

Rev. geol. Amer. Central 2: 63-87; San José, Costa Rica 1985.

ACERCA DE LA FORMACION DEL PUENTE-ISTMO CENTROAMERICANO MERIDIONAL, CON ENFASIS  
EN EL DESARROLLO ACAECIDO DESDE EL CAMPANIENSE AL EOCENO

Hartmut Seyfried  
Peter Sprechmann

Escuela Centroamericana de Geología  
Universidad de Costa Rica  
Ciudad Universitaria - Apartado 35  
Costa Rica, América Central

ABSTRACT

The southern part of the Central American isthmus resulted from the subduction of the oceanic Pacific plate beneath the oceanic Caribbean plate. The rise of this land-bridge from the pre-Campanian ocean floor is characterized by a Campanian to Eocene island arc stage, an Oligocene to Miocene swell stage as well as a Pliocene to Recent mountain chain stage. The present study deals mainly with the island arc stage. The first island arcs emerged towards the beginning of the Late Campanian: a non-volcanic archipelagos of basaltic islands bounded by strike-slip fault scarps. Where insular shelves did exist, they were colonized by rudist biostromes; the talus originated mainly by rock-falling and avalanching. As early as at the end of the Late Campanian, the greater part of this basaltic archipelagos subsided. During the Paleocene and the Eocene, it became more or less deeply buried under hemipelagic sediments deriving from the active andesitic island arc which formed at the site of the actual mainland. The borders of this andesitic island arc were oversupplied with clastics due to excessive erosion. Thus, carbonate shelves could hardly extend and were restricted to some patchy areas where communities of larger foraminifera and red algae developed during the Middle-Upper Eocene. Due to local uplift, however, a relatively small isolated Bahama-type carbonate platform established in the western Bajo Tempisque area, producing the (probably Eocene) Barra Honda formation. This carbonate platform both supplied slide blocks to the adjacent basins and was surged up and by-passed by turbidites deriving from the andesitic island arc. Paleovertebratological data evidence that from both island chains only the Campanian one permitted an exchange of terrestrial animals between North and South America. This early connection must have been disrupted, from the latest Campanian onward, by transform displacements and/or plate rotations. In this context it may be annotated that the present-day geological configuration in the Costa Rican area provides only incomplete paleogeographical profiles. A hypothetical section fitting the Peninsula de Nicoya and Bajo Tempisque area with the Quepos — Fila Costeña — Talamanca area would join the missing links. This configuration, however, requires NW-SE lateral displacements which, at the moment, can neither be localized nor be proved due to the lack of paleomagnetical data.

## RESUMEN

La región meridional del istmo centroamericano se originó por la subducción de la placa del Pacífico por debajo de la del Caribe. El levantamiento del puente-istmo a partir del fondo oceánico pre-Campaniense se materializó en las siguientes etapas: a) un estadio de arco de islas (Campaniense a Eoceno), b) un estadio de "umbral" ("swell") (Oligoceno a Mioceno), y c) un estadio de puente-istmo o de cordillera montañosa (Plioceno a Reciente). El presente estudio analiza principalmente el estadio de arco de islas. El arco de islas primitivo se constituyó, al inicio del Campaniense Superior, como un archipiélago de islas basálticas volcánicamente inactivas, definidas por fallas de salto en dirección. Las áreas de plataformas insulares creadas fueron colonizadas por biostromos de rudistas. Los sedimentos de pie de escarpe se originaron, en lo principal, a partir de caída de detrito y por avalanchas. En el Campaniense Tardío cuspidal dió inicio una fase de subsidencia que afectó a la mayor parte del archipiélago basáltico. Durante el Paleoceno y Eoceno este quedó más o menos profundamente sepultado por sedimentos hemipelágicos originados en el arco de islas andesítico volcánicamente activo. Este se edificó en la región que hoy ocupa Costa Rica ístmica. Los bordes del arco de islas andesítico fueron sobrealimentados por material clástico originado en una intensa erosión. En consecuencia, plataformas carbonatadas sólo pudieron desarrollarse en áreas restringidas siendo colonizadas por comunidades de macroforaminíferos y algas rojas. El área occidental del Bajo Tempisque fué afectada por un ascenso local, permitiendo el establecimiento de una plataforma carbonatada aislada del tipo "Bahama", originando las litofacies que definen a la Formación Barra Honda, depositada probablemente en el Eoceno. Esta plataforma carbonatada alimentó con bloques deslizados a las cuencas adyacentes. Corrientes de turbidez provenientes del arco de islas andesítico se proyectaron hacia la base de esta plataforma, siendo en parte desviadas alrededor de ella ("by-passing"). Datos paleovertebradológicos señalan que sólo fue posible un intercambio de faunas terrestres entre las Américas del Norte y del Sur por el archipiélago de islas basálticas del Campaniense Superior. Estas migraciones se vieron presumiblemente interrumpidas por disrupciones laterales transformantes que afectaron a esta cadena insular. En este contexto, debe señalarse que la configuración geológica actual del área de Costa Rica proporciona sólo cortes paleogeográficos incompletos. Un transecto hipotético que, por una parte, enlace las regiones de Nicoya y del Bajo Tempisque y, por otra, las áreas de Quepos — Fila Costeña — Talamanca permitiría relacionar componentes originados en un mismo contexto paleogeográfico. No obstante, una reconstrucción de este tipo requiere desplazamientos laterales NW-SE que no pueden ser ubicados ni comprobados mientras no existan datos paleomagnéticos que los sustenten.

