y *Calpionella elliptica* Cadisch 1932, son mantenidas aquí. En láminas delgadas, la transición de una especie a la otra parece perfectamente continua, como fue mostrado por Remane (1962, 1963, 1985); sin embargo, la mayoría de las formas transicionales son artefactos, resultados de secciones oblicuas de *C. elliptica*. Nagy (1986) ha introducido 11 especies nuevas de *Calpionella*, intentando ordenar esta variabilidad aparente. Sólo los holoti-

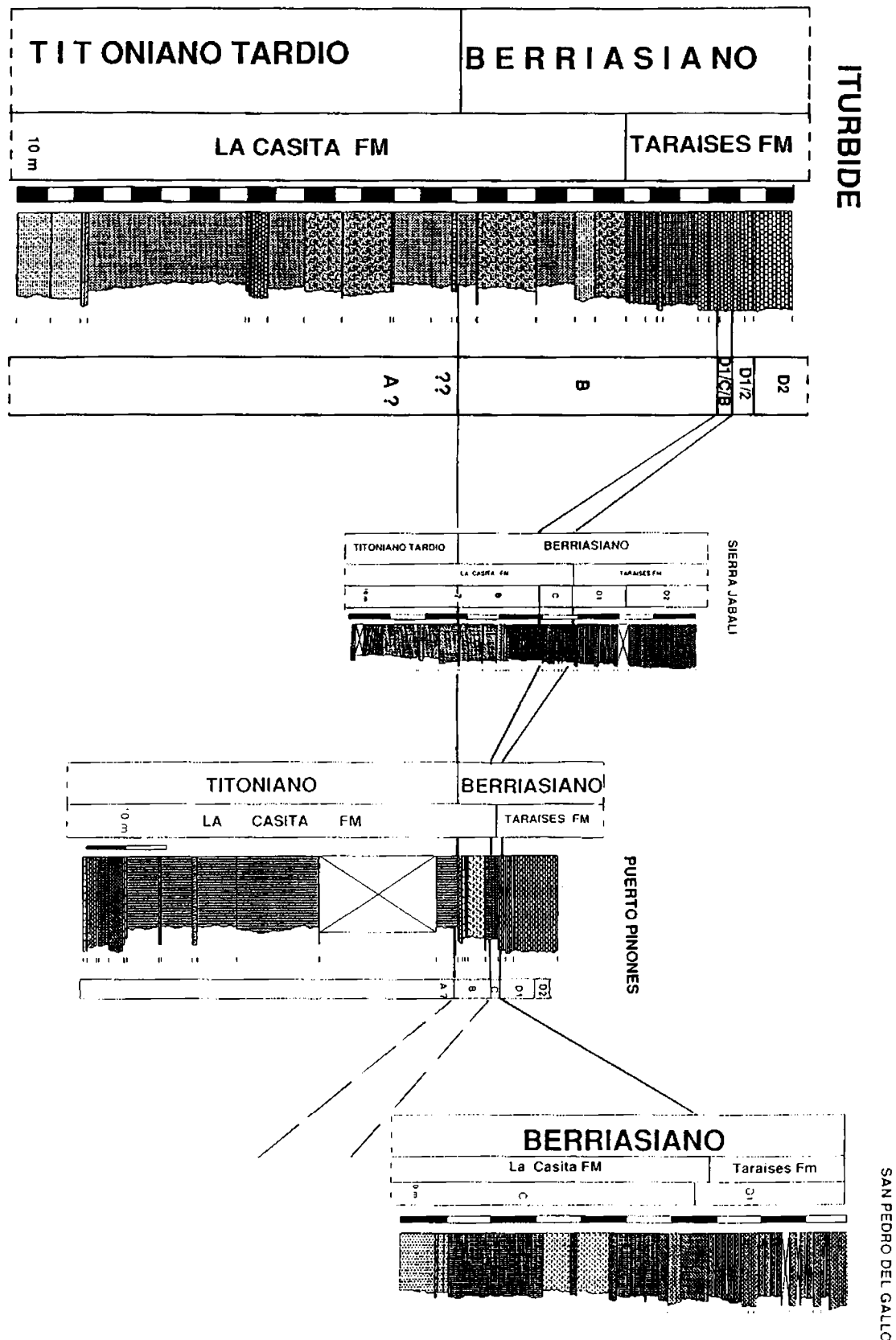


Figura 10. Resultados isotópicos (^{13}C y ^{18}O) de los perfiles Iturbide, Sierra de Jabali, Puerto Piñones y San Pedro de Gallo.

pos fueron ilustrados, y no se presentó ninguna diagnosis diferencial. Los holotipos de *C. grandalpina* y *C. longalpina* son prácticamente idénticos, y otros muy similares. Considerando la presencia de formas adicionales intermedias (cfr. Remane, 1985) no figuradas por Nagy (1986), una separación de estas especies resulta imposible, ya que no permite el reconocimiento de rangos estratigráficos objetivos. Una subdivisión informal de *C. alpina* en tres variedades (Remane, 1963, 1985) parece ser la solución más práctica para propósitos estratigráficos.

Calpionella alpina Lorenz (Lám. 1, Figs. 1-3)

Sinonimia mexicana:

1953 *Calpionella alpina* Lor. - Bronnimann, Figs. 1-6

1953 *Calpionella elliptica* Cad. - Bronnimann, Fig. 26

1956 *Calpionella alpina* Lor. - Bonet, Lám. 14, Figs. 1-2

1976 *Calpionella alpina* Lor. - Trejo, Lám. 4, Figs. 1-2; Lám. 8, Fig. 8; Lám. 12, Figs. 5-17, 23; Lám. 13, Figs. 6-8

? 1976 *Calpionella alpina* Lor. - Trejo, Lám. 4, Fig. 3; Lám. 12, Figs. 22-23

1976 *Calpionella elliptica* Cad. - Trejo, Lám. 12, Fig. 21.

C. alpina está bien representada en nuestro material mexicano. No se observaron representantes de la forma grande característica para la zona A (=zona Estándar a *Crassicollaria*).

En las zonas C y D, *C. alpina* es claramente más frecuente que en la cuenca mediterránea.

Calpionella elliptica Cadisch (Lám. 1, Fig. 4)

Sinonimia mexicana:

non 1953 *Calpionella elliptica* Cad. - Bronnimann, Figs. 23-26

1976 *Calpionella elliptica* Cad. - Trejo, Lám. 4, Fig. 16

non 1976 *Calpionella elliptica* Cad. - Trejo, Taf. 12, Fig. 21.

Las referencias de *C. elliptica* frecuentemente no son confiables. Eso explica probablemente la naturaleza contradictoria de datos compilados por Cantú Chapa (1980). En nuestro material, *C. elliptica* es siempre escasa y se presenta sólo esporádicamente. Su valor estratigráfico es, de tal manera, limitado. La zona o subzona a *C. elliptica* de la región sur-mediterránea no está delimitada bajo estas condiciones.

Género *Calpionellites* Colom

Calpionellites darderi (Colom), (Lám. 1, Fig. 4)

Sinonimia mexicana:

1953 *Calpionellites darderi* (Col.) - Bronnimann, Fig. 16

? 1953 *Calpionellites darderi* (Col.) - Bronnimann, Fig. 18

1956 *Calpionellites darderi* (Col.) - Bonet, Lám. 16, Fig. 2

1976 *Calpionellites darderi* (Col.) - Trejo, Lám. 18, Fig. 2

non 1976 *Calpionellites darderi* (Col.) - Trejo, Lám. 18, Fig. 5

La única forma con la cual *Ct. darderi* puede confundirse es con su precursor directo, *Remaniella murgeanui* (Pop) = *R. dadayi* auct. Esta transición, sin embargo, es tan rápida que el error estratigráfico es prácticamente insignificante.

Mientras que los perfiles PP, SJ, PG e IT no alcanzaron hasta la zona Estándar con *Calpionellites*, *Ct. darderi* fue observada en las secciones de San Lucas y de la Huasteca, en SL ocurrieron juntos con *Calpionellopsis oblonga* en la parte basal de la zona con *Calpionellites*. Esta presencia es notable, porque *C. darderi* fue determinada con seguridad a pesar de la mala preservación del material. *Ct. darderi* es un indicador interesante para correlaciones de larga distancia.

