

CALIZAS LUTETIANAS DEL ARCO INTERNO PALEÓGENO DE COSTA RICA

Angela Bolz & Claudio Calvo

Anna-Peters-Str. 51/C, 70597 Stuttgart, Alemania
E-mail: angelabolz@t-online.de

(Recibido 30/1/02; Aceptado 18/3/02)

ABSTRACT: We present new sedimentologic and biostratigraphic data on the shallow-water limestone sequence of the quebrada Concha, the type locality of the Eocene Parritilla Formation in central Costa Rica. This unit appears at the base of the about 4.500 m thick sedimentary sequence of the Cenozoic Valle Central basin, unconformably overlying the Nicoya ophiolite complex. The Parritilla limestone contain a rich larger foraminiferal fauna from the early Middle Eocene (Lutetian) represented by well-preserved and diverse specimens of the *Amphistegina-Helicostegina-Lepidocyclina (Polylepidina)* phylogenetic line. On the basis of the high biostratigraphic resolution of the analyzed foraminiferal assemblage, we define the quebrada Concha sequence as a Lutetian type locality of Costa Rica and erect a new Eocene chronostratigraphic unit: the Parritillian. From a sedimentologic perspective, the Parritilla limestones represent a bioclastic carbonate sequence deposited on the southern border of the inner-arc basin in an open shallow-marine environment with locally restricted water circulation. In the study area, the uplifted ophiolite complex probably formed part of a neritic arc platform surrounding the volcanic edifices. Although Lutetian carbonate sedimentation began in response to a rapid marine transgression at ~49 Ma over the exposed basement, the carbonate development itself terminated abruptly with the deposition of the volcanoclastic sequence of the Caraigres Formation, resulting from the Eocene volcanic activity in adjoining areas. As suggested by these voluminous volcanoclastic deposits conformably overlying the Parritilla limestone sequence, the strong subsidence of the Lutetian arc platform was probably related to emergent andesitic edifices in the inner arc region of central Costa Rica.

RESUMEN: Presentamos un estudio sedimentológico y bioestratigráfico de las calizas eocenas de la quebrada Concha, localidad tipo de la Formación Parritilla, ubicada en el sur del Valle Central de Costa Rica. Es una secuencia bioclástica de plataforma carbonatada de 150 m de espesor, depositada discordantemente sobre rocas cretácicas del Complejo de Nicoya, formando la base de la secuencia sedimentaria cenozoica de la cuenca intra-arco del Valle Central. Las asociaciones de macroforaminíferos de las calizas analizadas se caracterizan por especies de la línea filogenética *Amphistegina-Helicostegina-Lepidocyclina (Polylepidina)*, típicas del Eoceno Medio, especialmente de la parte basal e inferior (Lutetiano). Con base en la alta resolución bioestratigráfica de esta asociación de foraminíferos, consideramos la quebrada Concha como localidad tipo del Lutetiano e introducimos una unidad cronoestratigráfica para el Eoceno Medio, la cual denominamos Parritilliano, sinónimo del Lutetiano en Costa Rica. Sedimentológicamente las calizas de Parritilla representan acumulaciones bioclásticas de organismos bentónicos, depositadas sobre el basamento ofiolítico levantado en un ambiente marino somero y abierto, localmente bajo condiciones restringidas. En esta región el Complejo de Nicoya llegó a formar parte de una plataforma nerítica alrededor de los aparatos volcánicos. Aunque la sedimentación carbonatada en Parritilla se inició con una rápida transgresión marina a los ~49 Ma, el desarrollo de la secuencia carbonatada terminó abruptamente con la depositación de la potente secuencia volcanoclástica de la Formación Caraigres. Esta secuencia, que sobreyace concordantemente a las calizas, documenta una fuerte subsidencia de la plataforma del arco, probablemente por causa de movimientos verticales durante la formación de los edificios volcánicos adyacentes de la región interna del arco.

INTRODUCCIÓN

Desde su origen en el Cretácico, el arco de islas de Costa Rica contó con áreas neríticas donde tuvo lugar una sedimentación marina, principalmente carbonatada. De este modo, las secuencias de calizas marcan diferentes episodios en la evolución morfotectónica del arco. En este estudio analizamos una secuencia de calizas de la región del arco interno Paleógeno con el fin de determinar su origen y precisar su edad. Se trata de la secuencia de la quebrada Concha, localidad tipo de la Formación Parritilla, ubicada en la región sur del Valle Central de Costa Rica (Fig. 1). La buena preservación y variedad de formas cosmopolitas de macroforaminíferos y algas calcáreas del Eoceno Medio en estas calizas permiten hacer un análisis micropaleontológico y sedimentológico detallado de una facies bioclástica nerítica muy poco conocida en Costa Rica y, en general, en el sur de América Central.

En Costa Rica, el Eoceno Medio en su facies nerítica corresponde principalmente con depósitos carbonatados de plataforma. Esta facies, sin embargo, ha sido hasta ahora diagnosticada sólo en bloques de calizas alóctonas y depósitos

alodápicos, que aparecen incluidos en secuencias de talud eocenas de la región antearco. Se conocen cuatro localidades con materiales del Eoceno Medio (Fig. 1): las calizas de Damas (Parrita) y las calizas y calcarenitas de punta Catedral (Quepos), Peñón de Arío (península de Nicoya) y quebrada Piedra Azul (península de Burica).

En detalle, el Eoceno Medio en las calizas de Damas se ha determinado con base en la presencia de *Nummulites macgillary* (M. G. Rutton) (Cole en Weyl, 1957; Malavassi, 1961). La asociación de macroforaminíferos más representativa y mejor estudiada hasta ahora es aquella de los materiales de punta Catedral, descrita e ilustrada por J.M. Vila (Azéma et al., 1979). Por su lado, J. Butterlin determinó en muestras de calcarenitas del Peñón de Arío (Mora, 1985) y quebrada Piedra Azul (Obando, 1986, p. 208) una asociación de macroforaminíferos, también de la parte inferior del Eoceno Medio.

A diferencia de esos materiales neríticos, las calizas bioclásticas de quebrada Concha sí forman una secuencia de plataforma carbonatada autóctona, que se desarrolló directamente sobre rocas del Complejo de Nicoya. Con lo cual presentamos aquí, el estudio de la primera plataforma del Eoceno Medio identificada hasta ahora en Costa Rica y, además, discutimos su desarrollo e importancia para la interpretación de los ambientes neríticos relacionados con la evolución del arco de islas paleógeno del sur de América Central.

Contexto geológico y estratigráfico

La cuenca del Valle Central de Costa Rica es una cuenca cenozoica de intra-arco. Contiene un potente relleno volcano-sedimentario de varios miles de metros de espesor, el cual refleja la permanente influencia del vulcanismo y condiciones anóxicas así como un ambiente marino somero que llevaron a la depositación de gran cantidad de rocas volcánicas y volcanoclásticas, a la formación de lutitas negras ricas en materia orgánica y también de calizas bioclásticas. En el sur del Valle Central está expuesta una secuencia sedimentaria terciaria del margen sur de la cuenca, formando una importante estructura homoclinal

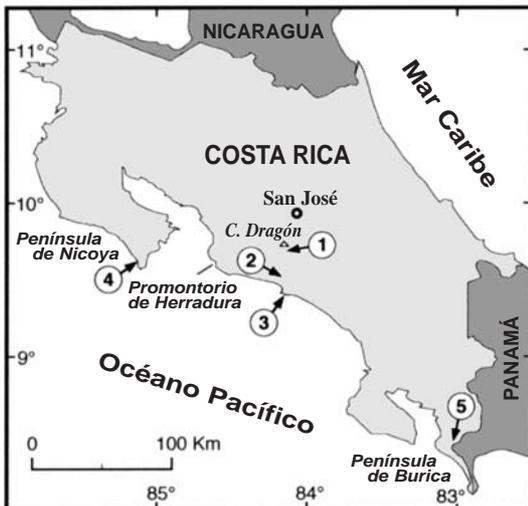


Fig. 1: Mapa de ubicación de las localidades con materiales calizos del Eoceno Medio de Costa Rica - 1: zona de estudio de la quebrada Concha y alrededores, a la base del cerro Dragón (2506m) en el sur del Valle Central; 2: Damas, Parrita; 3: punta Catedral, Quepos; 4: Peñón de Arío y 5: quebrada Piedra Azul.

que buza hacia el norte. La sección estratigráfica del cerro Caraigres, descrita originalmente por Rivier & Calvo (1988), muestra una secuencia que sobrepasa los 4000 m de espesor, la cual incluye sedimentos carbonatados y volcanoclásticos de ambiente nerítico. La secuencia se inicia con las calizas eocenas de la Formación Parritilla, que son el objetivo de este estudio.

Las relaciones estratigráficas con el piso y el techo de la Formación Parritilla se ilustran en la figura 2. Para contribuir al establecimiento de una estratigrafía uniforme en Costa Rica, decidimos utilizar la terminología propuesta por Denyer & Arias (1991) para la región del Valle Central. Las calizas de Parritilla yacen discordantemente sobre el basamento (Denyer & Arias, 1991). La discordancia basal corresponde con una marcada inconformidad eocena. Hacia el techo, las calizas pasan concordantemente a una potente secuencia volcanoclástica de más de 1000 m de espesor. Rivier & Calvo (1988) agru-

pan esta secuencia en la Formación Pacagua, mientras que Denyer & Arias (1991) la consideran como unidad independiente, denominándola Formación Caraigres. El contacto entre ambas unidades está marcado por una serie de arenitas híbridas, volcanoclásticas. Este paso transicional de facies sugiere que la depositación de la Formación Caraigres se inició probablemente en el Eoceno Medio (Fig. 2). Lateralmente, esta última formación aflora en contacto directo, inconforme, con el Complejo de Nicoya (Denyer & Arias, 1991).