## INDICE

1. INTRODUCCION .....
2. EL ARCHIPIELAGO DE ISLAS BASALTICAS DEL CAMPANIENSE (ETAPA 2) .....  
Plataformas insulares con biostromos de Rudistas .....  
Naturaleza de los escarpes del archipiélago de islas basálticas .....
3. EL ARCO DE ISLAS ANDESITICO VOLCANICAMENTE ACTIVO DEL  
MAASTRICHTIENSE — EOCENO (ETAPA 3) .....  
El área del Bajo Tempisque: región clave para la reconstrucción  
paleogeográfica .....  
La problemática del área de Quepos .....  
La problemática de las calizas con macroforaminíferos .....
4. BREVE RESEÑA DE LA EVOLUCION ULTERIOR DURANTE EL OLIGOCENO —  
PLEISTOCENO (ETAPAS 4 y 5) .....
5. ANALISIS COMPARATIVO CON ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y PALEOVERTEBRA-  
DOLOGICOS .....  
Sinopsis de los resultados de análisis estructurales .....  
Sinopsis de los datos paleovertebradológicos .....
6. AGRADECIMIENTOS .....
7. BIBLIOGRAFIA .....

## 1. INTRODUCCION

Durante el Plioceno se constituyó en forma definitiva el puente-istmo que une a la América del Norte con la América del Sur, como consecuencia de la subducción de la placa del Pacífico por debajo de la del Caribe. La formación del istmo puede ser dividida en 5 etapas tecto-sedimentarias:

- 1 *Bathoniense* — *Santoniense* (cf. Baumgartner et al. 1984): Formación de corteza oceánica y depositación de sedimentos eupelágicos
- 2 *Campariense*: Constitución de un archipiélago volcánicamente inactivo a raíz de un levantamiento que afectó a un tramo relativamente angosto de la corteza oceánica

- 3 *Maastrichtiense* — *Eoceno*: Subsistencia del archipiélago Campaniense; instalación de un arco de islas andesítico volcánicamente activo en la región del actual istmo
- 4 *Oligoceno* — *Mioceno*: Fusión de las plataformas insulares y de los diferentes aparatos volcánicos para constituir un puente tipo "umbral" bordeado por amplias llanuras de marea siliciclásticas, con levantamiento concomitante de la Península de Nicoya
- 5 *Plio-Pleistoceno* — *Reciente*: Transformación del "umbral" en puente-istmo por un levantamiento acelerado. Formación de potentes depósitos de piedemonte (cf. Rivier & Seyfried 1985).

La historia oceánica más antigua del actual puente-istmo (*etapa 1*) ha sido intensa y profundamente estudiada, sobre todo en la Península de Nicoya (cf. recopilación de Sprechmann 1984; así como recientes investigaciones de Wildberg 1983, H.-J. Gursky 1984 y Baumgartner et al. 1984). La historia moderna (*etapas 4 y 5*) igualmente ha sido analizada por medio de diversos encares (Fischer 1981, Sprechmann 1982, Weyl 1980).

Por el contrario, solo existe un conocimiento limitado acerca de la historia temprana del istmo centroamericano meridional (*etapas 2 y 3*). Schmidt-Effing (1974) y Stibane et al. (1977) identificaron calizas con rudistas del Campaniense, señalando que constituían la evidencia más antigua de un levantamiento a nivel nerítico de la corteza oceánica. Simpson (1950), y Bonaparte (1984a,b) demostraron que esta antigua conexión posibilitó un importante intercambio faunístico de vertebrados terrestres.

En lo referente a la constitución del posterior arco de islas andesítico (*etapa 3*), hasta el presente no existen informaciones fehacientes. Ello es debido a que los aparatos volcánicos que lo formaban han sido erosionados o se encuentran sobreyacidos por potentes secuencias más modernas. Solo han quedado preservadas escasas secuencias neríticas, las que proporcionan limitadas informaciones paleogeográficas.

Por lo tanto, para obtener informaciones acerca de las características insulares y las de los ambientes continentales, es me-

nester analizar los *sedimentos contemporáneos submarinos de talud*. Esta es la metodología principal utilizada en los trabajos de campo que respaldan este estudio.

En este contexto, es necesario aclarar que se ha utilizado el concepto "arco de islas" únicamente en su acepción restringida, es decir, en vinculación con la existencia real de islas.

Además, debe aclararse que los conceptos de arco magmático "externo" e "interno" (cf. Mora 1981a), frecuentemente utilizados en la literatura concerniente a la geología de Costa Rica, pueden originar confusiones, debido a que:

- a) ambos complejos nunca coexistieron, sino que se sucedieron temporalmente, de forma tal, que el complejo más antiguo, de naturaleza basáltica, fue parcialmente sepultado por los derrubios originados a partir de la erosión del complejo andesítico, más moderno
- b) existe la posibilidad de que la Península de Nicoya, constituida en lo fundamental por basamento oceánico, se situara originalmente en una posición paleogeográfica diferente a la actual en relación al arco andesítico "interno" (compárese cap. 3).

## 2. EL ARCHIPIELAGO DE ISLAS BASALTICAS DEL CAMPANIENSE (ETAPA 2)

### *Plataformas insulares con biostromos de rudistas*

Los depósitos neríticos más antiguos identificados en Costa Rica se encuentran en lo principal en la Península de Sta. Elena, en Playa Panamá, al norte de Coco, así como en la cuenca del Río Tempisque (Cerro Cebollín, en los alrededores de Bolsón — cf. Stibane et al. 1977; véase Fig. 1).

En primer lugar, se analiza la sección estratigráfica levantada en la Península de Sta. Elena (<sup>3</sup>57,100/<sup>3</sup>20,700, hoja 3048 I Murciélago; véase Fig. 1). Allí se encuentra el único afloramiento de la península que presenta una tanatocenosis indígena de rudistas. Las calizas a rudistas, de color predominante rojo, han sido explotadas en una pequeña cantera hasta hace unos años.