Género *Calpionellopsis* Colom

A raíz de la revisión de Remane (1965) existe un acuerdo general sobre la definición de este género y su subdivisión en dos especies: *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) y *Calpionellopsis simplex* (Colom); Cantú Chapa (1989) desentierra a *Calpionellites neocomiensis* Colom, un nombre obsoleto que pudiera corresponder sea a *Cs. oblonga*, sea a *Cs. simplex*.

Como en el caso del género *Calpionella*, las 11 especies nuevas de *Calpionellopsis* introducidas por Nagy (1986) no son de gran ayuda para trabajos estratigráficos; por lo tanto, seguimos usando sólo las dos especies clásicas mencionadas arriba.

Calpionellopsis oblonga (Cadish) (Lám. 1, Figs. 7-8)

Sinonimia mexicana:

1953 *Tintinnopsella oblonga* (Cad.) - Bronnimann, Figs. 19-21

1956 *Tintinnopsella oblonga* (Cad.) - Bonet, Lám. 18, Figs. 1-2

1976 *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) - Trejo, Lám. 4, Figs. 4-5, 10-13, 23; Lám. 5, Fig. 3; Lám. 6, Fig. 1

? 1976 *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) - Trejo, Lám. 4, Figs. 6-8; Lám. 5, Figs. 17-18; Lám. 9, Fig. 7

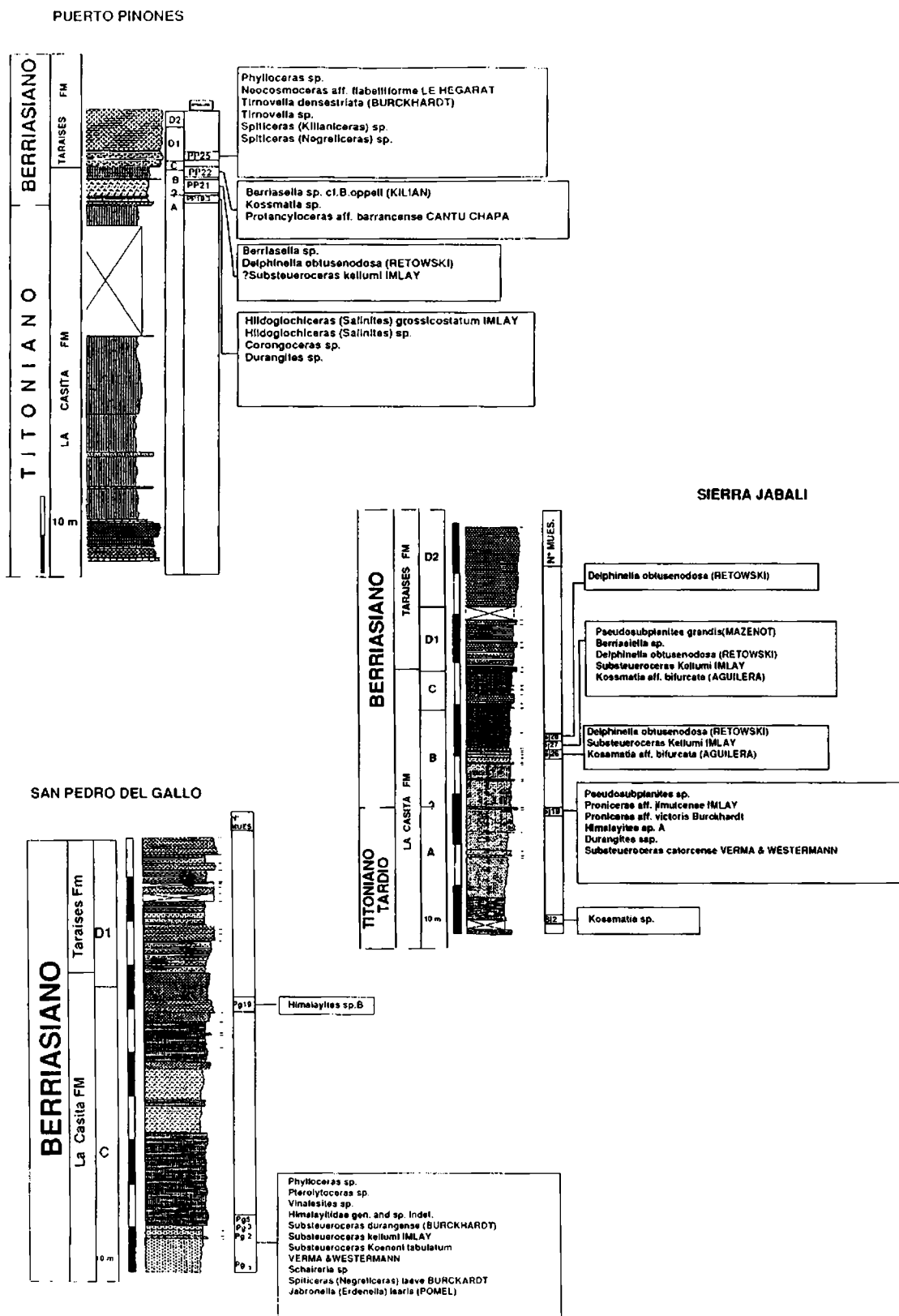


Figura 11. Frecuencias relativas de especies de calpionélidos y edad de las asociaciones faunísticas, según las zonas de calpionélidos Vocontianas de Remane 1963, 1985. Los perfiles de Iturbide, Sierra de Jabali, Puerto Piñones y San Pedro de Gallo.

non 1976 *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) - Trejo, Lám. 6, Fig. 8; Lám. 18, Fig. 13

Calpionellopsis oblonga es común en cuatro de los perfiles estudiados (IT, PP, SL, SJ), es un marcador excelente también en las series mexicanas.

Calpionellopsis simplex Colom (Lám. 1, Fig. 6)

Sinonimia mexicana:

1956 *Calpionellites neocomiensis* (Col.) - Bonet, Fig. 2

1976 *Calpionellopsis simplex* (Col.) - Trejo, Lám. 4, Fig. 18; Lám. 18, Figs. 16, 18-20

1976 *Calpionellopsis oblonga* (Cad.) - Trejo, Lám. 18, Fig. 13

? 1976 *Calpionellopsis simplex* (Cad.) - Trejo, Lám. 4, Fig. 9; Lám. 18, Fig. 17

Esta importante especie está bien representada en la mayoría de los perfiles estudiados.

Género *Crassicollaria*

Este género sólo se presenta de manera esporádica en las lutitas café-oscuras, ricas en materia orgánica de la Fm. La Casita. Las lóricas están rellenas con esparita, y el collar generalmente está mal preservado. Bajo estas condiciones no son posibles determinaciones específicas seguras. De acuerdo con la morfología general y el tamaño de las lóricas, o *Crassicollaria intermedia* (Dur. Delga) o *Crassicollaria massutiniana* (Col.) están presentes; ambas especies están limitadas a la zona Estándar a *Crassicollaria* (= zona A). Todas las *Crassicollaria* figuradas por Trejo (1976, Láms. 2, 13, 14, 15) muestran la misma extraña preservación.

Género *Remaniella* Catalano

Este género es escaso en nuestro material, mucho menos frecuente que en los estratos contemporáneos del dominio mediterráneo. En los niveles incluidos en nuestros perfiles, sólo *Remaniella cadischiana* (Col.) fue observada.

Sinonimia mexicana:

1976 *Remaniella cardischiana* (Col.) - Trejo, Lám. 4, Fig. 24; Lám. 6, Fig. 6; Lám. 17, Figs. 9-14

1976 *Remaniella dadayi* (Knauer) - Trejo, Lám. 17, Figs. 16-17, 19; Lám. 18, Fig. 1.

Género *Tintinnopsella* Colom

Tintinnopsella carpathica (Murg y Fil.), (Lám. 1, Fig. 10-11

Sinonimia mexicana:

1953 *Tintinnopsella carpathica* (Murg y Fil.) - Bronnemann, Figs. 13-15

1956 *Amphorellina subacuta* (Col.) - Bonet, Fig. 3a

1956 *Tintinnopsella carpathica* (Murg y Fil.) - Bonet, Lám. 17, Figs. 1-2

1976 *Tintinnopsella carpathica* (Murg y Fil.) - Trejo, Lám. 6, Fig. 3; Lám. 8, Figs. 1, 16; Lám. 12, Figs. 35-36, 40; Lám. 16, Figs. 1-14

1976 *Tintinnopsella longa* (Col.) - Trejo, Lám. 16, Figs. 16-17; Lám. 17, Figs. 2-3.