MATERIALES Y MÉTODOS

Analizamos un total de 14 secciones delgadas en formato 2,5 x 7,6 cm de rocas con macroforaminíferos divididas en dos grupos de muestras. El primer grupo incluye 7 muestras (RRCR-18 a 25) procedentes de la sección medida de la quebrada Concha, originalmente levantada y descrita en detalle por Rivier & Calvo (1988). La distribución de las muestras en el perfil se encuentra en la figura 1 del artículo mencionado, la cual reproducimos en la figura 4 del presente trabajo. El segundo grupo comprende otras 7 muestras (PA-2 a 8) que recolectamos posteriormente de los afloramientos de calizas que se encuentran directamente en el camino que asciende de Parritilla a fila El Alto, aproximadamente 0,5 km al oeste de la quebrada Concha (Fig. 3). Como lo muestra el mapa geológico, estos afloramientos son un equivalente lateral de la sección de la quebrada Concha. El fuerte cizallamiento y la deformación plástica de los componentes biogénicos observada en algunas secciones delgadas, indican, sin embargo, que estos últimos estuvieron bajo una deformación tectónica mucho más fuerte.

Las determinaciones micropaleontológicas de las especies de foraminíferos y algas se realizaron en sección delgada exclusivamente. Los resultados de éstas se presentan en el cuadro 1 y en las figuras 4, 7 y 8. Las dataciones de las asociaciones de macroforaminíferos se basan en la biozonación de Cole & Applin (1964), Butterlin (1981) y Pécheux (1984). Para el estudio sedimentológico de las calizas utilizamos el método convencional de análisis de microfácies



Fig. 2: Cuadro estratigráfico de la parte inferior de la secuencia sedimentaria del sur del Valle Central mostrando la posición de las calizas de la quebrada Concha, secuencia tipo de la Formación Parritilla, basado en Rivier & Calvo (1988) y Denyer & Arias (1991). Escala cronoestratigráfica según Haq et al. (1988). De: discordancia eocena.

(Wilson, 1975; Flügel, 1982) y el de estratigrafía secuencial (Posamentier & Vail, 1988).

FORMACIÓN PARRITILLA

La Formación Parritilla corresponde con depósitos bioclásticos de plataforma carbonatada del Eoceno. Las calizas afloran al pie del flanco sur del cerro Caraigres, formando la base de la mencionada secuencia sedimentaria del sur del Valle Central (Fig. 3). Muchos autores se han referido a las llamadas “calizas de Parritilla” basándose en el estudio de Malavassi (1961). Rivier & Calvo (1988) y Denyer & Arias (1991) son los primeros autores que realizan un estudio detallado de estas calizas en un contexto estratigráfico y sedimentológico. Litoestratigráficamente, Rivier & Calvo (1988) definen las calizas de la quebrada Concha como Unidad Parrita, utilizando el nombre geográfico del poblado de Parrita. La confu-

sión con respecto al nombre del pueblo cercano a la quebrada Concha se debe a que en la literatura geológica se encuentra citado como “Parritilla”, mientras que, por el contrario, en la hoja Carai-gres del IGN aparece como Parrita. Ellos correlacionan esta unidad con la unidad El Cajón de la Formación Brito de Térraba. Por su lado, Denyer & Arias (1991) la elevan al rango de formación y siguiendo las referencias bibliográficas la denominan Formación Parritilla. Estos últimos autores incluyen además en la unidad las calizas del río Parrita, datadas como Eoceno Superior por Malavassi (1961). A la luz de los resultados obtenidos aquí, nosotros creemos, sin embargo, que se trata de dos calizas distintas, de diferente edad y que provienen muy probablemente de localidades distintas. La ubicación exacta de las calizas del río Parrita y su relación con las de quebrada Concha permanecen aún desconocidas. Por esta razón, decidimos no incluirlas en la Formación Parritilla. Sobre este asunto discutiremos más adelante.

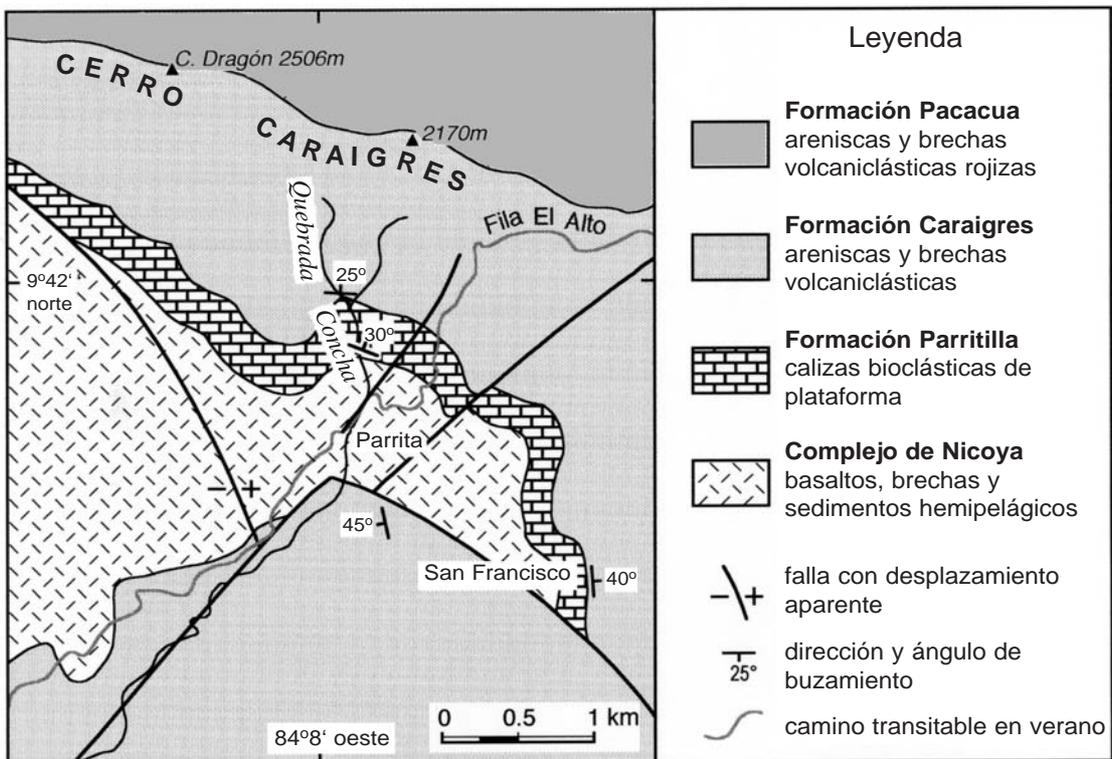


Fig. 3: Mapa geológico del flanco sur del cerro Caraigres (Valle Central, Costa Rica), según Arias & Denyer (1991) y Rivier & Calvo (1988). Muestra las localidades estudiadas de quebrada Concha y los afloramientos del camino de Parrita a la fila El Alto.

Desde el punto de vista estructural, las calizas conforman una capa continua de rumbo NW-SE, de aproximadamente 15 km de longitud y con un espesor máximo de 200 m, que se extiende desde San Francisco (Fig. 3) hasta la loma León, ubicada 10 km al W-NW de la localidad tipo. Las deformaciones microtectónicas que muestran algunas de las muestras recolectadas en los afloramientos del camino de Parrilla a la fila El Alto, hacen suponer una falla importante en ese sitio. La cartografía realizada durante la cam-

paña geológica de la Universidad de Costa Rica, que constituye la base del mapa de Arias & Denyer (1990), demuestra que las calizas sobreyacen discordantemente al Complejo de Nicoya, observándose un contacto discordante con las brechas basálticas de la Formación Puerto Carrillo.

Sección de quebrada Concha

La sección estratigráfica que aflora en la quebrada Concha (Fig. 4), descrita en detalle por