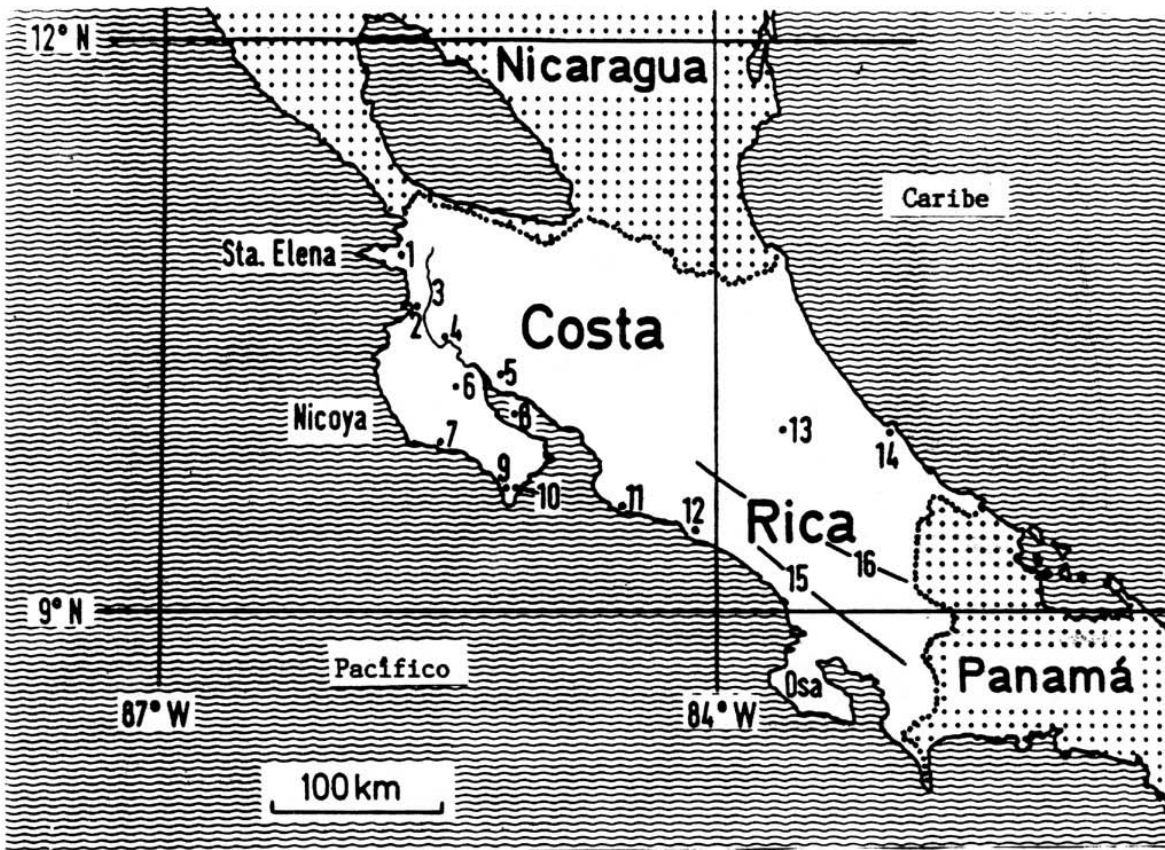


Fig. 1: Ubicación de las localidades citadas en el texto

1:  $3^{\circ}57,100/3^{\circ}20,700$ ; 2: Playa Panamá; 3: Río Tempisque; 4: Cerro Ce-  
 bollín (NE' Bolsón); 5: Cerros Cerco de Piedra, Cerro Barbudal;  
 6: Barra Honda; 4 - 5 - 6: Cuenca del Bajo Tempisque; 7: Punta Indio  
 (SW' Sámara); 8: Golfo de Nicoya; 9: Malpais; 10: Montezuma;  
 11: Punta Judas; 12: Quepos (Punta Catedral, Playa Espadilla, Punta  
 Serrucho); 13: Las Animas (Turrialba); 14: Limón; 15: Fila Costeña  
 (comprende la Fila de Cal); 16: Cordillera de Talamanca.

En lo principal, los sedimentos estan constituidos por biostromos de rudistas y por calizas bioclásticas, con un alto contenido en detrito de basalto. Schmidt-Effing (1974) agrupó estas litofacies en la *Formación El Viejo*. A partir de la sección estratigráfica de la Fig. 2 resulta fácil reconocer la estrategia de colonización utili-