Como en el dominio mediterráneo, una variedad más grande de *Tintinnopsella carpathica* aparece en la parte más alta de la zona Estándar a *Calpionella*. Resultado de la escasez de estas formas y de su mala preservación el nivel justo de su aparición es, sin embargo, difícil de determinar.

Tintinnopsella longa (Colom) (Lám. 1, Fig. 12)

Sinonimia mexicana:

1976 *Tintinnopsella longa* (Col.) - Trejo, Lám. 5, Figs. 4, 8, 10; Lám. 6, Fig. 5; Lám. 17, Figs. 4-5

? 1976 *Tintinnopsella longa* (Col.) - Trejo, Lám. 5, Figs. 7, 9; Lám. 17, Fig. 1

non 1976 *Tintinnopsella longa* (Col.) - Trejo, Lám. 5, Figs. 6, 11, 21; Lám. 17, Fig. 1

Tintinnopsella longa sólo se presenta esporádicamente en nuestro material, su valor estratigráfico es limitado.

3.3.1.2. Sucesión de las faunas mexicanas de calpionélidos

Después de una somera revisión al microscopio, las láminas delgadas más prometedoras de los perfiles IT, PP, SJ y PG fueron examinadas sistemáticamente, línea por línea, para obtener una imagen objetiva de las frecuencias relativas de las especies.

De las faunas más pobres sólo se hizo un análisis detallado, si fue necesario, para localizar un límite zonal. Los resultados se presentan en la Fig. 11.

Iturbide (IT); Fig. 11

La facies de *Saccoma* falta por completo, y no se observó ninguna *Chitinoidella*. No es posible decir si eso resulta por un hiato estratigráfico (muy poco probable), disolución diagenética (poco probable) o por factores paleobiogeográficos o paleoclimatológicos.

La primera aparición de calpionélidos con pared hialina es difícil de detectar. Desde el nivel IT 1.1. hasta la capa IT 6.1 nada indica su presencia. La muestra IT 6.2 contiene microfósiles que pueden ser atribuidos a *Crassicollaria*

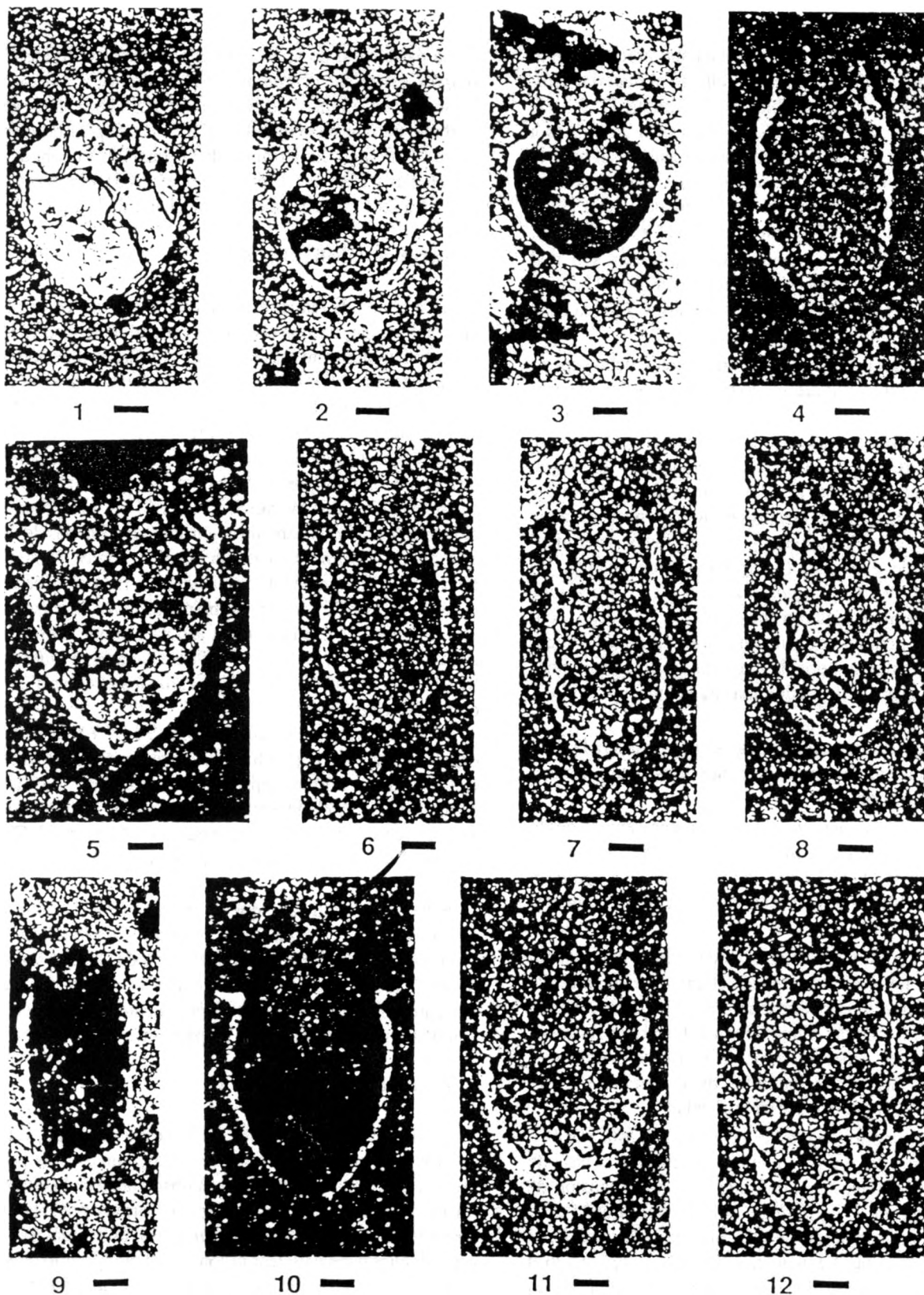


Lámina I. Figs. 1-3. *Calpionella alpina* Lorenz; Fig. 4. *Calpionella elliptica* (Cadisch); Fig. 5. *Calpionellites darderi* (Colom); Fig. 6. *Calpionellopsis simplex* (Colom); Figs. 7-8. *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch); Fig. 9. *Crassicollaria* sp.; Figs. 10-11. *Tintinnopsella carpathica* (Murg y Fil)

intermedia. Por otro lado, determinaciones precisas, por lo general, son imposibles debido a que en el material estudiado el collar no es visible. En la lámina IT 9.1 las *Crassicollaria* son demasiado grandes para atribuirles a *Crassicollaria parvula* (forma que persiste hasta niveles altos de la zona Estándar a *Calpionella*). Como su presencia es inobjetable, este nivel fue atribuido —con cierta cautela— a la zona A (= zona Estándar a *Crassicollaria*).

En las muestras siguientes las calpionelas son mal preservadas y muy escasas o ausentes, como en el caso de IT 12.1, que es un *packstone* con radiolarios. Fijar la edad no es posible bajo estas condiciones.

La muestra IT 13.2 contiene únicamente ocho especímenes de *Calpionella alpina*, lo que no es suficiente para fecharla con seguridad; pero la muestra IT 15.3 contiene 27 *C. alpina*, por lo cual seguramente nos encontramos ya en la parte inferior de la zona a *Calpionella* (= B), según criterios mediterráneos. IT 17.3, 20 m arriba de IT 15.3 y 35 m arriba de IT 13.2, nos proporcionó la primera fauna significativa estadísticamente —65 secciones determinables, 90% de ellas son *C. alpina*—. Nuevamente, las muestras IT 19.1 (6 *C. alpina*), 20.3, 4 y 21.1 (*Packstone* con radiolarios) resultaron muy pobres. De hecho, sólo desde IT 25.1 entramos en una sucesión continua de típicas calizas con calpionélidos, la mayoría de ellas con faunas ricas y variadas. *C. alpina* domina claramente hasta IT 26.2 (inclusive).

El género *Calpionellopsis* aparece en la muestra IT 26.3 (casi 2 m más arriba) y queda bien representado hasta la cima de la sección.

Tintinnopsella carpathica está bien representada desde IT 21.2 hasta arriba. Cálculos sobre su frecuencia son posibles desde IT 25.1 en adelante. En IT 25.2 aparecen formas grandes por primera vez; se vuelven más frecuentes a partir de IT 26.1.