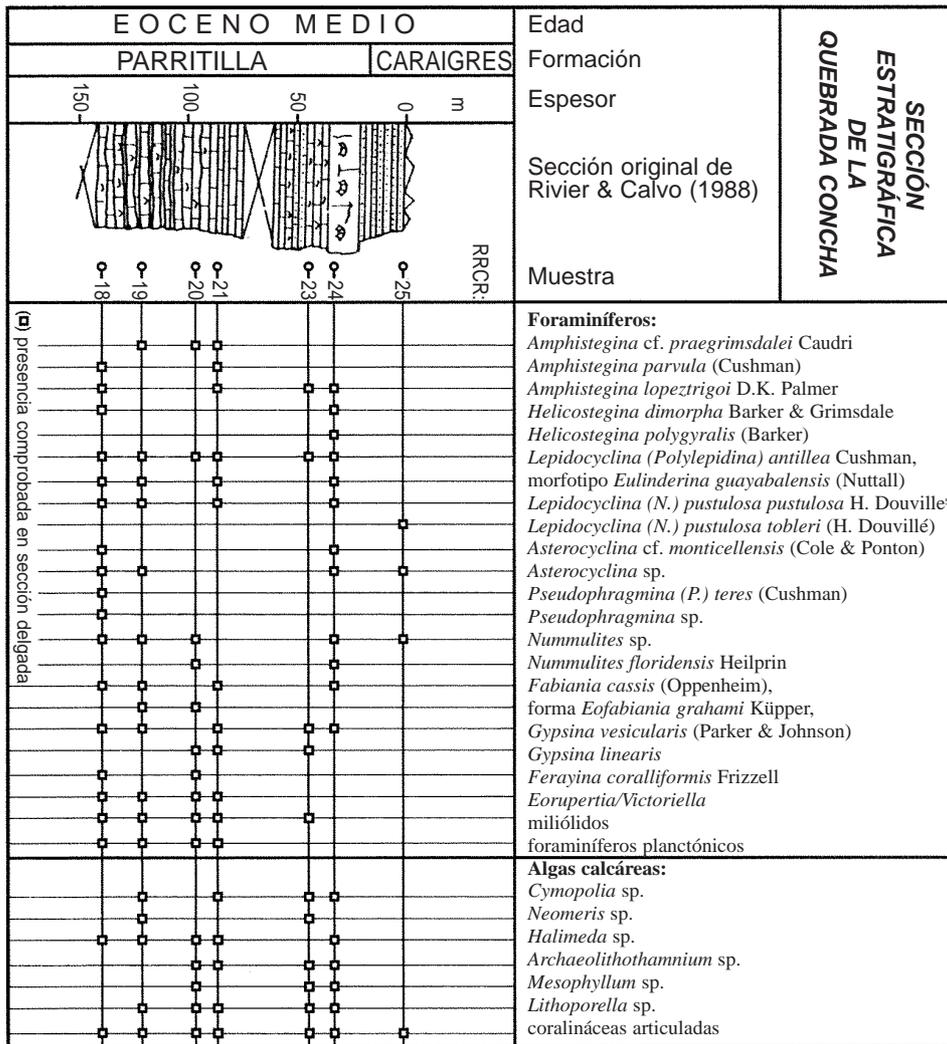


Fig. 4: Distribución de las asociaciones de macroforaminíferos y algas calcáreas del Eoceno Medio (Lutetiano) en la sección original de quebrada Concha, levantada por Rivier & Calvo (1988), localidad tipo de la Formación Parritilla del sur del Valle Central de Costa Rica.

vez primera por Rivier & Calvo (1988), constituye la localidad tipo de la formación. De acuerdo con estos autores, se trata de una secuencia bien estratificada de calizas de 150 m de espesor, que buza entre 25 y 30° al N-NE. Litológicamente, está constituida por calizas bioclásticas con macroforaminíferos y algas calcáreas de color gris oscuro y con estratificación centimétrica. Los estratos presentan contactos planos, en algunos casos ligeramente ondulados y laminación paralela. Hacia el techo las calizas están sobreyacidas por una serie de areniscas híbridas, volcanoclásticas con intercalaciones de areniscas guijarrosas y brechas tobáceas. Las areniscas presentan también laminación paralela y en ocasiones gradación positiva. Tienen un tamaño de grano grueso a medio. Areniscas similares se encuentran también intercaladas en las calizas bioclásticas infrayacentes.

El contacto inferior de las calizas con el basamento no se observa con claridad en la quebrada Concha.

MICROFACIES Y PETROGRAFÍA

El análisis de microfacies muestra que las calizas de la quebrada Concha y alrededores son una típica facies bioclástica compuesta de conchas completas y fragmentos de macroforaminíferos, algas calcáreas, equinoideos, briozoos, miliólidos, espículas de esponjas, ostracodos, corales escleractínidos y moluscos. La fracción accesoría de granos no carbonatados es de origen volcánico e incluye fragmentos de rocas volcánicas y cristales, en parte piroclásticos. Texturalmente se trata de packstones y grainstones bioclásticos con poca matriz micrítica. Las calizas muestran una diagénesis normal marina, determinada por la depositación de cementos carbonatados en las porosidades intra e interparticulares.

En especial, la microfacies de las calizas se destaca por su particular fauna eocena de macroforaminíferos y también por su rica flora, dominada por algas rojas y verdes, clorófitas (Fig. 4 y cuadro 1), y por el contenido de materia

Cuadro 1

Asociaciones de foraminíferos y algas calcáreas del Eoceno Medio de las calizas de la Formación Parritilla del sur del Valle Central, Costa Rica

Localidad	Afloramientos del camino de Parritilla a fila El Alto						
Muestra	PA-2	PA-3	PA-4	PA-5	PA-6	PA-7	PA-8
Foraminíferos							
<i>Amphistegina</i> cf. <i>praegrimsdalei</i> Caudri	r	r	-	r	r	r	r
<i>Amphistegina parvula</i> (Cushman)	r	r	r	-	r	-	c
<i>Amphistegina lopeztrigo</i> D.K.Palmer	a	r	-	r	r	-	-
<i>Helicostegina dimorpha</i> Barker & Grimsdale	a	-	-	r	-	-	-
<i>Helicostegina polygyralis</i> (Barker)	-	-	-	r	-	-	-
<i>Lepidocyclus</i> (<i>Polylepida</i>) <i>antillea</i> Chusman,	c	r	c	c	c	-	-
morfortipo <i>Eulinderina guayabalensis</i> (Nuttall)	c	r	c	c	c	-	-
<i>Lepidocyclus</i> (<i>N.</i>) <i>pustulosa pustulosa</i> H.Douvillé	c	r	-	r	-	-	-
<i>Lepidocyclus</i> (<i>N.</i>) <i>pustulosa toberli</i> (H.Douvillé)	-	-	-	r	-	-	-
<i>Asterocyclus</i> cf. <i>monticellensis</i> (Cole & Ponton)	-	c	-	c	-	-	-
<i>Asterocyclus</i> sp.	c	c	r	c	-	r	-
<i>Pseudophragmina</i> (<i>P.</i>) <i>clarki</i> (Cushman)	c	a	-	-	-	-	c
<i>Pseudophragmina</i> sp.	r	a	r	c	-	-	-
<i>Nummulites</i> sp.	-	r	-	c	-	r	r
<i>Nummulites</i> gr. <i>striatoreticulatus-willcoxi</i>	a	a	-	r	-	-	-
<i>Nummulites floridensis</i> Heilprin	a	a	-	c	c	r	-
<i>Fabiania cassis</i> (Oppenheim),	c	-	c	c	-	-	r
forma <i>Eofabiania grahami</i> Küpper	c	c	c	c	-	-	-
<i>Gypsina vesicularis</i> (Parker & Johnson)	a	r	c	r	c	-	-

continúa...

continuación...

Localidad	Afloramientos del camino de Parrita a fila El Alto						
Muestra	PA-2	PA-3	PA-4	PA-5	PA-6	PA-7	PA-8
Foraminíferos							
<i>Gypsina linearis</i>	r	-	c	-	-	-	-
<i>Ferayina coralliformis</i> Frizzell	-	r	-	c	-	-	-
<i>Peneperculinooides cubensis</i> Cole & Gravell	c	-	-	-	c	-	-
<i>Eorupertia</i> sp./ <i>Victoriella</i> sp.	r	c	c	c	-	-	-
miliólidos	c	c	c	c	-	-	-
foraminíferos aglutinados	r	c	c	-	-	-	-
foraminíferos planctónicos	r	-	-	r	-	-	r
Algas calcáreas:							
<i>Cymopolia</i> sp.	a	a	c	c	-	r	-
<i>Neomeris</i> sp.	c	c	-	r	-	-	-
<i>Halimeda</i> sp.	a	a	c	c	-	-	-
<i>Archaeolithothamnium</i> sp.	-	-	a	-	-	c	-
<i>Lithothamnium</i> sp.	-	-	c	-	-	c	c
<i>Mesophyllum</i> sp.	-	-	-	-	-	c	c
<i>Lithoporella</i> sp.	r	-	c	c	-	r	-
coralináceas articuladas	c	c	a	c	a	c	c

(ocurrencia: a = abundante, c = común, r = rara)

orgánica, que les da su color oscuro. Estas dos últimas características reflejan condiciones de sedimentación marinas parcialmente restringidas en áreas protegidas.

Tipos de microfácies

Originalmente, Rivier & Calvo (1988) describen tres tipos de microfácies, las cuales se corroboraron en este trabajo con base en el análisis del segundo grupo de muestras (código PA). En este grupo se detectó además una nueva microfácies (MF4). A continuación describimos las cuatro microfácies y sus características principales, las cuales se ilustran en la figura 5.

Packstone con rodolitos (MF1): Está constituida por rodolitos de algas coralináceas (*Archaeolithothamnium*, *Lithoporella* y *Mesophyllum*) que alcanzan hasta 2,5 cm de diámetro (Fig. 5C). En la construcción de los rodolitos participan con frecuencia también serpúlidos y en especial foraminíferos incrustantes, *Fabiania*, *Gypsina*, *Rupertina* y textuláridos. Entre los rodolitos predominan los contactos puntuales, estando soportados por una matriz bioclástica de

grano medio hasta biomicrítica. Fragmentos perforados de algas, briozoos, corales e intraclastos forman los núcleos de la mayoría de los rodolitos. Localmente se encuentran construcciones de algas de tipo bindstone.

Packstone/grainstone bioclástico (MF2):

Es la microfácies predominante. Está compuesta por conchas enteras y fragmentos de macroforaminíferos, fragmentos de algas rojas y restos de tallos de algas dasicladáceas y codiáceas. Contiene además gran cantidad de intraclastos micríticos, cortoides (granos micritizados) y pellets de algas. La matriz de los packstones es biomicrítica y ocupa las porosidades intra e interparticulares. El tamaño del grano varía desde fino a grueso. En esta microfácies se incluyen también grainstones bioclásticos con abundantes fragmentos de algas codiáceas (Fig. 8A).