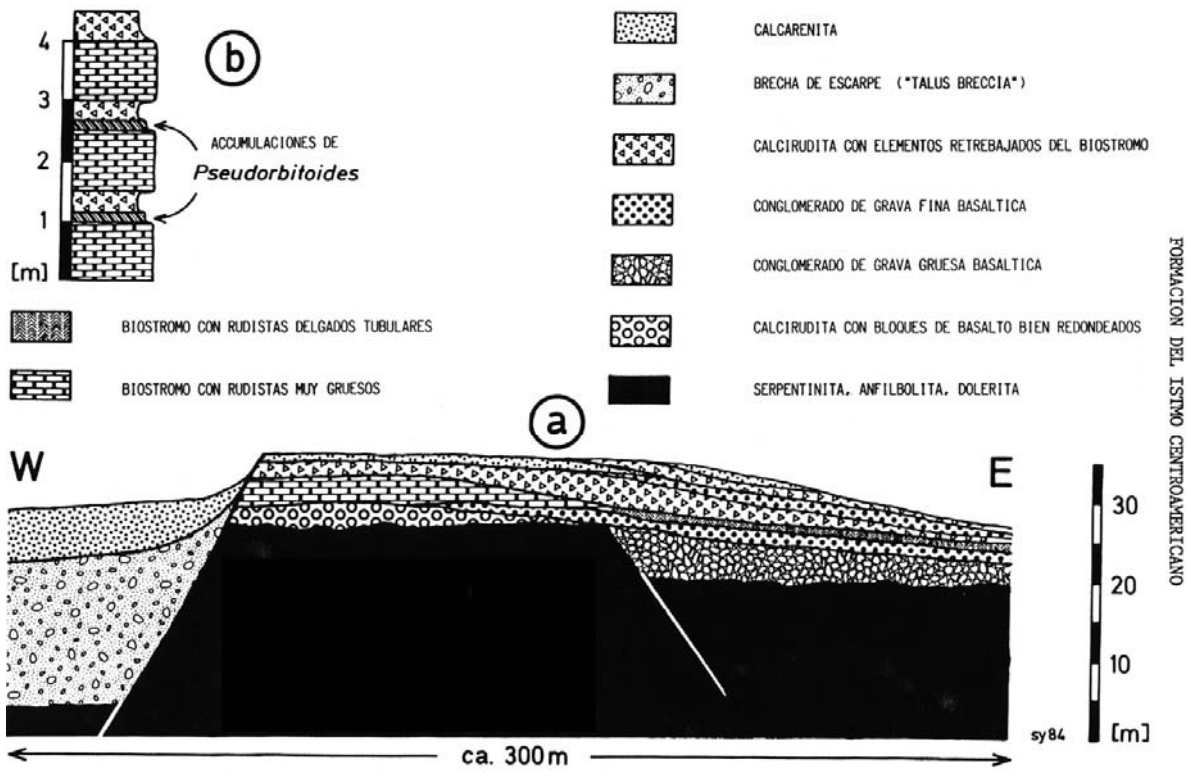


Fig. 2: Sección estratigráfica de la cantera de "marmol rojo" y sus alrededores situada en la península de Sta. Elena en '57,100/'20,700, con detalle de la distribución de las litofacias (a) y en particular de los biostromos de rudistas (b).

zada por los rudistas. Consistió en un mejoramiento paulatino del hábitat por medio del relleno de pequeñas irregularidades del relieve a partir de biodetrito de granulometría relativamente gruesa (cf. Gili 1984). En ningún caso han sido observadas asociaciones de rudistas en posición de vida situadas directamente sobre el basalto, sino sólo sobre un substrato constituido por sedimentos clásticos gruesos y medianos. En ambientes más protegidos, micríticos, crecieron colonias con rudistas tubulares delgados, en tanto que en áreas cercanas al margen de la "plataforma" la colonización se verificó por especies de paredes muy gruesas (cf. Gili 1984). La interpretación de un ambiente cercano al margen de "plataforma" habitado por rudistas con tests muy gruesos queda también corroborada por la estructura cíclica del perfil, posiblemente originada por eventos de tempestades (biostromo de rudistas — caliza a macroforaminíferos con *Pseudorbitoides israelskyi* — brechas de re-trabajamiento; véase Fig. 2b).

Adquiere particular relevancia el hallazgo de cantos de basalto bien redondeados y bloques de igual morfología. Atestiguan, respectivamente, procesos de retrabajado litoral y la existencia en las inmediaciones de un *substrato basáltico*. La abundante presencia de detrito basáltico de las más diversas granulometrías excluiría un transporte desde una fuente lejana (al respecto, véase Tournon & Azéma 1980).

Asimismo debe destacarse la existencia a lo largo de toda la sección estratigráfica de un potente depósito de escarpe submarino, el cual se interdigita directamente con el margen de la "plataforma" colonizada por rudistas de paredes muy gruesos. El origen de este escarpe es, sin duda, tectónico. Su presencia prueba — junto a la ausencia de tobas y de lavas — la génesis no volcánica del archipiélago de islas basálticas (véase Fig. 2a). El depósito de pie de escarpe ("talus") contiene grandes rudistas y nerineas integralmente preservados, así como fragmentos de rudistas, nerineas,



corales e hidrozoos, junto a fragmentos del biostromo consolidados contemporáneamente.

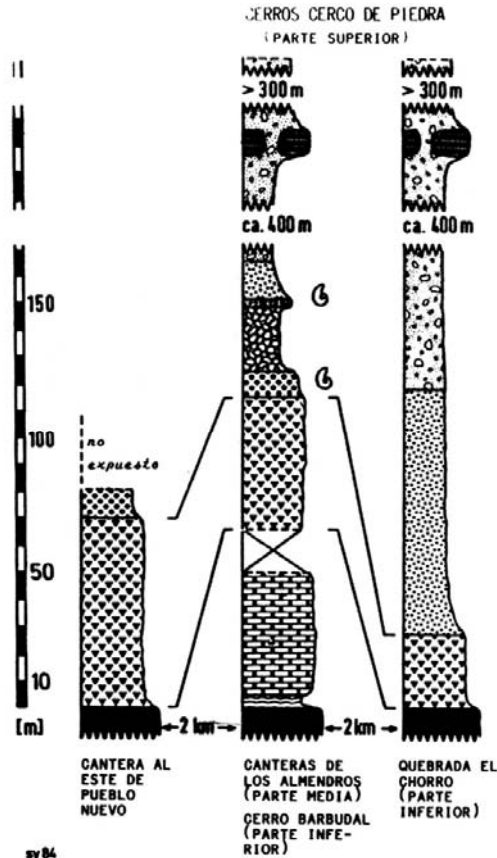
Similares observaciones fueron efectuadas en los restantes afloramientos de biostromos de rudistas del Campaniense citados supra. Ello permite deducir que el ambiente de sedimentación de las litofacies que constituyen la Formación El Viejo tuvo carácter de una *plataforma insular*. La edad de la sedimentación puede ser establecida en base al macroforaminífero *Pseudorbitoides israelskyi*, cuya Zona de Extensión (=Acrozona) abarca las Zonas UC 11-12 sensu Van Gorsel (1978: fig. 30) del Campaniense Tardío alto.