En esta sucesión, la zona Estándar con *Crassicollaria* (= zona A) no está documentada claramente, ni su límite con la siguiente zona Estándar a *Calpionella*. Pero es desde este momento que las calpionelas son bien representadas, la sucesión de especies coincide con el esquema mediterráneo; las zonas Estándar de *Calpionella* y de *Calpionellopsis* pueden ser identificadas.

La parte superior de la zona a *Calpionella* está, por otro lado, incompleta, o por lo menos condensada: la base de la zona Vocontiana C es definida por una expansión de formas largas de *T. carpathica*. Sólo las muestras IT 26.1 e IT 26.2 pertenecieron de esta manera a la zona C, si admitimos que las frecuencias altas de *C. alpina* (76 a 77%) son anormales. El espesor máximo de la zona C es alrededor de 2 m, comparado con los 80 m para la zona B.

La parte basal de la zona a *Calpionellopsis*, donde *C. simplex* existe sin *C. oblonga* (=D 1 inferior = subzona Estándar con *Simplex* de Remane *et al.*, 1986), falta en Iturbide; pero hasta la muestra IT 27.1 *C. simplex* domina sobre *C. oblonga*. En términos de la zonación Vocontiana (Le Hegart y Remane, 1968; Remane, 1985), el intervalo IT 27.1 a 28.1 corresponde a la transición de D 1 a D 2.

Sierra de Jabalí (SJ); Fig. 11

La sucesión de faunas es muy similar a la que observamos en Iturbide, aunque el espesor general de la secuencia es considerablemente más reducido. No fueron detectadas ni *Saccoma* ni *Chitinoidea*. La primera fauna indiscutible de calpionelas resulta de las muestras SJ 20.3 con 11 *C. alpina* y una *Crassicollaria* sp. presentes. Probablemente ya pertenece a la zona B. En SJ 20.3 y SJ 23 observamos otra vez la extraña preservación con lóricas rellenas con calcita espática. Las faunas de SJ 27 y SJ 28 nos proporcionan datos estadísticamente significativos con más de 50 ejemplares, y permiten la atribución a la zona B. Todavía falta la variedad grande de *T. carpathica*. Ésta aparece en la muestra SPJ 35, donde también *Calpionella elliptica* está presente. Es ésa la primera asociación que indica la zona C. La misma asociación fue detectada en la muestra SJ 39.1 —ninguna *Calpionellopsis simplex* entre casi 200 cortes determinados.

El límite C/D está localizado entre SJ 39.1 y 40.2. El espesor de la zona C (5 a 6 m) es considerablemente más elevado que en Iturbide (aproximadamente 2 m). La base de la zona D también está más completa. *Cs. simplex* aparece (en nivel SJ 40.2) antes que *Cs. oblonga* (SJ 42). Desde SJ 43.1 en adelante, *C. oblonga* es más frecuente que *Cs. simplex*.

Estos datos indican que la transición de la zona a *Calpionella* (= B + C) hacia la zona con *Calpionellopsis* (= D) es más completa que en Iturbide; todas las subzonas (también la subzona *Simplex* de Remane *et al.*, 1986) están presentes. La zona C parece ligeramente reducida, así como también D 1 (ante todo su parte inferior).

Puerto Piñones (PP); Fig. 11

A sólo 25 km al noroeste de la sierra de Jabalí, esta sección proporciona informaciones adicionales. Las primeras calpionelas dudosas fueron observadas en la muestra PP 15.3. La presencia de algunas formas grandes de *Crassicollaria* sp (*Cr. massutiniana* ?) en una fauna de 33 especímenes parece indicar la zona A: el predominio claro de *C. alpina* podría ser un artefacto debido a una preservación diferente. De todas maneras, PP 21.1, aproximada-

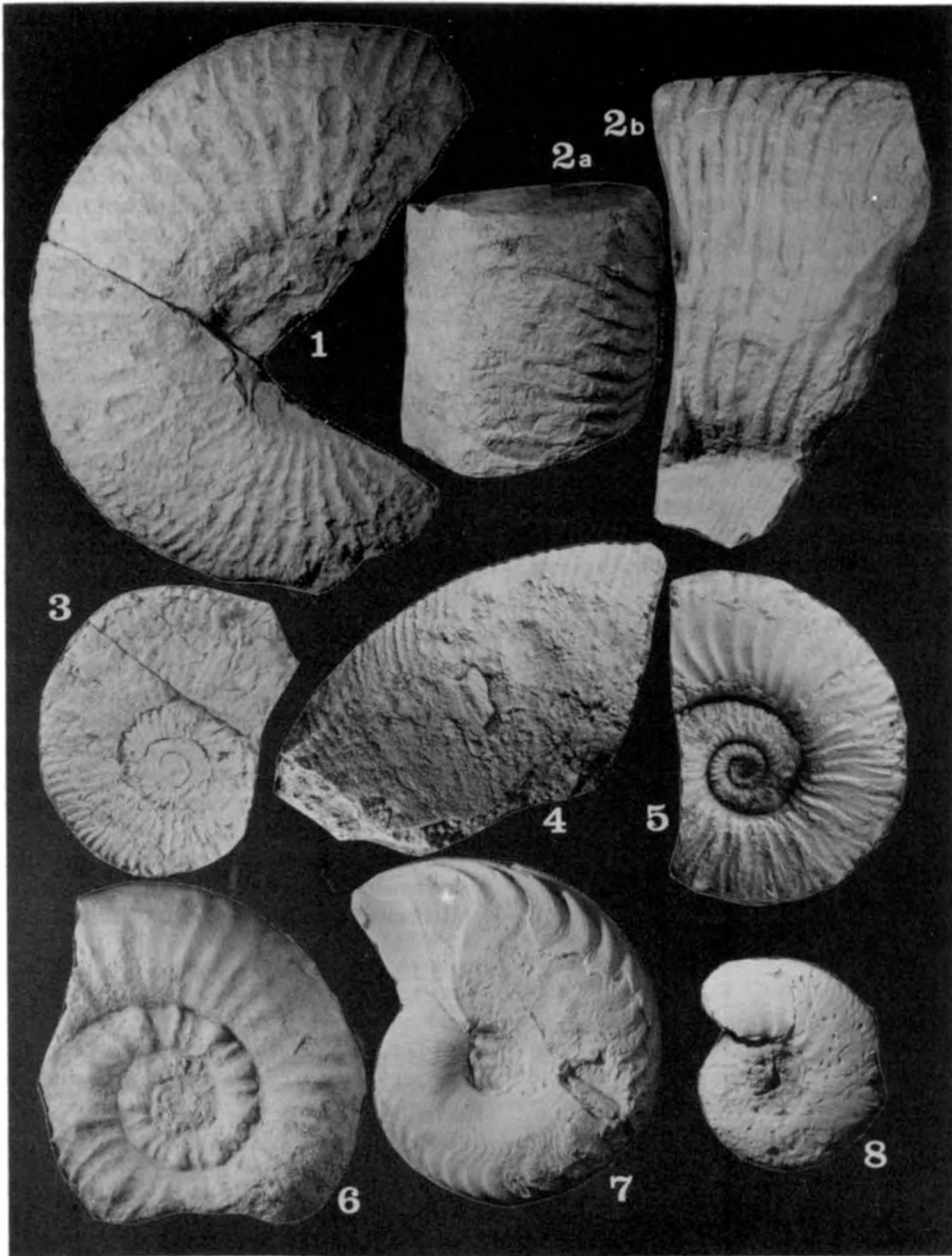


Lámina II. La clave citada con los ammonitos de las láminas II y III está compuesta por la abreviación de la formación (LC: La Cuesta; LA: Tarnaises), la abreviación de la localidad (PG: San Pedro de Gallo, PP: Puerto Piñones, SJ: Sierra de Jabali), del nivel estratigráfico del hallazgo y de los números de depósito del catálogo de tipos de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL.

Fig. 1. *Substeueroceras koeneni tabulatum* Verma y Westermann; LC PG 2/239, vista lateral, x 1. Fig. 2. *Kossmatia* aff. *bifurcata* (Aguilera); LC SJ 26/294, x 1; a: vista ventral; b: vista lateral. Fig. 3. *Jabronella* (*Erdenella*) *isaris* (Pomel); LC PG 3/227, vista lateral x 1. Fig. 4. *Substeueroceras durangense* (Burckhardt); LC PG 2/244, vista lateral, x 1. Fig. 5. *Durangites* sp.; LC SJ 19/210, vista lateral, x 1. Fig. 6. *Himalayites* sp.; LA PG 19/614, vista lateral, x 1. Fig. 7. *Hildoglochiceras* (*Salinites*) *grossicostatum* Imray; LC PP 19.3/226, vista lateral, x 2. Fig. 8. *Spiticeras* (*Negrelliceras*) *laeve* (Burckhardt); LC PG 2/268, vista lateral, x 1.

mente 5 m más arriba, indudablemente pertenece a la zona B. Resultado de frecuencias altas anormales de *C. alpina*, el límite B/C es difícil de determinar, pero PP 22.2 seguramente pertenece a la zona C. Nuevamente, ésta es bastante reducida; entramos a la zona D con la muestra PP 25.1.