Packstone bioclástico con extraclastos (MF3): Se diferencia de la microfácies anterior (MF2) únicamente por su alto contenido de extraclastos no carbonatados (más de 10 %), los cuales consisten de cristales de feldespato, cuarzo y piroxeno y también fragmentos de rocas

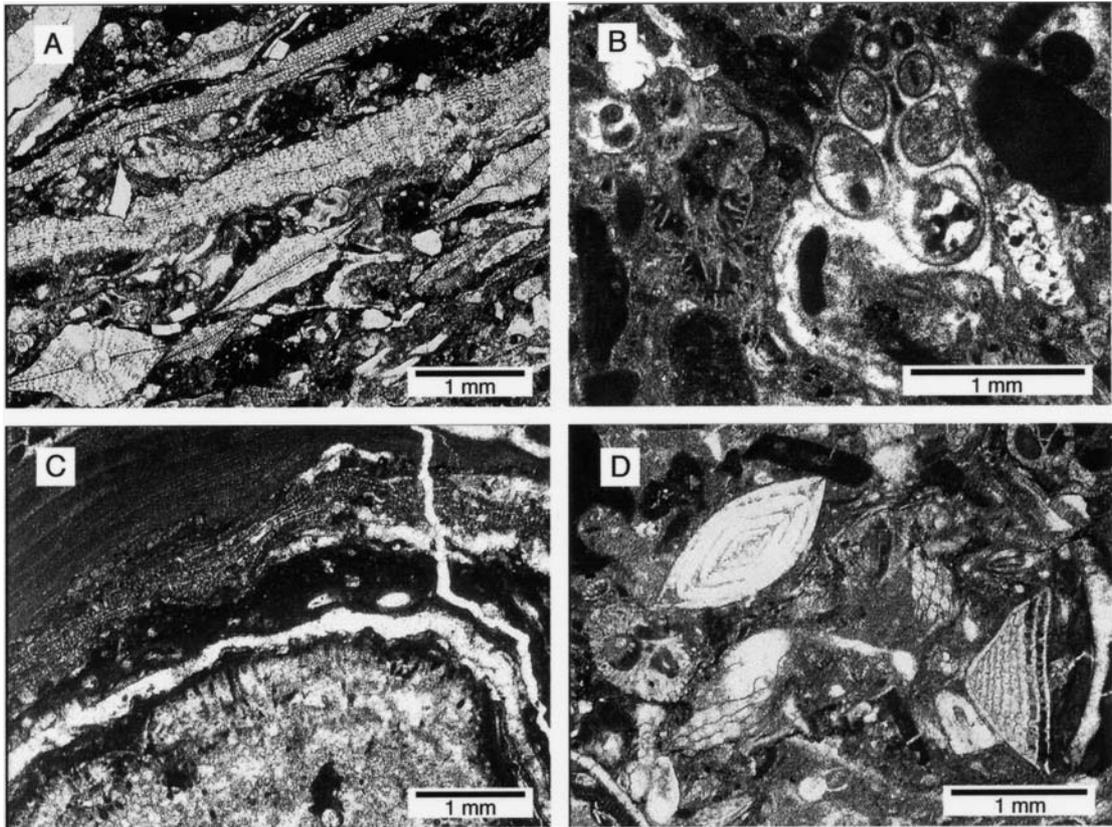


Fig. 5: Microfacies típicas de las calizas de quebrada Concha y alrededores – A: packstone con macroforaminíferos, entre ellos *Pseudophragmina* sp., en la parte superior y *Asterocyclina* sp., en la parte inferior izquierda, muestra PA-3; B: packstone bioclástico con moluscos (gastropodos) y fragmentos de algas rojas, muestra RRRCR-19; C: rodolito compuesto de algas coralinaáceas y foraminíferos incrustantes, el núcleo es un fragmento de briozoo, muestra RRRCR-23; D: packstone con fragmentos de briozoos y foraminíferos: *Nummulites striatoreticulatus* L. Rutten en la parte superior y *Ferayina coralliformis* Frizzell en la parte inferior derecha, muestra PA-5.

volcánicas alteradas. Los componentes carbonatados corresponden, al igual que en las microfacies anteriores, con fragmentos de macroforaminíferos, algas calcáreas, cortoides y demás bioclastos (Fig. 5). Constituye una facies transicional entre las calizas bioclásticas propiamente dichas y las areniscas híbridas (muestra RRRCR-25), que en la quebrada Concha aparecen intercaladas en las calizas y hacia el techo marcan el contacto con la unidad volcanoclastica de la Formación Carraigres.

Packstone de nummulites y pseudophragmina (MF4): Está constituida por conchas de macroforaminíferos aplanado-delgadas con una

relación diámetro/espesor mayor de 4 (Fig. 5A). Algunas conchas alcanzan hasta 1,3 cm de largo. La mayoría de ellas se dispone de forma paralela al plano de estratificación, delineando así localmente una laminación paralela. Se podría tratar de formas típicas adaptadas al ambiente profundo de plataforma externa (Hallock & Glenn, 1986).

Areniscas híbridas, volcanoclasticas

Litoestratigráficamente esta petrofacies marca el contacto inferior de la secuencia de la Formación Carraigres con las calizas infrayacentes.

El análisis petrográfico indica que se trata de una facies volcanoclástica que contiene una fracción bioclástica, la cual alcanza en algunos casos hasta el 50% de los granos del esqueleto. Por lo cual se denominan como areniscas híbridas, siguiendo la clasificación de Zuffa (1985). Textualmente, se trata de areniscas de grano medio a grueso con selección relativamente moderada de los granos; están compuestas de granos angulares bien empaquetados y poseen bajo contenido de matriz arcillosa (< 5%). Predominan los contactos puntuales entre los granos, sin embargo, con frecuencia se observan en algunas muestras contactos suturados, fracturas y pseudomatriz, consecuencia de la fuerte compactación.

Por su alto contenido de fragmentos líticos y cristales de feldespato, que constituyen respectivamente 47 y 46 % del total de granos del esqueleto, se clasifican como areniscas líticas, feldespáticas. De acuerdo con los porcentajes de los modos detríticos primarios (Q7: F46: L47), las areniscas muestran una clara procedencia de arco magmático. Este origen está también documentado por la composición andesítica de los fragmentos de roca y cristales. Los fragmentos líticos corresponden con fragmentos de lavas andesíticas, tobas y fragmentos de pómez. Característico de todas las muestras analizadas es el alto contenido de fragmentos de pómez de hasta 12,5% del total de los granos del esqueleto. La fracción de cristales está compuesta, en orden porcentual, de feldespato, cuarzo, piroxeno y hornblenda. Con frecuencia los cristales muestran inclusiones de vidrio volcánico y superficies de resorción magmática; este tipo de cristales se encuentran también en las calizas (Fig. 6). Esas características texturales en conjunto con el alto contenido de pómez indican que se trata de materiales piroclásticos. La meteorización que presentan algunos componentes sugiere, sin embargo, que la resedimentación del material piroclástico en el ambiente marino ocurrió después de la fase explosiva, es decir, es en parte posteruptiva.

Asociaciones de macroforaminíferos

Generalmente, las asociaciones de macroforaminíferos de los dos grupos de muestras analizadas incluyen formas americanas muy ca-

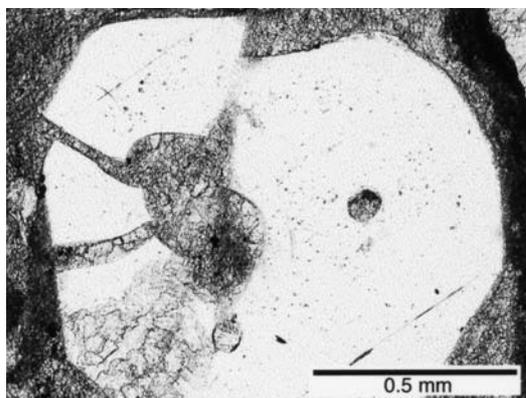


Fig. 6: Cristal de cuarzo de origen piroclástico en sedimentos bioclásticos eocenos de la Formación Parrilla. Este cristal hipidiomórfico, fracturado in situ por compactación diferencial, muestra inclusiones de vidrio volcánico y bordes corroídos por resorción magmática; muestra PA-7.

racterísticas de la línea *Amphistegina-Helicostegina-Lepidocyclina*(*Polylepidina*) (Figs. 4 y 7). Como lo subrayan Barker & Grimsdale (1936), se trata de una línea filogenética que se inicia con un ancestro común, *Amphistegina lopeztrigoi* D.K. Palmer; esta evolución tiene lugar en el Eoceno Medio temprano, estando marcada por la ocurrencia conjunta de *A. lopeztrigoi* y *H. dimorpha*. Muy típica es la presencia de una serie de morfotipos entre *A. lopeztrigoi* y *H. dimorpha*, por ejemplo en la muestra PA-6, como también entre esta última y *L. antillea* Cushman en las muestras PA-2 y RRRCR -21. En ambos casos se trata de formas transicionales que comprueban la relación filogenética entre las tres especies principales arriba mencionadas.

Entre los ejemplares de la especie *L. antillea* se incluyen algunas formas del tipo “*Eulinderina guayabalensis* (Nuttall)”, siguiendo la interpretación de Cole (1969) y Pécheux (1984), quienes consideran que se trata de una variedad de *L. antillea*. En comparación con *L. antillea* s.str., *E. guayabalensis* muestra en general una baja diferenciación de las cámaras, siendo el número de cámaras laterales mucho más reducido; ambas formas exhiben, sin embargo, una espiral trocoide y aberturas similares (Cole, 1960). *E. guayabalensis* es una forma muy común que caracteriza a las calizas eocenas aquí descritas, en algunas muestras (p.ej.