Consideramos que probablemente el archipiélago basáltico se constituyera como consecuencia de una elevación acelerada que afectó a una faja de la corteza oceánica más antigua.




#### *Naturaleza de los escarpes del archipiélago de islas basálticas*

En los alrededores del Cerro Barbudal ( $414,700/243,800$  — hoja 3146 I Abangares) se encuentran una serie de afloramientos que exhiben con mayor perspicuidad la naturaleza de los escarpes del archipiélago de islas basálticas. Elucidan que — junto a las islas, bordeadas por plataformas insulares, más o menos anchas, colonizadas por rudistas — existían también un conjunto de promontorios insulares que poseían un relieve lo suficientemente empinado como para impedir la instalación de biostromos mayores. Esto se deduce por las grandes cantidades de derrubio basáltico presente, sea meteorizado o inalterado, acumulado principalmente en forma de depósitos submarinos de avalanchas de rocas, en un abanico de sedimentos muy proximales (véase Fig. 3). Los derrubios contienen cantidades reducidas, pero constantes, de radiolarita y de caliza silíceas. Fueron vertidos en su mayoría desde una dirección suroeste la cual se verificó principalmente dentro de los conglomerados y brechas con "foresets" planares.




Fig. 3: Columnas estratigráficas esquematizadas del área de Barbudal, principalmente constituidas por sedimentos de talud depositados desde el Campaniense al Eoceno Tardío. Para la ubicación véase el texto.



**SEDIMENTOS DE TALUD DEL AREA DE LOS CERROS CERCO DE PIEDRA (MAASTRICHTIENSE A EOCENO)**

-  DEPOSITOS DE ABANICO INTERIOR A MEDIO CON PREDOMINANCA DE DETRITO ANDESITICO
-  OLISTOSTROMAS CON GRANDES OLISTOLITOS DE ROCAS CARBONATADAS PROCEDENTES DE LA FORMACION BARRA HONDA
-  DEPOSITOS DE ABANICO INTERIOR EXTERNO A ABANICO MEDIO CON PREDOMINANCA DE DETRITO BASALTICO

**SEDIMENTOS DE ESCARPE DE FALLA DEL AREA DEL CORREDOR DE BARBUDAL (CAMPANTIENSE)**

-  DEPOSITOS DE FLUJOS DE GRANOS CON *Pseudonitoides* ASI COMO OLISTOSTROMAS CON FOSILES NERITICOS, RESTOS DE MADERA Y AMMONITES
-  CONGLOMERADOS BRECHOSOS CON ESTRATIFICACION GRADADA O "FORESETS" PLANARES, DEPOSITOS DE FLUJOS DE GRAVA O DE ARENA, PSAMITAS GRAVOSAS O DEPOSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS ASI COMO BRECHAS DE BLOQUES DE BASALTO NO METEORIZADO CONTEMPORANEAMENTE
-  DEPOSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS, BRECHAS CONGLOMERADICAS CON "FORESETS" PLANARES, BRECHAS CON GRADACION NORMAL O INVERSA, DEPOSITOS DE AVALANCHAS DE DESMORONAMIENTO COMPUESTOS POR DETRITO BASALTICO DE COLOR ROJO VINOSO (METEORIZACION PREVIA)

**ROCAS OCEANICAS MAS ANTIGUAS DEL AREA DEL CERRO BARBUDAL**

-  CALIZAS SILICEAS Y RADIOLARITAS, TOBAS VERDES (SE-LADONITIZADAS) VITREAS (IGNIMBRITAS SUBMARINAS), BASAMENTO BASALTICO

El espectro de sedimentos proximales abarca desde brechas submarinas de desmoronamiento o de avalancha de rocas a brechas no organizadas o inversamente gradadas, hasta depósitos de flujos de escombros soportados por matriz, psamitas gravosas ("pebbly sandstones") o depósitos de flujos de gravilla ("granule flow deposits") y sedimentos de flujos de arena ("sand flow deposits"). En Fig. 3 se señalan las unidades en las que se identificaron ammonites. Además, se encuentran inocerámidos, así como abundantes fósiles neríticos retrabajados, como rudistas, erizos, corales y macroforaminíferos. Entre los últimos se identificó nuevamente *Pseudorhithoides israelskyi*.

La existencia de áreas cercanas emergidas puede ser inferida a partir de restos de madera y a los ya mencionados cantos meteorizados de basalto. Un indicio acerca de la existencia de escalones originados por fallas ("gradins de faille") y, con ellas, de una tectónica distensiva lo proporciona el hecho de que se encuentran depósitos proximales sobreyaciendo tanto directamente al basalto como, en otra localidad (véase Fig. 3), una secuencia basalto — toba vítrea — caliza silícea.

Rivier (1983) designó como *Formación Barbudal* a los sedimentos proximales que se encuentran en la región homónima, atribuyéndoles un origen continental. Los argumentos expuestos precedentemente atestiguan, no obstante, una procedencia a partir de amplios escarpes submarinos. Estos se encuentran normalmente asociados a suturas geotectónicas dinámicas como ser fallas de salto en dirección o mantos de sobrecorrimiento (cf. Gaupp 1982). Evidencias de campo indican, al menos para el área tipo, que el origen de los escarpes se debió al primero de los mecanismos citados.