Como en la sierra de Jabalí, *Cs. simplex* antecede a *Cs. oblonga* (la primera aparición en PP 30). Hasta el nivel 44, *Cs. simplex* predomina sobre *Cs. oblonga*.

San Pedro de Gallo (PG); Fig. 11

Esta localidad está situada a alrededor de 400 km al oeste de la Sierra Madre Oriental, de tal manera que extiende el dominio de calpionélidos considerablemente al oeste.

En la muestra PG 1.1, la presencia de calpionélidos es dudosa. En el nivel PG 2.1 no son muy frecuentes; pero una fauna buena ha sido obtenida claramente y pertenece a la zona C (presencia de la variedad grande de *T. carpathica*). Obviamente, en San Pedro de Gallo las facies ricas en calpionélidos se inician más tarde que en el este, en la Sierra Madre Oriental.

El límite superior de la zona C se marca con la primera aparición de *Cs. simplex* en la muestra PG 19.2. El resto de la secuencia pertenece a la parte inferior de la subzona D 1 (subzona con *Simplex* de Remane *et al.*, 1986), *Cs. oblonga* no fue observada. En toda la sucesión domina claramente *C. alpina*, lo que es anormal comparado con asociaciones mediterráneas de la misma edad. No obstante, la sucesión de las especies es exactamente la misma. La sección de San Pedro de Gallo es de importancia especial, porque muestra que la condensación en el intervalo C a D 1 (ante todo en Iturbide) es un fenómeno sedimentario, y no debido a una distribución cronológica diferente de las especies.

3.3.1.3. Conclusiones sobre la sucesión de las calpionelas

La zonificación propuesta por Trejo (1980) con base en calpionelas adopta la zona a *Crassicollaria*; mientras que las zonas Estándar a *Calpionellopsis* y *Calpionellites* son agrupadas junto con la parte más elevada de la zona con *Calpionella* hacia una única zona de *Tintinnopsella*; la cual se subdivide en ocho, más tarde en siete subzonas.

Según nuestras observaciones, sólo la zona a *Crassicollaria* queda problemática. No obstante la casi ausencia de *Crassicollaria*, con aparente o real presencia de una zona de *Crassicollaria*, sólo puede ser detectada por hallazgos aislados. Esta unidad no tiene valor práctico en el noroeste de México.

La zona de *Calpionella* está caracterizada por la presencia casi constante de *C. alpina*, mientras que otras especies son escasas. De esta manera, el límite inferior no puede ser determinado con exactitud. En cuanto al límite superior, queda mejor caracterizado por la primera aparición de *Cs. simplex*. En otras palabras, la zona Estándar de *Calpionella* se aplica bien a las sucesiones mexicanas. No existe la necesidad de usar una zona a *Calpionella* restringida como lo hace Trejo (1980), quien incorpora subzona de *C. elliptica* en la zona sobreyacente de *Tintinnopsella*. Si consideramos los hallazgos escasos y esporádicos de *C. elliptica* en el noroeste de México, una subzona basada en esta especie sería de poco valor práctico.

De esta manera, la zona a *Tintinnopsella* de Trejo (1980) puede no ser considerada; las zonas de *Calpionellopsis* y *Calpionellites* del estándar mediterráneo se aplican perfectamente bien a la sucesión mexicana de especies. Incluso, las subzonas de la zona de *Calpionellopsis* pueden ser reconocidas —ambas subzonas Estándar a *Simplex* y *Oblonga* resp., las subzonas Vocontianas D 1 y D 2; probablemente también D 3, porque Trejo (1976) ilustra formas muy típicas de *Lorenziella hungarica*.

3.3.2. Ammonites

Asociaciones más o menos bien preservadas de ammonites fueron identificadas en los perfiles PP, SJ y PG. En Iturbide son escasos los ammonites en la parte Titoniana de la sección, y son preservados generalmente como impresiones indeterminables.

A pesar de que las determinaciones específicas no han sido terminadas, podemos concluir varios puntos sobre la taxonomía y la secuencia (de abajo hacia arriba).

3.3.2.1. Sucesión de faunas en los perfiles estudiados Puerto Piñones

Las siguientes asociaciones de ammonites fueron identificadas en la parte alta de la Fm. La Casita (La Caja) y de la Fm. Taraises (Fig. 5):

- PP 19.3 *Hildoglochiceras* (*Salinites*) *grossicostatum* Imlay (Lám. 2, Fig. 7)
Hildoglochiceras (*Salinites*) sp.
Corongoceras sp.
Durangites sp.
- PP 21 *Berriasella* sp.
Delphinella obtusenodosa (Retowski)
? *Substeueroceras kellumi* Imlay
- PP 22 *Berriasella* sp., cfr. *B. oppeli* (Kilian); (Lám. 3, Fig. 2)
Kossmatia sp.