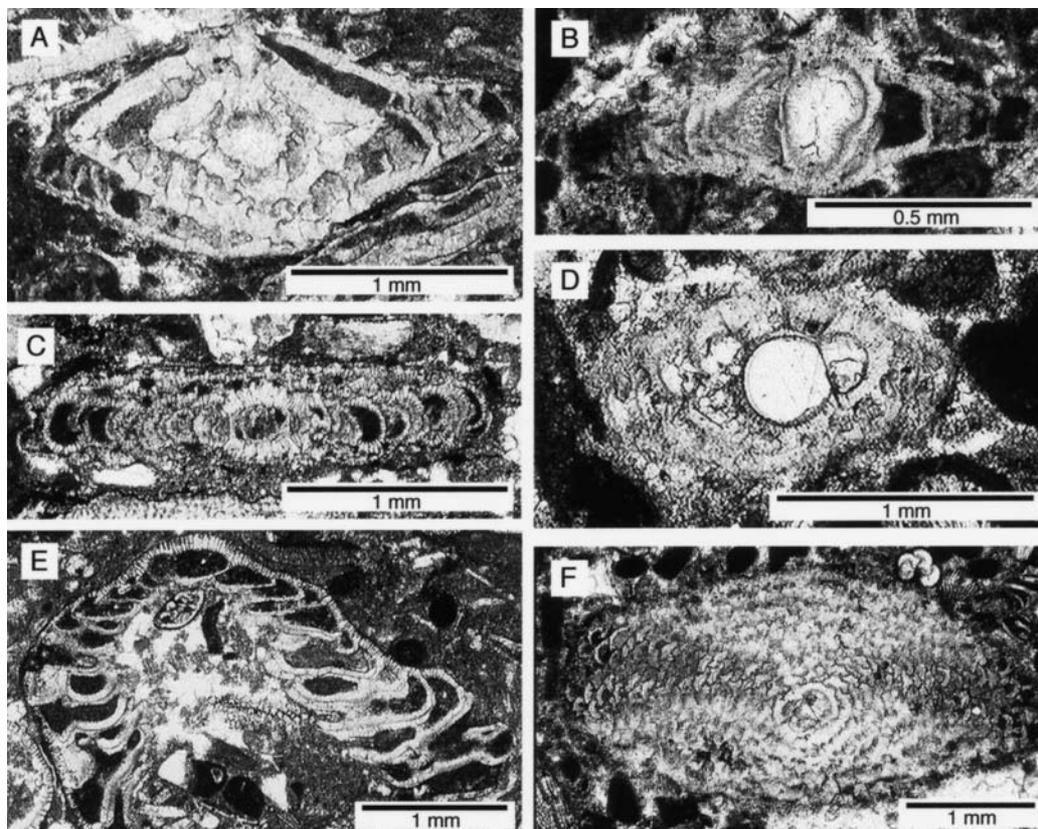


Fig. 7: Macroforaminíferos de las calizas lutetianas de la Formación Parritilla – A: *Helicostegina dimorpha* Barker & Grimsdale, corte axial, muestra PA-2; B: *Eulinderina guayabalensis* (Nuttall), forma megalosférica en corte axial, muestra RRCR-21; C: *Gypsina vesicularis* Parker & Johnson, corte axial, muestra RRCR-24; D: *Lepidocyclina antillea* Cushman, detalle del prolóculo megalosférico, corte ecuatorial, muestra RRCR-21; E: *Fabiania cassis* (Oppenheim), corte axial, muestra PA-5; F: *Lepidocyclina antillea* Cushman, corte ecuatorial oblicuo mostrando el prolóculo y las cámaras laterales, muestra RRCR-19.

RRCR-21, Fig. 7B) son la especie dominante (cuadro 1). Estas formas las ha identificado también J.M. Vila (Azéma et al., 1979; lámina 2, fotos 6 y 8) en las calizas de punta Catedral (Quepos).

Esta asociación la completan otras especies importantes de los géneros *Nummulites*, *Lepidocyclina*, *Asterocyclina* y *Pseudophragmina*. Entre ellas se encuentran *A. monticellensis* (Cole & Ponton) y *P. teres*, especies que se restringen al Eoceno Medio. Por el contrario, *L. pustulosa pustulosa* H. Douvillé y *L. pustulosa tobleiri* (H. Douvillé) son formas presentes cuyo rango estratigráfico se extiende hasta el Eoceno Superior. Cabe destacar, que la muestra PA-3 contiene una asociación muy particular dominada

por conchas grandes de hasta 1,3 cm de longitud de *Nummulites* y *Pseudophragmina* (Fig. 5A).

Por su parte, la fauna accesoria comprende foraminíferos incrustantes (entre ellos *Gypsina linearis*, *Rupertina* sp., *Eorupertia* sp., cimbalopóridos y textuláridos), *Gypsina vesicularis* (Parker & Johnson) y miliólidos (Fig. 5D y Fig. 7 C, E). Los cimbalopóridos están representados por *Ferayina coralliformis* Frizzell y *Gunteria* sp. así como por *Fabiania cassis* (Oppenheim) y sus formas del tipo “*Eofabiania grahami* Küpper”. En comparación con *F. cassis* s. str., la forma *E. grahami* se caracteriza por tener cámaras sencillas, no divididas. De acuerdo con Pécheux (1984), se trata, no obstante, de una variedad ecológica de *F. cassis*.

Asociaciones de algas calcáreas

Las algas calcáreas constituyen el segundo grupo microfósil en orden de importancia de las calizas de Parritilla. En algunos casos son incluso el grupo dominante (p. ej. muestras PA-8, RRCR-23). La asociación de algas comprende rodófitas y clorófitas, caracterizándose en especial por su alto contenido de algas dasicladáceas. La figura 4 y el cuadro 1 muestran la distribución de las especies de algas en ambos grupos de muestras; las más representativas se ilustran en la figura 8. Cuantitativamente, las rodófitas son dominantes, incluyen fragmentos perforados, rodolitos y pellets. Están representadas por melobesias de los géneros *Archaeolithothamnium*, *Lithoporella* y *Mesophyllum* (Fig. 8 B, E), así como por coralinas del género *Corallina* sp., entre otros. *Lithoporella* sp. es una especie muy importante, encontrándose en todas las muestras analizadas. Las algas codiá-

ceas, representadas por *Halimeda* sp. (Fig. 8A), aparecen en conjunto con las dasicladáceas. Estas últimas, que en algunos casos dominan la flora presente (p.ej. muestra PA-2), están representadas principalmente por fragmentos de tallos de *Cymopolia* sp. y *Neomeris* sp. (Fig. 8C, D).

ESTRATIGRAFÍA

Edad de las calizas de quebrada Concha y alrededores

Antecedentes

Existe una serie de graves mal entendidos sobre la edad de las calizas de la sección de quebrada Concha. El primero se encuentra en la publicación de Rivier & Calvo (1988). En ese trabajo se habla constantemente, tanto en el texto como en las figuras, de una edad eocena tardía

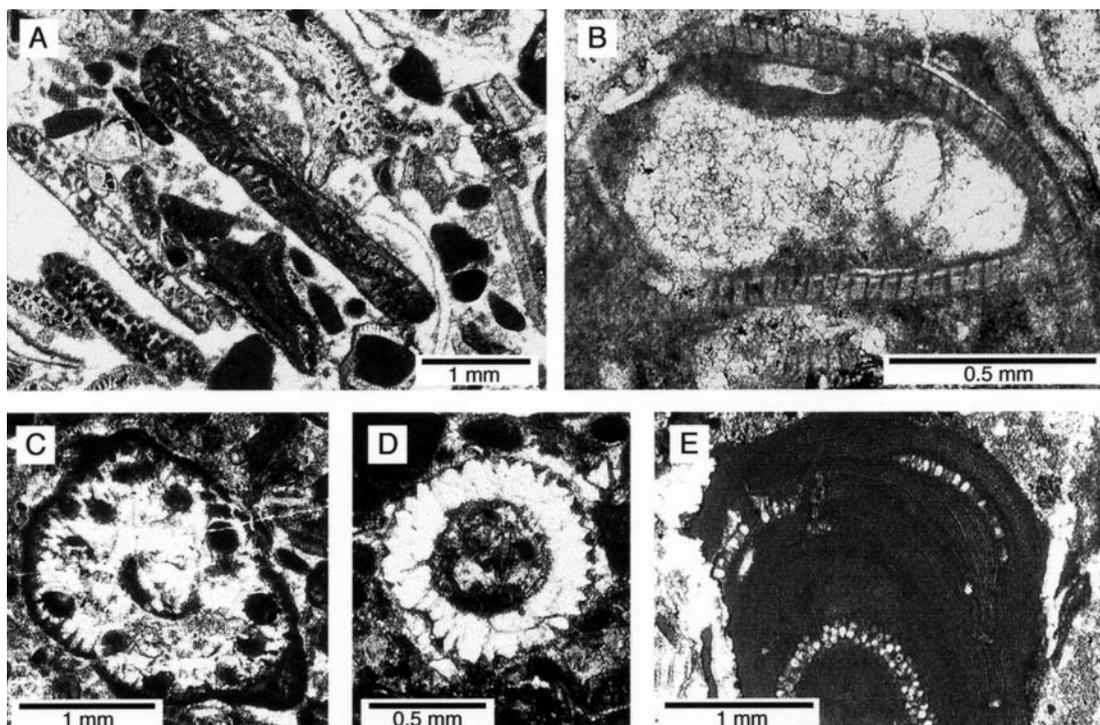


Fig. 8: Algas calcáreas de las calizas lutetianas de la Formación Parritilla – A: grainstone compuesto de tallos de *Halimeda* sp., en corte longitudinal, y otros bioclastos, muestra RRCR-19; B: fragmento de *Lithoporella* sp., parte de un conceptáculo, muestra PA-5; C: *Cymopolia* sp., corte transversal de un segmento exhibiendo cápsulas terminales en las ramificaciones, muestra RRCR-21; D: *Neomeris* sp., corte transversal de un segmento, muestra RRCR-23; E: *Archaeolithothamnium* sp, corte del peritalo mostrando hileras de esporangios individuales, muestra RRCR-24.

para las calizas, lo cual es incorrecto. La verdadera conclusión a la que se llegó entonces se encuentra citada en el primer párrafo de la página 66 del mismo artículo y dice: “*La edad tentativa para estas calizas es comparable con la edad de las calizas con macroforaminíferos y algas calcáreas del Eoceno Medio-Superior de Costa Rica, época 3 según Calvo (1987)...*”.