3. EL ARCO DE ISLAS ANDESITICO VOLCANICAMENTE ACTIVO DEL  
MAASTRICHTIENSE — EOCENO (ETAPA 3)

*El area del Bajo Tempisque: región clave para la reconstrucción paleogeográfica*

En el Campaniense Tardío cuspidal dió inicio una fase de subsidencia que afectó a la mayor parte del archipiélago de islas basálticas, siendo cubierto por potentes secuencias de sedimentos hemipelágicos. El predominio de clastos basálticos en las fracciones gruesas de estos sedimentos fue rápidamente sustituido por el prevalecer de componentes andesíticos. Paralelamente, se constata en la fracción arenosa un aumento paulatino del contenido en cuarzo (véase Fig. 3). El área de aporte de estos componentes debió haberse situado en el arco de islas andesítico activo que se fue edificando en forma paulatina hacia el este. El momento en que se constituyó una *cadena de islas* más o menos continua puede ser inferido por la primera aparición en las hemipelagitas de *cantos y bloques de andesita con esfericidad litoral*. Este acontecimiento se sitúa, según nuestras observaciones, en el Paleoceno Tardío. A más tardar a partir de esta época los bordes del arco de islas andesítico fueron sobrealimentados constantemente por material clástico originando a partir de una intensa erosión. En casos extremos se desprendieron *acumulaciones supercríticas de materiales arenosos presorteados en áreas perilitorales*, originando *megaturbiditas* como las ubicadas en Punta Indio, al sureste de Sámara.

A raíz de un levantamiento local que afectó a la región occidental del Bajo Tempisque se formó una plataforma carbonatada del tipo "Bahama", que alcanzó una extensión máxima de unos 500 km<sup>2</sup>, sobre la que se originaron las calizas de la Formación Barra Honda (véase Mora 1981b). Según las evaluaciones paleontológicas efectuadas hasta el presente, estas litofacies se generaron probablemente en el Eoceno (compárese cap. 5).

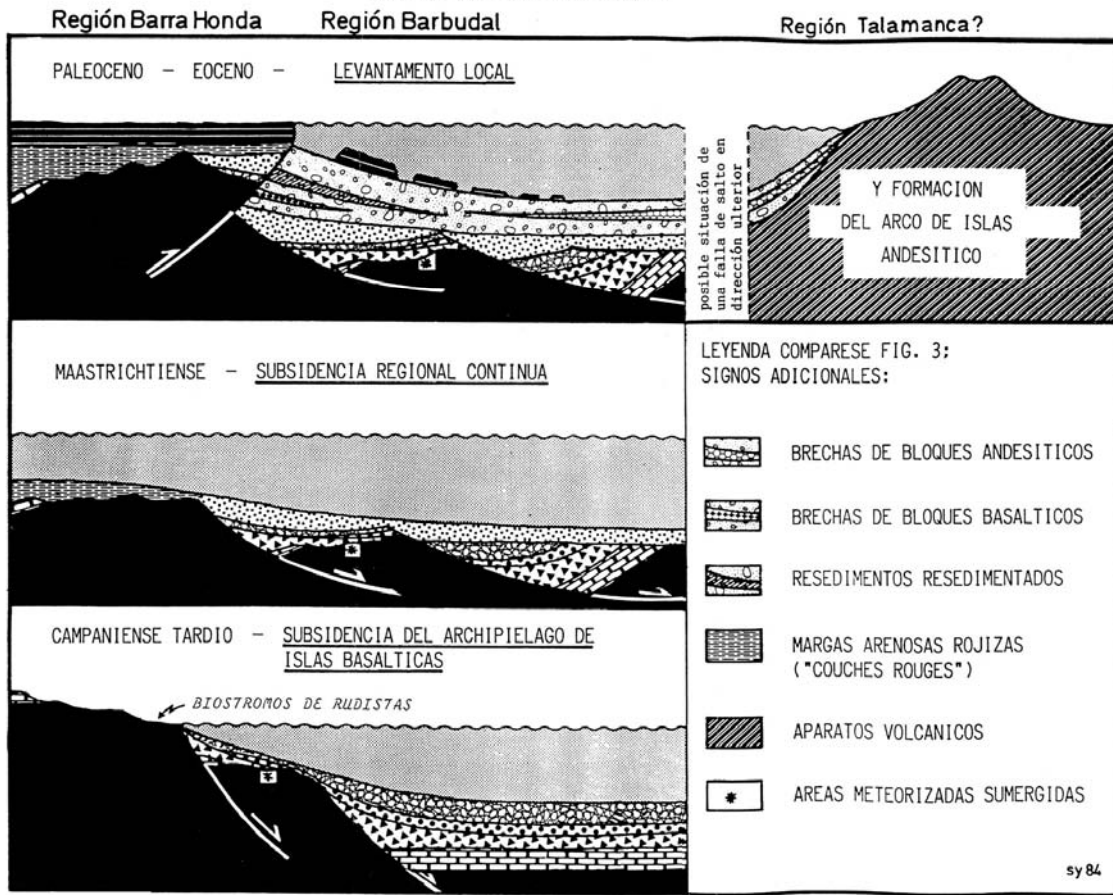


Fig. 4: Evolución estructural del área al Eoceno Tardío

Rivier (1983) postuló una edad Oligocena Tardía - Miocena Temprana para esta unidad, la cual se descarta por la existencia de detrito de las más diversas granulometrías e incluso la presencia de bloques deslizados procedentes de esta plataforma dentro de sedimentos de talud en los Cerros Cerco de Piedra (véase Fig. 3). De acuerdo a los conocimientos disponibles la despositación de estos sedimentos del talud se verificó antes del Oligoceno. Por otra parte, asociaciones de ostracodos identificados en esta formación no presentan ningún género viviente, lo cual indica una edad Paleógena.

En base a las observaciones expuestas se ha elaborado un esquema de la evolución estructural que afectó al área del Bajo Tempisque, y cuyos detalles se exponen en la Fig. 4. Es menester enfatizar acerca de la posible existencia de una zona de fallamiento de salto en dirección al este de la zona considerada, debido a que en la configuración geográfica actual no es posible hallar rocas más antiguas al Mioceno. Como posible área de origen del arco de islas andesítico de la *etapa 3*, se podría considerar la región de la Cordillera de Talamanca y sus estribaciones septentrionales, según lo sugerido en la Fig. 4.