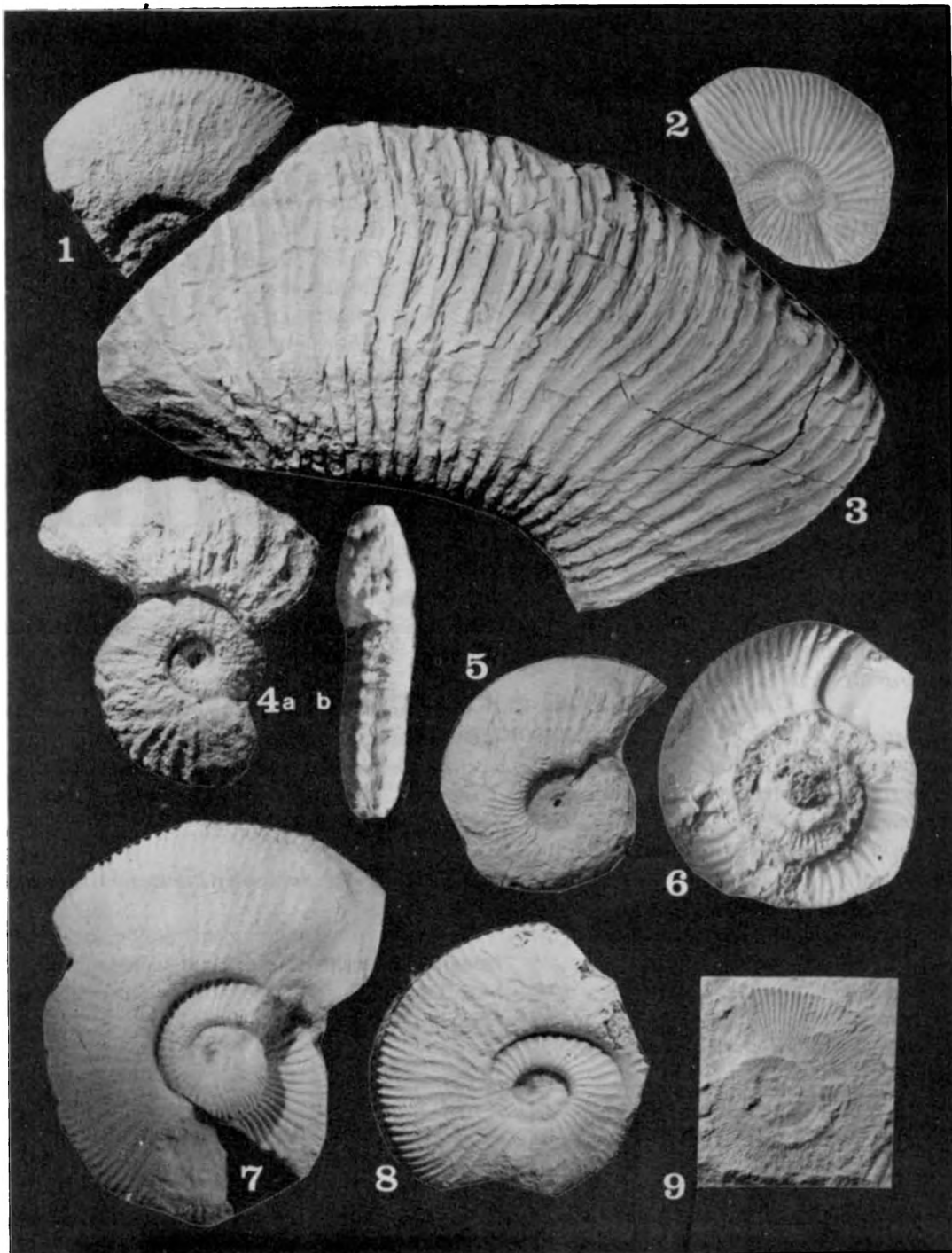


Lámina III. Fig. 1. *Substeuoceras durangense* (Burckhardt); LC PG 1/245, vista lateral, x 1. Fig. 2. *Berriassella* sp. cfr *B. oppeli* (Kilian); TA PP 22/648, vista lateral, x 1. Fig. 3. *Kossmatia* aff. *bifurcata* (Aguilera); TA SJ 27/623, vista lateral, x 1. Fig. 4. *Neocosmoceras* aff. *flabelliforme* Le Hegart; TA PP 25/615, x 1. a: vista lateral; b: vista ventral. Fig. 5. *Tirnovella* sp.; TA PP 25/658, vista lateral, x 1. Fig. 6. *Pronioceras* aff. *victoris* (Burckhardt); LC SJ 19/213, vista lateral, x 1.5. Figs. 7-8. *Delphinella obtusenodosa* (Retowski); 7. TA SJ 26/610, vista lateral, x 1. 8. TA SJ 27/611, vista lateral, x 1.; Fig. 9. *Protancyloceras* aff. *barrancense* Cantù Chapa; TA PP 22/292, vista lateral, x 1.2.

- PP 25 *Protancyloceras* aff. *barrancense* Cantú Chapa; Lám. 3, Fig. 9)
Phylloceras sp.
Neocosmoceras aff. *flabelliforme* Le Hegart (Lám. 3, Fig. 4)
Tirnovella densestriata (Burckhardt)
Tirnovella sp. (Lám. 3, Fig. 5)
Spiticerias (*Kilianiceras*) sp.
Spiticerias (*Negrelliceras*) sp.

Los fósiles del nivel PP 25 proceden de una capa arcillosa intercalada entre dos bancos calcáreos. La mayoría de los especímenes fue afectada por disolución; algunos individuos se presentan reducidos a la mitad.

Sierra de Jabali

Las siguientes asociaciones de ammonites fueron detectadas en la cima de la Fm. La Caja y la transición hacia la Fm. Taraises (Fig. 5):

- SJ 2 *Kossmatia* sp.
 SJ 19 *Pseudosubplanites* sp.
Proniceras aff. *jimulcense* Imlay
Proniceras aff. *victoris* Burckhardt (Lám. 3, Fig. 6)
Himalayites sp. A
Durangites spp. (Lám. 2, Fig. 5)
Substeueroceras catorcense Verma y Westermann
 SJ 26 *Delphinella obtusenodosa* (Retowski) (Lám. 3, Fig. 7)
Substeueroceras kellumi Imlay
Kossmatia aff. *bifurcata* (Aguilera) (Lám. 2, Fig. 2)
 SJ 27 *Pseudosubplanites grandis* (Mazenot)
Berriasella sp.
Delphinella obtusenodosa (Retowski) (Lám. 3, Fig. 8)
Kossmatia aff. *bifurcata* (Aguilera)
 SJ 28 *Delphinella obtusenodosa* (Retowski)

Adicionalmente, *Hildoglochiceras* (*Salinites*), *grossicostatum* y *Malbosiceras* sp. fueron colectados en la cercanía del perfil; su posición estratigráfica queda desconocida hasta el momento.

San Pedro de Gallo

Las siguientes asociaciones de ammonites fueron identificadas en la parte inferior de la sección, correspondientes

a la parte superior de la Fm. La Caja (Fig. 5). En la Fm. Taraises sólo se encontraron fragmentos indeterminables.

- PG 1 *Phylloceras* sp.
Pterolytoceras sp.
Vinalesites sp.
Himalayitidae, gen. et sp. indet.
Substeueroceras durangense (Burckhardt) (Lám. 3, Fig. 1)
 PG 2 *Phylloceras* sp.
Vinalesites sp.
Schaireria sp.
Substeueroceras durangense (Burckhardt) (Lám. 2, Fig. 4)
Substeueroceras kellumi Imlay
Substeueroceras koeneni tabulatum Verma y Westermann (Lám. 2, Fig. 1)
Spiticerias (*Negrelliceras*) *laeve* (Burckhardt) (Lám. 2, Fig. 8)
 PG 3 *Phylloceras* sp.
Jabronella (*Erdenella*) *isaris* (Pomel) (Lám. 2, Fig. 3)
 PG 5 *Substeueroceras durangense* (Burckhardt)
 PG 19 *Himalayites* sp. B (Lám. 2, Fig. 6)

Los siguientes géneros y subgéneros son reportados por primera vez en el noroeste de México: *Berriasella* (*Picticeras*), *Delphinella*, *Pseudosubplanites*, *Dalmasiceras*, *Tirnovella*, *Malbosiceras*, *Jabronella*, *Schaireria* y *Pterolytoceras* (Láms. 2 y 3).

3.3.2.2. Conclusiones sobre la sucesión de ammonites

Tomando en cuenta los datos litológicos y micropaleontológicos (calpionélidos), la siguiente sucesión (preliminar) generalizada de ammonites fue establecida (de abajo hacia arriba; Fig. 5; Láms. 2 y 3):

Fm. La Caja/La Casita

- a) Una asociación que incluye a *Durangites* spp., *Proniceras* spp., *Himalayites* sp. A, *Pseudosubplanites* sp. y *Substeueroceras catorcense* (SJ 19)
 Contemporáneo o ligeramente más joven encontramos a (PP 19.3) *Hildoglochiceras* (*Salinites*) sp., *H.* (*Salinites*) sp., *Corongoceras* sp. y *Durangites* sp.
 Es probablemente una asociación paralela a la de *Kossmatia* - *Durangites* - *Corongoceras* de Imlay y Joñes (1970), y de Verma y Westermann (1973).
 b) La siguiente asociación, determinada en los niveles PP 20 y 21, y SJ 26 hasta 28, incluye a *Berriasella* sp.,

Pseudosubplanites grandis, *Delphinella obtusenodosa*, *Kossmatia* aff. *bifurcata* y *Substeueroceras kellumi*. Esta asociación podría ser equivalente a la zona de *Substeueroceras* - *Berriasella* de Verma y Westermann (op. cit.). Por otro lado, *D. obtusenodosa* y *P. grandis* son bien conocidas en Europa, donde indican el Berriasiano inferior (la última especie es generalmente aceptada como el indicador zonal).

- c) En el nivel PP 22 encontramos una asociación que incluye a *Berriasella* sp., *Kosmatia* sp. y *Protancyloceras* aff. *barrancense*. Esta asociación parece ser ligeramente más joven que la anterior; su correlación, sin embargo, es difícil.
- d) La fauna recolectada en San Pedro de Gallo (PG 1 a 5) incluye abundantes *Substeueroceras* (*S. durangense*, *S. kellumi* y *S. koeneni tabulatum*), juntos con *Spiticer* (Negrelicer) *laeve*, *Jabronella* (*Erdenella*) *isaris*, *Schaleria* sp., *Phylloceras* sp., *Vinalesites* sp. y *Pterolytoceras* sp.

La presencia común de *Substeueroceras* (por ejemplo, *S. koeneni tabulatum*) sugiere una correlación con la parte alta de la Fm. La Caja (=Casita), Fm. de la Sierra de Catorce (*Substeueroceras* - *Berriasella* de Verma y Westermann, 1973), que en este lugar es considerada como Titoniano superior. *S. (N.) laeve* y *J. (E.) isaris*, que faltan en la Sierra de Catorce, sugieren por otro lado una edad berriasiana de nuestros hallazgos de San Pedro.

Fm. Taraises

- e) La asociación faunística más joven en los perfiles IT, PP, SJ y PG resulta hasta ahora del nivel PP 25, donde se encontraron *Neocosmoceras* sp., cfr. *N. flabelliforme*, *Tirnovella densestriata*, *Tirnovella* sp., *Spiticer* (*Kilianiceras*) sp., *S. (Negrelicer)* sp. y *Phylloceras* sp.