Desgraciadamente, la edad citada por la mayoría de los autores es Eoceno Superior, que es la edad que Malavassi (1961) le otorgó a las calizas del río Parrita. De ahí que ambos trabajos coincidan en la edad, como lo apuntan Denyer & Arias (1991, p. 12). En el caso de las calizas de quebrada Concha, esto no se podía mantener ya que el estudio preliminar de la asociación de macroforaminíferos no permitía excluir el Eoceno Medio. Esta aclaración es necesaria a raíz de los nuevos resultados obtenidos en este estudio, con los cuales demostramos que Eoceno Medio es, en efecto, la edad correcta de las calizas de quebrada Concha y alrededores.

La confusión tiene su origen en referencias y comunicaciones verbales, en las cuales se afirma que las calizas del río Parrita, datadas por Malavassi (1961), son las mismas que las de Parritilla (Sprechmann, 1984, p. 282). En concreto, hay dos argumentos que ponen en duda una posible correlación entre ambas calizas. En primer lugar, la ubicación exacta de las calizas del río Parrita no se conoce. “*Outcrops on each side of the Parrita River at San Marcos de Tarrazú*” (afloramientos a ambos lados del río Parrita en San Marcos de Tarrazú), así describe Malavassi (1961, p. 499) la localidad de procedencia de sus muestras de caliza con macroforaminíferos. Esa localidad se encontraría, sin embargo, a más de 10 km al sureste de la quebrada Concha, en la hoja Dota y no en la hoja Carraigres. Segundo, la asociación de macroforaminíferos reconocida por ese autor incluye, en efecto, especies exclusivas del Eoceno tardío, diferenciándose así con claridad de la asociación lutetiana que determinamos en las calizas de quebrada Concha. Por estas razones, creemos que se trata de calizas diferentes, sugiriendo que hasta que no se aclaren la procedencia exacta de las calizas del río Parrita y su relación estratigráfica con las de quebrada Concha, no se deben incluir en la Formación Parritilla.

Edad de las asociaciones de macroforaminíferos

Las asociaciones de macroforaminíferos están compuestas por especies cuyo rango estratigráfico se restringe al Eoceno Medio temprano (Lutetiano). Entre las especies guías identificadas destacan: *Amphistegina lopeztrigoi* D.K. Palmer, *Helicostegina dimorpha* Barker & Grimsdale, *Lepidocyclina (P.) antillea* (Cushman) y sus formas del tipo *Eulinderina guayabalensis* (Nuttall). De acuerdo con la biozonación de Cole & Applin (1964) y Butterlin (1981), estas especies corresponden en su mayoría con las biozonas de *Helicostegina dimorpha* y *Lepidocyclina antillea*, que a su vez se correlacionan con las zonas de foraminíferos planctónicos P10 y P11-P12, respectivamente (Fig. 9). Debido a que se trata de una tafocenosis compuesta de formas en su mayoría autóctonas, la edad de la asociación representa la edad del depósito.

La ausencia de formas exclusivas o restringidas al Eoceno Superior hace excluir definitivamente una posible edad eocena tardía para las calizas de la quebrada Concha y alrededores.

Correlaciones bioestratigráficas

La asociación de macroforaminíferos estudiada constituye una típica fauna americana del Lutetiano, descrita principalmente en las re-

Zonas de foraminíferos planctónicos	EOCENO MEDIO			
	Lutetiano			Bartoniano
	P10	P11	P12	P13-14
Especies guías (—→ línea filogenética)				
<i>Amphistegina lopeztrigoi</i>	[Horizontal line spanning P10, P11, P12]			
<i>Helicostegina dimorpha</i>	[Horizontal line spanning P10, P11, P12]			
<i>Lepidocyclina(P.)antillea</i>		[Horizontal line spanning P11, P12]		
<i>Lepidocyclina(N.)pustulosa</i>			[Horizontal line spanning P12, P13-14]	

Fig. 9: Distribución estratigráfica de las especies guías de macroforaminíferos identificadas en las calizas de la Formación Parritilla. Rangos bioestratigráficos de acuerdo con Pécheux (1984).

giones del Golfo de México, Chiapas y del Caribe Norte (Baker & Grimsdale, 1936; Butterlin, 1981; Pécheux, 1984; Robinson, 1996). Las asociaciones de los depósitos de quebrada Concha y punta Catedral documentan la presencia de estas faunas también en las zonas neríticas del arco de islas paleógeno del sur de América Central.

En Costa Rica, la fauna de las calizas de quebrada Concha se puede correlacionar muy bien con la fauna eocena de las calizas alodápicas de punta Catedral, Quepos, determinada por J.M. Vila (Azéma et al., 1979). El espectro de especies en ambas calizas es casi idéntico, todas las formas del Eoceno Medio descritas e ilustradas en ese trabajo están presentes en las muestras analizadas en nuestro estudio. En los bloques de calizas, no solo de punta Catedral sino también de puerto Escondido, hemos identificado además la típica microfacies de *Helicostegina dimorpha*, que caracteriza a las calizas de Parritilla. También se encuentran similitudes en la flora. Los análisis micropaleontológicos de esas muestras de caliza señalan la existencia de una rica flora de algas, que se caracteriza también por su contenido de clorofíceas y dasicladáceas principalmente.

Consideraciones cronoestratigráficas

Con base en las asociaciones de macroforaminíferos, cuyo rango estratigráfico se restringue al Eoceno Medio temprano, y su naturaleza autóctona llegamos a considerar la secuencia de la quebrada Concha como localidad tipo del Lutetiano de Costa Rica en su facies nerítica de plataforma. Ahora bien, estas mismas características, en especial el restringido rango estratigráfico, permiten de acuerdo con las normas estratigráficas de Hedberg (1976) introducir además aquí una nueva unidad cronoestratigráfica formal para el Eoceno de Costa Rica, la cual denominamos subpiso Parritilliano, sinónimo del Lutetiano en Costa Rica.

SEDIMENTOLOGÍA

Desde el punto de vista sedimentológico, las calizas de la Formación Parritilla corresponden con

acumulaciones bioclásticas de organismos bentónicos: foraminíferos, algas calcáreas, corales, moluscos, equinodermos y briozoos, principalmente, que se depositaron en un ambiente marino somero de plataforma, localmente protegido. La ocurrencia de algas codiáceas y dasicladáceas atestiguan, en efecto, un ambiente de sedimentación protegido. Ambos grupos de algas son de ambiente marino y substrato fangoso, abundan en áreas lagunares, muy someras y protegidas (Wray, 1980; Flügel, 1982). Las algas rodoficias, a diferencia, son características de un ambiente normal marino y mucho más energético. Del espectro faunístico se deduce también un ambiente similar: la abundancia de miliólidos y textuláridos corrobora la existencia de condiciones de circulación restringidas, mientras que los macroforaminíferos indican un ambiente marino abierto. Las formas grandes de *Nummulites* y *Pseudophragmina* presentes en la microfacies 4 son paleoecológicamente un caso especial, ya que se podría tratar de formas adaptadas a un ambiente más profundo de plataforma externa (Hallock & Glenn, 1986). La presencia escasa, pero común de foraminíferos planctónicos también corrobora la existencia de condiciones normal marinas. Por otro lado, las texturas packstone y grainstone en conjunto con estructuras sedimentarias como laminación paralela, rizaduras de corriente y ocasionalmente gradación sugieren, no obstante, la existencia de un ambiente deposicional mucho más removido. En conclusión, estas características hacen suponer que se trata de una alternancia de depósitos bioclásticos de laguna abierta y depósitos de ambiente mucho más energético de barras o lóbulos bioclásticos.

Estratigrafía secuencial

En términos de estratigrafía de secuencias, las calizas de la quebrada Concha forman una secuencia transgresiva de nivel alto que se depositó discordantemente sobre el Complejo de Nicoya durante un ascenso rápido del nivel del mar. El excelente control bioestratigráfico en conjunto con el carácter eminentemente transgresivo de esta secuencia sobre el basamento hacen posible

una correlación preliminar con la tabla cro-noestratigráfica y de ciclos eustáticos del Cenozoico de Haq et al. (1988). Como lo indica la microfacies de *Helicostegina dimorpha* a la base de la secuencia tipo, la discordancia representaría un límite de la secuencia que se podría ubicar a los 49,5 Ma. Por consiguiente las facies suprayacentes corresponderían con depósitos transgresivos y de nivel alto que empezaron a depositarse aproximadamente a los 49 Ma; mientras que las facies inmediatamente sobreyacentes marcan la superficie de biselamiento basal (terminología de Vera et al., 1989) (*downlap surface*). La inconformidad basal con el basamento corresponde así con un límite de secuencia de tipo 1 (Posamentier & Vail, 1988) y contiene un hiato máximo de 35 millones de años, si se asume una edad cretácica tardía para las rocas del basamento en esta región, pues las rocas datadas del basamento más jóvenes y cercanas afloran en la costa de Herradura y tienen una edad radiométrica de ~84 Ma (Sinton et al., 1997). En general, la distribución y solapamiento de las facies sedimentarias con respecto al basamento, que se observa en esta región (Fig. 3), hacen suponer una transgresión marina lutetiana hacia el sur y suroeste sobre las rocas expuestas del Complejo de Nicoya (Fig. 3).