#### *La problemática del área de Quepos*

Los márgenes inestables de la plataforma carbonatada de "Barra Honda" suministraron fragmentos y bloques deslizados a casi todos los sedimentos de talud contemporáneos que la rodeaban. Estos componentes se encuentran, además, también dentro de sedimentos de talud *proximales* en el área de Quepos. Los citados sedimentos constituyen principalmente asociaciones de facies correspondientes a un abanico superior a medio superior (véase Fig. 5). El detrito procedente de "Barra Honda" está incluido en sedimentos de flujos de escombros, así como en conglomerados y brechas no organizadas, tratándose de sedimentos que se depositaron dentro de canales de distribución primarias. Considerando:

- a) La situación actual geográfica de la plataforma carbonatada de Barra Honda (cf. Fig. 1)
- b) El hecho de que la gran mayoría de los depósitos de granulometría gruesa citados fueron aportados desde el *oeste*



ASOCIACIONES DE FACIES DE ABANICO INTERIOR



DEPOSITOS DE FLUJOS DE ESCOMBROS



BRECHAS DE BLOQUES CONGLOMERADICAS NO ORGANIZADAS ASI COMO CONGLOMERADOS CON GRADACION NORMAL O INVERSA



CONGLOMERADOS CON "FORESETS" PLANARES O CON ESTRATIFICACION SUBHORIZONTAL



DEPOSITOS DE FLUJOS DE GRAVILLA O GRAVA FINA CON "OUT-SIZE CLASTS" ASI COMO DEPOSITOS DE FLUJOS DE ARENA (EN BANCOS DELGADOS)

DEPOSITOS DE CANALES DE DISTRIBUCION PRIMARIOS

DEPOSITOS DE BARRA DE DESEMBOCADURA DE CANALES DE DISTRIBUCION PRIMARIOS

ASOCIACIONES DE FACIES DE ABANICO MEDIO SUPERIOR



SECUENCIAS AMALGAMADAS "A-A" CON "OUTSIZE CLASTS"

ASI COMO

SECUENCIAS "AB-AB" Y ALGUNAS "AC-AC" o "CD-CD"

DEPOSITOS DE CANALES DE DISTRIBUCION SECUNDARIOS ASI COMO DEPOSITOS DE DESBORRAMIENTO HACIA AREAS INTERDISTRIBUTARIAS

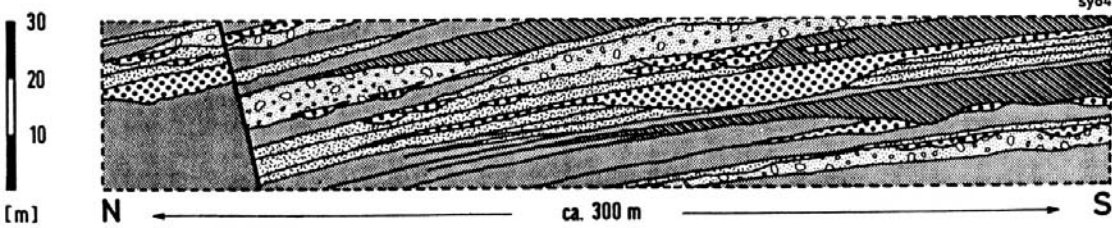


Fig. 5: Sección estratigráfica de una secuencia de sedimentos de talud del Eoceno Medio (según Azéma et al. 1978) expuesta en el acantilado occidental de Punta Catedral, área de Quepos

- c) La falta de un área de aporte para este tipo de componentes en un perímetro de más de 100 km
- d) La presencia dentro de los conglomerados basales expuestos en la parte suroriental de Playa Espadilla, de cantos de gabro \* para los cuales tampoco existe un área de aporte cercano

se plantea obviamente la pregunta acerca de la procedencia de los citados materiales. Hasta el presente solo se dispone de escasa información paleomagnética relevada en Costa Rica (véase Weyl 1980: 279 y sig.). Gose (1984 y \*\*) señaló que la Península de Nicoya debió haber sufrido un desplazamiento hacia el Norte en etapas post-Eocénicas. Hasta tanto no se disponga de datos comparativos paleomagnéticos obtenidos en Costa Rica ístmica, no es posible interpretar la presencia de los *materiales exóticos de Quepos* en función de una deriva suroriental de la Península de Nicoya con respecto al complejo de Quepos. La utilización de métodos paleomagnéticos para delucidar el problema citado sólo sería posible si existieron rotaciones porque resulta imposible detectar desplazamientos longitudinales o sublongitudinales. Sin embargo, un transecto hipotético que, por una parte, enlace las regiones de la Península de Nicoya y del Bajo Tempisque y, por otra, las áreas de Quepos — Fila Costeña — Cordillera de Talamanca permitiría relacionar provincias paleogeográficas originadas en un mismo contexto (véase Fig. 4).

*La problemática de las calizas con macroforaminíferos*

Las calizas con macroforaminíferos representan igualmente una litofacies típica para la 3. etapa tecto-sedimentaria. Resulta característico el hecho de que — con la sola excepción de la "Fila de Cal" — aparezcan sólo localmente. Además su rango estratigráfico es restringido. Criterios texturales tales como la disposición en "boundstones" de macroforaminíferos y de algas lithothamnidas,

---

\* comunicación personal de Dipl.-Geol. J. Winsemann, febrero 1985

\*\* comunicación personal durante el 9. Coloquio Latinoamericano de Geociencias, Marburg, noviembre 1984

revelan su naturaleza autóctona a parautóctona. La presencia de talos de Characeae reconocidos en la cantera Las Animas, en las inmediaciones de Turrialba, indica incluso la existencia de ambientes dulceacuícolas (cf. Hoffstetter et al. 1960).