Asociaciones comparables del noroeste de México fueron hasta ahora reportadas sólo en San Pedro de Gallo, donde Burckhard (1912) las consideró pertenecientes al Berriasiano.

3.3.3. Conclusiones basadas en la bioestratigrafía

La sucesión de calpionelas en el noroeste de México es estrictamente análoga a la establecida en el dominio mediterráneo; las zonas B hasta E son fácilmente detectables en las secciones estudiadas. La calibración de las asociaciones de ammonites presentes en SL, PP, SJ y PG con las "edades" controladas con calpionelas resuelve las contro-

versias existentes sobre los alcances estratigráficos de los ammonites mexicanos.

En el noroeste de México los calpionélidos del Titoniano superior están prácticamente ausentes. No aparecen antes de la zona B (parte inferior de la zona Estándar a *Calpionella*). De esta manera no era posible determinar con exactitud el límite Jurásico-Cretácico, como fue recomendado por el Coloquio de Lyon-Neuchâtel, en 1973 (es decir, a la base de zona combinada *Jacobi-Grandis*). Es posible, sin embargo, mostrar que el límite entre las formaciones La Casita y Taraises es diacrónico y no corresponde ni a este límite Jurásico-Cretácico ni al Jurásico-Cretácico clásico, situado en la mitad de la zona B.

Este resultado confirma los puntos de vista de Zeiss (1983, 1984, 1986) y de Oloriz y Tavera (1989) con respecto a las faunas mexicanas; mientras que las correlaciones de Verma y Westermann (1973), Jeletzky (1984) y Cantú (1967, 1968, 1982, 1989) no pueden ser mantenidas: *Durangites*, *Kosmatia*, *Substeueroceras* (incluida *Parodontoceras*) e *Hildoglochiceras* obviamente alcanzan a llegar hasta el Berriasiano basal. Lo mismo pasa con *Himalayites*, *Protancyloceras* y *Vinalesites* (según Cantú Chapa, 1989, Figs. 19 y 21, limitados al Titoniano superior).

Nuestros datos (y primeros resultados obtenidos del centro de México, Adatte et al., 1992) muestran claramente que Cantú Chapa (1989) está equivocado al pensar que los calpionélidos no tienen ningún valor estratigráfico en México. Por el contrario, considerando su alto potencial para correlaciones transatlánticas, permiten una calibración exacta de las zonas de ammonites en México; de esta manera se pondrá fin a las controversias entre los estratígrafos que trabajan con ammonites.

Los primeros calpionélidos son escasos y esporádicos. Facies típicas con muchas calpionelas no aparecen antes de la transición entre zona B a C. Este hecho parece ser relacionado con un cambio oceanográfico importante, el cual también queda documentado por cambios importantes en las asociaciones de los minerales de arcilla y en los registros isotópicos estables. En el mismo tiempo existe un aumento significativo de elementos mediterráneos en las faunas de ammonites.

El hecho de que las zonas mediterráneas de calpionélidos, a partir de la zona B, sean perfectamente aplicables en las series sedimentarias mexicanas permite una calibración precisa de las faunas mexicanas de ammonites del Berriasiano hasta Valanginiano. Desde el momento en que se conoce con más detalle esta fauna, la correlación transatlántica directa por medio de ammonites será mejorada significativamente.

Agradecimientos:

Los autores desean expresar sus sinceros agradecimientos al Fondo Nacional Suizo (beca de investigador avanzado para T.A., No. 820-22041) y a la Secretaría de Educación Pública (convenio 90-0212-543-01 de W.S) por el apoyo financiero otorgado. Al Laboratorio de Petrografía y Geoquímica del Instituto de Geología de Neuchâtel, Suiza, y al Laboratorio Geológico de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, México, agradecemos la ayuda técnica en la preparación de las muestras.

REFERENCIAS

- ADATTE, T., W. STINNESBECK, H. HUBBERTEN y J. REMANE, 1992. The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern and Central Mexico - A multistratigraphical approach. *VIII Congr. Latinoamericano de Geología*, Salamanca 1992, Actas tomo 4: 23-29.
- ARNAUD-VANNEAU, A. 1980. Micropaléontologie, paléocologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Thethys: L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, 11, 2 vol., 866 p.
- BLAUSER, H.W., 1981. The stratigraphy of the Taraises Formation, Lower Cretaceous, Mexico. In: C.J. SMITH: Lower Cretaceous stratigraphy and structure, Northeastern Mexico. *West Texas Geol. Soc. publ.*, 81-74: 37-42.
- Bonet, F. 1956. Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* 8: 389-488.
- BÖSE, E. 1923. Algunas faunas cretácicas de Zacatecas, Durango y Guerrero. *Bol. Inst. Geol. México*, 42, 219 p., 19 lám.
- _____, 1923. Vestiges of an ancient continent in Northeast Mexico. *Am. J. Sc.*, 5 (6): 127-136, 194-214, 310, 334.
- BÖSE, E. y D.A. CAVINS, 1927. The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico. *Univ. Texas Bull.*, 2748: 7-142.
- BRÖNNIMANN, P., 1953. On the occurrence of Calpionellids in Cuba. *Eclog. geol. Helv.*, 46: 263-268.
- BRÖNNIMANN, P., 1955. Microfossils incertae sedis from the Jurassic and Cretaceous of Cuba. *Micropaleont.*, 1: 28-51.
- BURCKHARDT, C., 1906. La faune Jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur. *Inst. Geol. México, Bol.* 23: 1-216, Lám. I-XLIII.
- _____, 1912. Faunes Jurassiques et Crétaciques de San Pedro de Gallo (Etat de Durango, Mexico). *Inst. Geol. México, Bol.* 29: 1-260, Lám. I-XLVI.
- _____, 1919-1921. Faunas jurásicas de Symon (Zacatecas) y faunas cretácicas de Zumpango del Río (Guerrero). *Inst. Geol. México, Bol.* 33.
- _____, 1930. Etude synthétique sur le Mésozoïque Mexicain. *Soc. Paléont. Suisse Mém.*, 49-50, 280 p.
- CANTÚ-CHAPA, A., 1963. Etude biostratigraphique des ammonites du Centre et de l'Est du Mexique (Jurassique - Crétacé). *Mém. Soc. Géol. France* (n. sér.), Mém. 99, Tomo XLII, 102 p., 8 láms.
- _____, 1967. El límite Jurásico-Cretácico en Mazatepec, Puebla. *Inst. Mex. Petróleo, Secc. Geol. Monogr.* 1, 1: 3-24.
- _____, 1968. Sobre una asociación "Pronicerias - Durangites" "Hildoglochiceras", del noreste de México. *Inst. Mex. Petróleo, Monogr.* 2: 19-26.
- _____, 1971. La Serie Huasteca (Jurásico medio - superior) del centro-este de México. *Rev. Inst. Mex. Petróleo*, 3 (2): 17-40.
- _____, 1976. El contacto Jurásico-Cretácico, la estratigrafía del Neocomiano, el Hiato Hauteriviano superior - Eoceno inferior y las Ammonites del Pozo Bejuco 6 (centro-este de México). *Bol. Soc. Mex. XXVII*: 60-83.
- _____, 1982. The Jurassic-Cretaceous boundary in Eastern Mexico. *J. Petrol. Geol.*, 4 (2): 311-318.
- _____, 1989. Precisiones sobre el límite Jurásico-Cretácico en el subsuelo del este de México. *Rev. Soc. Mex. Paleont.*, 2 (1): 26-69.
- CARRILLO-BRAVO, J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-La Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, 13 (1-2): 1-98.
- CASTILLO, A.D. y J.G. AGUILERA, 1895. Fauna fósil de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí. *Com. Geol. México, Bol.* 1: IX + 55, Lám. 1-23.
- CONTRERAS MONTERO, B., 1977. Bioestratigrafía de las formaciones Taraises y La Peña (Cretácico inferior), de La Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León, *Rev. Inst. Mex. Petr.*, 9 (1): 8-29.
- CONTRERAS MONTERO, B., A. MARTÍNEZ CORTÉS y M.E. GÓMEZ LUNA, (1988). Bioestratigrafía y sedimentología del Jurásico superior en San Pedro de Gallo, Durango, México. *Rev. Inst. Mex. Petr.*, 20 (3): 5-49.
- DELAMETTE, M., 1988. L'évolution du domaine helvétique (entre Bauge et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien: séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suisse). *Publ. du Dept. Géol. et Pal. de l'Univ. de Geneve*, 5: 316 p.
- FURRAZOLA BERMÚDEZ, G. y K. KREISEL, 1973. Los tintinidos fósiles de Cuba, *Rev. Tecnológica* 1/73: 27-44.
- GÖTTE, M., 1990. Halotektonische Deformationsprozesse in Sulfatgesteinen der Minas Viejas-Formation (Ober-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nordost-Mexiko. *Inaug.-Diss., TH-DARMSTADT*: 270 p.
- GÖÖTE, M. y D. MICHALZIK, 1992. Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1991 (H. 6): 1445-1466.
- HAQ, B.U., J. HARDENBOL, y P.R. VAIL, 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: *Sea-Level Changes. SEPM, Spec. Publ.*, 42: 26-108.
- HUMPHREY, W.E., 1949. Geology of the Sierra de los Muertos area (with description of Aptian cephalopods from the La Peña Formation). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 60: 89-176.
- _____, 1956. Tectonic framework of Northeast Mexico. *GCAAS Trans.*, 6: 25-35.
- HUBBERTEN, H.W. y G. MEYER, 1989. Stable isotope measurements on foraminifera tests: experiences with an automatic commercial carbonate preparation device. *Terra Abstracts*, 1.2: 80-81.
- HUT, G., 1987. Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations IAEA Rept., 1987, 42 p., Vienna.
- IMLAY, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV. Geology of the Western part of the Sierra de Parras. *GSA Bull.*, 47: 1091-1152.
- _____, 1937. Lower Nescomian fossils from the Miquihuana region, Mexico. *J. Paleont.*, 11: 552-574.
- _____, 1938. Ammonites of the Taraises formation of Northern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 49: 539-602.
- _____, 1940. Neocomian faunas of Northern Mexico. *Ibid.*, 51: 117-190.
- _____, 1942. Late Jurassic fossils from Cuba and their economic significance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 53: 1417-1477.