Desarrollo de la plataforma de Parritilla

Las edades de las asociaciones de macroforaminíferos indican que la sedimentación carbonatada en la sección de quebrada Concha se inició aproximadamente a los 49 Ma. Bioestratigráficamente comprendió las zonas P-10 a P-12 de foraminíferos planctónicos, es decir el Eoceno Medio inferior (Lutetiano). Durante este lapso de tiempo prevaleció una sedimentación normal marina con el florecimiento de comunidades de foraminíferos, algas calcáreas, moluscos y corales escleractínidos. La sedimentación carbonatada terminó, sin embargo, de forma relativamente abrupta con la depositación de la potente secuencia volcánicla de la Formación Caraiques, probablemente a finales del Lutetiano.

Concretamente, la microfacies de packstone bioclástico con extraclastos (MF3) revela, que las comunidades de organismos bentónicos pudieron tolerar y adaptarse al aporte volcánicla moderado (alrededor de un 15% del vol.) que existía permanentemente, sin embargo, su decaimiento drástico en las facies de areniscas híbridas atestigua que no eran capaces de soportar un aporte tan desmedido - en esta facies, el material volcánicla llega a formar hasta un 50% de los granos del esqueleto. Con este aporte, las comunidades fueron inundadas con material volcánicla y la plataforma quedó finalmente sepultada. Esto sugiere, que el desarrollo de la plataforma lutetiana, si bien, se inició con una transgresión marina global, dependió no solo de las variaciones del nivel del mar, sino también en gran medida del aporte de material volcánicla y por lo tanto de la actividad volcánica en el arco interno. El análisis petrográfico indica que se trata de material en gran parte piroclástico procedente de un vulcanismo andesítico. Este tipo de evolución sedimentaria es característico en regiones volcánicamente activas, como los arcos de islas, donde hay un aporte constante de productos volcánicos.

Modelo de plataforma

La figura 10 presenta el modelo paleogeográfico propuesto en este trabajo para explicar la evolución de la plataforma carbonatada marginal de la Formación Parritilla sobre el basamento. En detalle, el modelo comprende: (A) exposición y erosión del basamento ofiolítico por levantamiento tectónico y/o caída drástica del nivel del mar a los ~49,5 Ma; (B) desarrollo de una sedimentación carbonatada de plataforma durante el ascenso rápido de los 49 Ma, la cual prevalece durante 7 millones de años aproximadamente, la discordancia a la base de la secuencia corresponde con una superficie de erosión sobre la cual transgredieron comunidades de macroforaminíferos, algas calcáreas, moluscos y corales; (C) sepultamiento de la plataforma carbonatada y establecimiento de un régimen de plataforma silicicla en respuesta al desmedido aporte de material volcánicla andesítico. Litológicamente, este

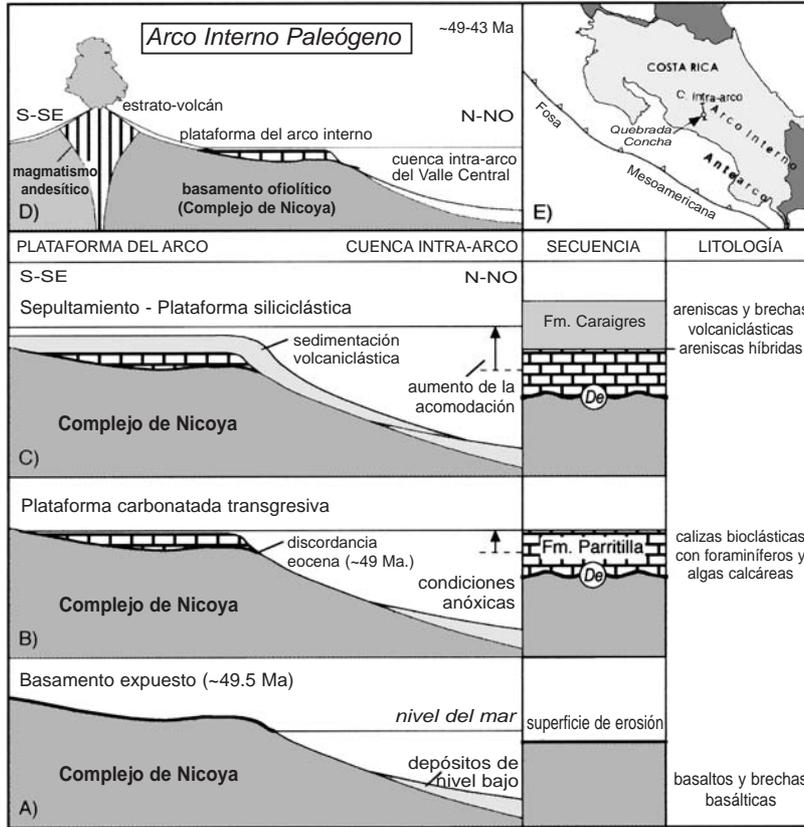


Fig. 10: Modelo de formación de la plataforma carbonatada de Parritilla (A-C) y su posición tectónica en la región interna del arco de islas paleógeno de Costa Rica durante el Eoceno Medio (D-E). Considérese la ubicación del perfil paleotectónico D en el mapa. De: discordancia eocena.

cambio drástico de las condiciones sedimentarias está marcado por la facies de areniscas híbridas, volcánico-clásticas. La acumulación de la potente secuencia volcánico-clástica nerítica sobre las calizas está ligada a un aumento drástico de la acomodación. La acomodación, espacio disponible para la potencial acumulación de sedimentos (Jervey, 1988), está en función de la eustasia y la subsidencia. En este caso, el drástico aumento de la misma se debe sobretodo a la fuerte subsidencia por causa de movimientos tectónicos verticales en la región del arco interno.

IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Las calizas lutetianas de la Formación Parritilla constituyen una secuencia nerítica trans-

gresiva desarrollada sobre el basamento ofiolítico en la región tectónicamente activa del arco interno paleógeno de Costa Rica. Como lo muestra la cartografía de la parte sur del Valle Central, realizada por la Universidad de Costa Rica (Denyer & Arias y Arias & Denyer, 1990), el basamento antearco del promontorio de Herradura y de la fila Chonta se extiende, sin discontinuidad alguna, hasta la región del arco interno situada al sur del Valle Central. Ahora bien, en la historia de evolución del arco de islas de Costa Rica, las secuencias de plataforma carbonatada del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la fila Chonta (Calvo & Bolz, 1991) y la secuencia del Eoceno Medio de la Formación Parritilla, en conjunto con los depósitos siliciclásticos de la Formación Punta Carballo del Mioceno Inferior-Medio, evidencian claramente que esa continuidad

estructural existía desde el Paleoceno. En el Eoceno Medio, las áreas levantadas del basamento ofiolítico se extendían ya desde la región anarco (fila Chonta) hasta la parte interna del arco (Parritilla), llegando a formar en la región central de Costa Rica parte de una plataforma marina de arco de islas con áreas neríticas que persistieron hasta el Mioceno Medio. Es decir, una plataforma marina que probablemente rodeó los aparatos volcánicos emergentes y en la cual tuvo lugar una sedimentación de plataforma carbonata y volcanoclástica.

En la región sur del cerro Carraigres en particular, la secuencia de caliza de Parritilla delimita al mismo tiempo el borde sur de la cuenca terciaria intra-arco del Valle Central, que contiene un relleno volcano-sedimentario de más de 4000 m de espesor (Rivier & Calvo, 1988). La distribución de las unidades sedimentarias en ese sector del Valle Central deja reconocer un solapamiento expansivo (= *onlap*) hacia el S-SW de las facies marinas sobre el basamento ofiolítico (Fig. 10 C-D), que marca en efecto un margen de cuenca. Desde esta perspectiva, la plataforma carbonatada de la Formación Parritilla corresponde también con una plataforma marginal, que transgredió a partir de los ~49 Ma sobre las rocas expuestas del basamento (Fig. 10 D-E). El solapamiento expansivo es también responsable del diacronismo de las unidades sedimentarias con respecto al basamento ofiolítico que se observa en esta región.

Por último, la buena correlación microficial y bioestratigráfica de las calizas de Parritilla con los materiales de punta Catedral fortalecen del mismo modo la teoría de que los materiales neríticos del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior y Eoceno Medio resedimentados en las secuencias de talud de punta Quepos y punta Catedral, respectivamente, provienen de la región levantada del basamento situada al noroeste y norte de Quepos (Calvo & Bolz, 1991).

Vulcanismo y subsidencia de la plataforma del arco Paleógeno

La depositación concordante de la potente secuencia volcanoclástica de la Formación Carai-

gres sobre las calizas lutetianas señala un aumento drástico y constante del espacio sedimentario de acomodación en respuesta a una rápida subsidencia de la plataforma del arco interno. Esta fuerte subsidencia, ya reconocida por Rivier & Calvo (1988), se debió probablemente a movimientos verticales durante una fuerte fase de actividad volcánica eocena. De acuerdo con la composición andesítica y el potente espesor de sedimento volcanoclástico, se trató posiblemente de una subsidencia por compensación isostática de la rápida formación de edificios volcánicos (estrato-volcanes) en el arco interno. Por otro lado, esos depósitos volcanoclásticos andesíticos, que aparecen lateralmente en contacto directo, discordante con el Complejo de Nicoya (Denyer & Arias, 1991), son evidencia de que los magmas paleógenos ascendieron a la superficie penetrando el basamento ofiolítico en la región central de Costa Rica (Fig. 10 D). Si bien, el desarrollo de las plataformas carbonatadas se inició con una rápida transgresión marina sobre el complejo, el desarrollo y persistencia del ecosistema carbonatado estuvo regulado por factores locales. En el caso de la plataforma de Parritilla se trató de un vulcanismo explosivo de composición andesítica, producto de la actividad volcánica del arco interno. El paso transicional de las calizas bioclásticas a la facies volcanoclástica eocena, que está marcado por las areniscas híbridas, indica que la depositación de la secuencia volcanoclástica de la Formación Carraigres se inició probablemente en el Eoceno Medio tardío.

CONCLUSIONES

- 1) Las calizas de la quebrada Concha, localidad tipo de la Formación Parritilla de Costa Rica, que se datan por vez primera en este estudio, constituyen una secuencia de plataforma carbonatada del Eoceno Medio depositada sobre rocas cretácicas del Complejo Ofiolítico de Nicoya.
- 2) Las calizas bioclásticas contienen una asociación de macroforaminíferos de la parte inferior del Eoceno Medio (Lutetiano), caracterizada por especies y morfotipos de la línea filogenética *Amphistegina-Helicostegina-Lepidocyclina* (*Polylepidina*).

- 3) Con base en la alta resolución bioestratigráfica de la asociación de macroforaminíferos presente, consideramos la secuencia de quebrada Concha como una localidad tipo del Eoceno Medio y además definimos una nueva unidad cronoestratigráfica formal para el Eoceno, la cual denominamos subpiso Parritillano, sinónimo del Lutetiano de Costa Rica.
- 4) En términos de estratigrafía de secuencias, las calizas de la quebrada Concha representan una secuencia de plataforma marginal, constituida por depósitos transgresivos de nivel alto que se depositaron durante un ascenso rápido del nivel del mar. La microfacies de *Helicostegina dimorpha* de las calizas permite correlacionar la discordancia con el Complejo de Nicoya, a la base de la secuencia, con el límite de secuencia de tipo 1 de los 49,5 Ma.
- 5) La sedimentación carbonatada de la Formación Parritilla terminó abruptamente con la depositación de una potente secuencia volcánicla. El aporte desmedido de material volcánico llegó a sepultar las comunidades de macroforaminíferos y algas calcáreas. De este modo, el desarrollo de la plataforma dependió fuertemente del aporte de material volcánicla.
- 6) El paso transicional de las calizas a la secuencia volcánicla suprayacente, marcado por la facies de areniscas híbridas, indica que la depositación de la secuencia de la Formación Carraigres se inició probablemente en el Eoceno Medio tardío.
- 7) Paleogeográficamente, la secuencia de Parritilla representa una plataforma carbonatada marginal instalada en el borde sur de la cuenca intra-arco del Valle Central.
- 8) En la historia de evolución morfotectónica de Costa Rica, las calizas eocenas de la Formación Parritilla marcan la existencia de una plataforma de arco interno, constituida por rocas del basamento ofiolítico levantado. Esta plataforma estuvo sometida a una fuerte y constante subsidencia que permitió la acumulación de la potente secuencia

volcánicla de la Formación Carraigres alrededor de los aparatos volcánicos emergentes, que se ubicaron probablemente más hacia el sur de la zona de estudio y que ascendieron penetrando el basamento ofiolítico.

- 9) La buena correlación microfacial y bioestratigráfica de las calizas de Parritilla y de fila Chonta (Calvo & Bolz, 1991) con las calizas alodálicas de Quepos indican que las áreas de procedencia más probables de las últimas son las plataformas del arco interno y externo de la región central de Costa Rica. En general, las edades de las asociaciones de macroforaminíferos de las calizas y calcarenitas alodálicas de la región antearco permiten identificar un evento importante de resedimentación de materiales calizos del Eoceno Medio en los taludes de la región antearco de Costa Rica.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a Teresita Aguilar y Percy Denyer (San José) por la lectura del manuscrito y a Siegfried Kussmaul (San José) por la ayuda en la publicación de este trabajo. Nuestro especial agradecimiento a Martin Meschede (Greifswald) y Wolfgang Frisch (Tübingen) por hacer posible el trabajo de microscopía, incluyendo la microfotografía.

REFERENCIAS

- ARIAS, O. & DENYER, P., 1990: Geología de la hoja Carraigres. - Mapa geológico 1:50000, Inst. Geogr. Nacional, Costa Rica.
- AZÉMA, J., GLAÇON, J., TOURNON, J. & VILA, J.-M., 1979: Precisiones acerca del Paleoceno de puerto Quepos y sus alrededores, provincia de puntarenas, Costa Rica. - Inst. Geogr. Nacional, Inf. Semestr. Julio-Dic.: 77-88.
- BARKER, R. & GRIMSDALE, T. F., 1936: A contribution to the phylogeny of the orbitoidal Foraminifera with description of new forms from the Eocene of Mexico. - J. Paleont., 10: 231-247.
- BUTTERLIN, J., 1981: Claves para la determinación de macroforaminíferos de México y del Caribe, del

- Cretácico Superior al Mioceno Medio. - 259 págs. Inst. Mex. Petrol., México.
- CALVO C., 1987: Las calizas neríticas de la vertiente pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: Épocas y sistemas asociados con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central meridional. - 165 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- CALVO, C. & BOLZ, A., 1991: La Formación Espíritu Santo (Costa Rica): Sistemas de plataforma carbonatada autóctona del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. - *Rev. Geol. América Central*, 13: 91-95.
- Cole, W. S., 1969: Internal structure, stratigraphic range and phylogenetic relationship of certain American Eocene Foraminifera. - *Contr. Cushman Found. Foraminifera Res.* 20: 77-86.
- COLE, W. S. & APPLIN, E. R., 1964: Problems of the geographic and stratigraphic distribution of American Middle Eocene larger foraminifera. - *Bull. Am. Paleontol.* 47: 1-49.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región central de Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, 12: 1-59.
- FLÜGEL, E., 1982: Microfacies analysis of limestones. - 633 págs. Springer, Berlin.
- HALLOCK, P. & GLENN, E. C., 1986: Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. - *Palaiois*, 1: 55-64.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. - En: WILGUS, C. R. et al. (eds.): Sea-level changes: An integrated approach. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 42: 71-108.
- HEDBERG, H. D., (ed.), 1976: International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. - 205 págs. John Wiley & Sons, New York.
- JERVEY, M. T., 1988: Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. - En: WILGUS, C.R. et al. (eds.): Sea-level changes: An integrated approach. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.* 42: 47-69.
- MALAVASSI, E., 1961: Some Costa Rican larger foraminiferal localities. - *J. Paleontol.* 35: 498-501.
- MORA, C. R., 1985: Sedimentología y geomorfología del sur de la península de Nicoya (provincia de Puntarenas, Costa Rica). - 148 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geol.].
- OBANDO, J. A., 1986: Sedimentología y tectónica del Cretácico y Paleógeno de la región de Golfito, península de Burica y península de Osa, provincia de Puntarenas, Costa Rica. - 211 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- PÉCHEUX, J. F., 1984: Le Sénonien superior-Tertiaire du Chiapas (SE Mexique) et ses macroforaminifères. - 159 págs. Univ. de Niza, Niza [Tesis Ph.D.].
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R., 1988: Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. - En: WILGUS, C.R. et al. (eds.): Sea-level changes: An integrated approach. - *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.* 42: 125-154.
- ROBINSON, E., 1996: Using larger foraminifera in high resolution biostratigraphy: An example from the Eocene of the Gulf of Mexico and Northern Caribbean. - *Palaiois*, 11: 220-229.
- RIVIER, F. & CALVO, C., 1988: Terciario del sur del Valle Central: Sección estratigráfica del cerro Carraigres, provincia de San José, Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, 9: 61-74.
- SINTON, C.W., DUNCAN, R.A. & DENYER, P., 1997: Nicoya Peninsula, Costa Rica: A single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. - *J. Geophys. Res.*, 102: 15,507-15,520.
- SPRECHMANN, P., 1984: Estratigrafía de Costa Rica (América Central), I: Unidades estratigráficas sedimentarias. - En: SPRECHMANN, P. (ed.): Manual de Geología de Costa Rica. Volumen 1: Estratigrafía. - Ed. Univ. de Costa Rica, San José: 265-289.
- WEYL, R., 1957: Beiträge zur Geologie der Cordillera de Talamanca, Costa Rica (Mittelamerika). - *Neues Jahrb. Geol. Paläont.*, 105: 123-204.
- WILSON, J. L., 1975: Carbonate facies in geologic history. - 471 págs. Springer, Berlin.
- WRAY, J. L., 1980: Calcareous Algae. - En: HAQ, B. U. & BOERSMA, A. (eds.): Introduction to marine micropaleontology. Elsevier, New York: 171-187.
- VERA, J.A., RIBA, O. & REGUANT, S., 1989: Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas. - *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 381-401.
- ZUFFA, G.G., 1985: Optical analysis of arenites: Influence of methodology on compositional results. - En: Zuffa, G. G. (ed.): Provenance of arenites. - NATO ASI Ser. C: Math. Phys. Sci. 148, D. Reichel, Dordrecht: 165-189.