- _____. 1943. Jurassic formations of the Gulf region. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 27: 1407-1533.
- _____. 1943. Upper Jurassic fossils from the Placer de Guadalupe district, Chihuahua, Mexico. *J. Paleont.*, 17: 527-543.
- _____. 1944. Correlation of the Cretaceous formation of the Greater Antilles, Central America and Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 55: 1005-1045.
- _____. 1952. Correlation of the Jurassic formation of North America, exclusive of Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63: 953-992.
- _____. 1980. Jurassic paleobiogeography of the Conterminous United States in Its Continental Setting. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1062, 134 p.
- IMLAY, R.W., E. CEPEDA, M. ÁLVAREZ, Jr. y T. DÍAZ, 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in Eastern Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 32: 1750-1761.
- JELETZKY, J.A., 1984. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian-Berriasian stages in the Boreal Realm. *Geol. Ass. Canada Spec. Pap.* 27: 175-255.
- KUBLER, 1987. Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. *Cahiers de l'inst. Geol. Neuchatel*, Suiza, sér. ADX.
- LE HEGARAT, G., J. REMANE, 1968. Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Correlations des ammonites et des calpionelles. *Geobios*, 1: 7-70.
- LÓPEZ OLIVA, J.G. (en prensa). Zonación del Cretácico inferior en el Braquianticlinal sur de la Sierra del Fraile, Nuevo León, por medio de Calpionélidos. *Rev. Soc. Mex. Paleont.*, 3.
- MICHALZIK, D. 1988. Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko. Inaug.-Diss. *TH-Darmstadt*: 247 p.
- MYCZINSKI, R. y A. PSZOLKOWSKI, 1987. Tithonian stratigraphy in the Sierra de los Organos, Western Cuba: Correlation of the ammonite and microfossil zones. *Atti. II Conv. Int. F.E.A.*: 405-415, Pergola.
- NAGY, I., 1986. Investigation of calpionellids of the Mecsek Mountains (S. Hungary). *Acta Geol. Hung.*, 29: 45-64.
- OLORIZ, F. y J.M. TAVERA, 1989. The significance of Mediterranean ammonites with regard to the traditional Jurassic-Cretaceous boundary. *Cretaceous Res.*, 10: 221-237.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., 1978. Bosquejo geológico-estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, estado de Nuevo León. *Rev. Inst. Geol., UNAM. México*, 2 (1): 45-54.
- _____. 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico. Ph.D. Diss., Univ. Texas at Austin: 217 p.
- _____. 1983. Carta geológica de México. Serie de 1: 1.000.000. Hoja La Ventura 14 R - J (8). *Inst. de Geología, UNAM*.
- _____. 1985. Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, México, 6 (1): 1-20.
- _____. 1986. Post-paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geof. Int.*, 25 (1): 157-206.
- PEÑA MUÑOZ, M.J., 1964. Amonitas del Jurásico superior y del Cretácico inferior del extremo oriental del estado de Durango, México. *Paleont. Mexicana*, 20, 33 p., 10 pls.
- PINET, P.R. y P. POPENOE, 1982. Blake Plateau: control of Miocene sedimentation patterns by large scale shifts of the Gulf stream axis. *Geology*, 10 (6): 266-270.
- POP, G., 1976. Tithonian - Valanginian calpionellid zones from Cuba. *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, 18: 109-125.
- _____. 1986. Calpionellids and correlation of Tithonian-Valanginian formations. *Acta geol. Hung.*, 29: 93-102.
- REMANE, J., 1962. Zur Calpionellen-Systematik. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1: 8-24.
- _____. 1963. Les calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 39: 39-82.
- _____. 1965. Neubearbeitung der Gattung *Calpionellopsis* Col. 1948 (Protozoa, Tintinnina ?). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 27-49.
- _____. 1985. Calpionellids. In: H. Bolli, J. Saunders y Perch-K. Nielsen (eds.): *Plankton stratigraphy. Cambridge, Univ. Press.*, Chapt., 12: 555-572.
- _____. 1986. Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Geol. Hungarica*, 29 (1-2): 15-26.
- REMANE, J., D., BAKALOVA-IVANOVA, K. BORZA, J. KNAUDER, I. NAGY, G. POP. y E. TARDI-FILACZ, 1986. Agreement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the 11nd planctonic conference, Rome 1970, *Acta Geol. Hung.*, 29 (1-2): 5-14.
- RUMLEY, G. y T. ADATTE, 1983. Méthode rapide de séparation des fractions u et 2-16 u pour l'analyse par diffraction X. *Cahiers de l'Institut de Géologie*, sér. A-G, 4 p.
- TREJO, H.M., 1960. La familia Nannoconidae y su alcance estratigráfico en América. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, 12 (9, 10): 259-314.
- _____. 1976. Tintínidos mesozoicos de México (taxonomía y datos paleobiológicos). *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, 27 (10-12): 329-449.
- _____. 1980. Distribución estratigráfica de los tintínidos mesozoicos mexicanos. *Rev. Inst. Mex. Petrol.*, 12 (4): 4-13.
- VAIL, P.R., R.M. MITCHUM, T.H. SHIPLEY y R.T. BUFFLER, 1980. Unconformities of the North Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. London, London*, A. 294: 137-155.
- VEIZER, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: R.J. REEDER (ed.): *Reviews in Mineralogy vol. II: Carbonates: Mineralogy and chemistry. Mineral. Soc. Am.*
- VERNA, H.M. y G.E.G. WESTERMANN, 1973. The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosí, Mexico. *Bull. Amer. Paleont.*, 63 (No. 277): 107-320.
- WILSON, J.L., W.C. WARD y J.M. FINNERAN (eds.), 1984. A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems. Monterrey-Saltillo area, northeast Mexico. *Gulf Coast Sect. SEPM*: 76 p.
- YOUNG, K., 1985. Late Valanginian in northern Mexico and Texas subsurface. 2nd. intern. Cephalopod Symp., Tübingen, 16-23 julio. Abstract.
- ZEISS, A., 1983. Zur Frage der äquivalenz der Stufen Tithon/Berrias/Portland in Eurasien und Amerika. Ein Beitrag zur Klärung der weltweiten Korrelation der Jura/Kreide Grenzsichten in marinen Bereich. *Zitteliana*, 10: 427-438.
- _____. 1984. Comments by A. ZEISS F.R.G., Erlangen, En: G.E.G. Westermann (ed.): *Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America. Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 27: 250-253.
- _____. 1986. Comments on a tentative correlation chart for the most important marine provinces at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Acta Geol. Hungarica*, 29 (1-2): 27-30.