El rango stratigráfico restringido que caracteriza a estas calizas (Campaniense Superior alto; Eoceno Medio-Superior; Oligoceno Superior) así como su limitada distribución geográfica se debe a la existencia efímera de habitats nerfíticos apropiados, ya sea en el archipiélago de islas basálticas como en el arco de islas andesítico. Por lo tanto las calizas con macroforaminíferos pueden ser evaluadas como *indicadoras ecotectónicas*, caracterizando fases críticas vinculadas con la evolución morfotectónica (véase Fig. 6).

Su desaparición definitiva hacia el fin del Oligoceno no se debe a la falta de habitats adecuados sino al desplazamiento ecológico de la comunidad de macroforaminíferos y algas lithothamnidas por la de angiospermas marinas: en aquella época colonizó el área del Caribe la comunidad de *Thalassia* (Brasier 1975) Debe señalarse que las angiospermas marinas en sí no fosilizan; su presencia sólo puede ser inferida a partir de algunos de sus epibiontes. Por tal motivo esta comunidad casi no puede ser utilizada como indicadora "ecotectónica".

#### 4. BREVE RESEÑA DE LA EVOLUCION ULTERIOR DURANTE EL OLIGOCENO — PLEISTOCENO (ETAPAS 4 y 5)

Únicamente se analizan algunos aspectos de relevancia vinculados con el desarrollo ulterior del puente-istmo centroamericano meridional. Para más detalles véase Sprechmann (1984), Seyfried et al. (1984), Fischer (1981) y Baumgartner et al. (1984).

La existencia de un ascenso general del basamento que afectó al sur de la Península de Nicoya queda comprobada por secuencias "shoaling upward" (progresivamente someras hacia el techo) del tipo *Malpais*:

- a) calizas con macroforaminíferos tanto del Eoceno Medio-Superior como del Oligoceno Superior, incluidas ya sea en depósitos de tipo contornita ("contourites") o de plataforma exterior
- b) limolitas y areniscas con características prodeltaicas del Oligoceno (?)
- c) depósitos siliciclásticos someros ricos en moluscos del Mioceno y Plio-Pleistoceno donde algunos como, por ejemplo, los de la *Formación Montezuma* se caracterizan por un contacto de nonconformidad con los basaltos del basamento de Nicoya. Estos depósitos representan un "cliff-bound environment" (ambiente vinculado a acantilados) sensu King (1980)
- d) la secuencia culmina en discordancia erosiva con depósitos continentales portadores de restos de mastodontes. En este contexto, debe señalarse, que los valles "tabulares" presentes en la cuenca del Río Tempisque — en parte intermontanas — no representan, a nuestro juicio, superficies aluviales sino espejos de sedimentación de origen lacustre y/o salobre, los cuales emergieron en tiempos subrecientes.

En el Valle Central, en el ámbito de influencia del anterior arco de islas andesítico, se encuentran principalmente formaciones originadas a partir de ambientes marinos someros del Mioceno, representados por las unidades litoestratigráficas *San Miguel*, *Turrúcarres* y *Coris* (pars), las que lateralmente interdigitan con vulcanoclastitas de la *Formación Pacacua* (véase Rivier 1979).

Es posible observar, además, en el flanco caribeño del istmo, una secuencia más o menos comparable a la del margen del Pacífico, constituida por:

- a) la *Formación Tuis* (derrubios principalmente arenosos de basaltos)
- b) Formaciones, o cronozonas informales *Senosri*, *Dacli* y *Uscari* (con características prodeltaicas u "offshore") así como las calizas a macroforaminíferos de la *Formación Río Reventazón*
- c) la *Formación Río Banano* (depósitos parálicos con pronunciadas discordancias angulares)
- d) la *Formación Suretka* (sedimentos piedemontanos molásicos; cf. Rivier & Seyfried 1975).

## 5. ANALISIS COMPARATIVO CON ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y PALEOVERTEBRADOLOGICOS

### *Sinopsis de los resultados de análisis estructurales*

Strebin (1982), por medio de análisis de fábrica, pudo reconstruir cuatro fases de deformación (D1 - D4; véase Fig. 6). Según M. Gursky (1984) estas deformaciones son de menor envergadura; incluso en los sedimentos pelágicos más antiguos se observan únicamente "plegamientos correspondientes a un nivel estructural relativamente superficial con reducidos valores de compresión" (ibid.: 81). En base al geoquimismo, Wildberg (1983) relacionó la deformación D2 con movimientos compresivos desencadenados con el comienzo de una subducción. Las demás correlaciones postuladas por los citados autores (y también por Baumgartner et al. 1984: fig. 7) deben ser confirmadas en relación a su contexto.

De acuerdo a lo mencionado en el cap. 3, se introduce un método alternativo para correlacionar etapas morfotectónicas, basado en la evaluación de tanatocenosis de macroforaminíferos y algas calcáreas. Este método sólo es aplicable al ámbito geotectónico particular que existió hasta comienzos del Mioceno en Centroamérica meridional. Aquel ámbito se caracteriza, entre otros, por la carencia, o casi ausencia, de plataformas continentales. Por consiguiente, las biocenosis evocadas sólo prosperaron durante las fases culminantes de las diferentes etapas morfotectónicas, pues surgieron ambientes neríticos apropiados, efímeros. Es así que les atribuimos el carácter de indicadores "ecotectónicos", en el sentido de que complementan los resultados de los análisis estructurales (véase Fig. 6).

Los mismos criterios podrían proporcionar progresos en cuanto a problemas estratigráficos pendientes: "ED 3" (véase Fig. 6), por ejemplo, debería indicar, por razones obvias, la edad de la Formación Barra Honda.

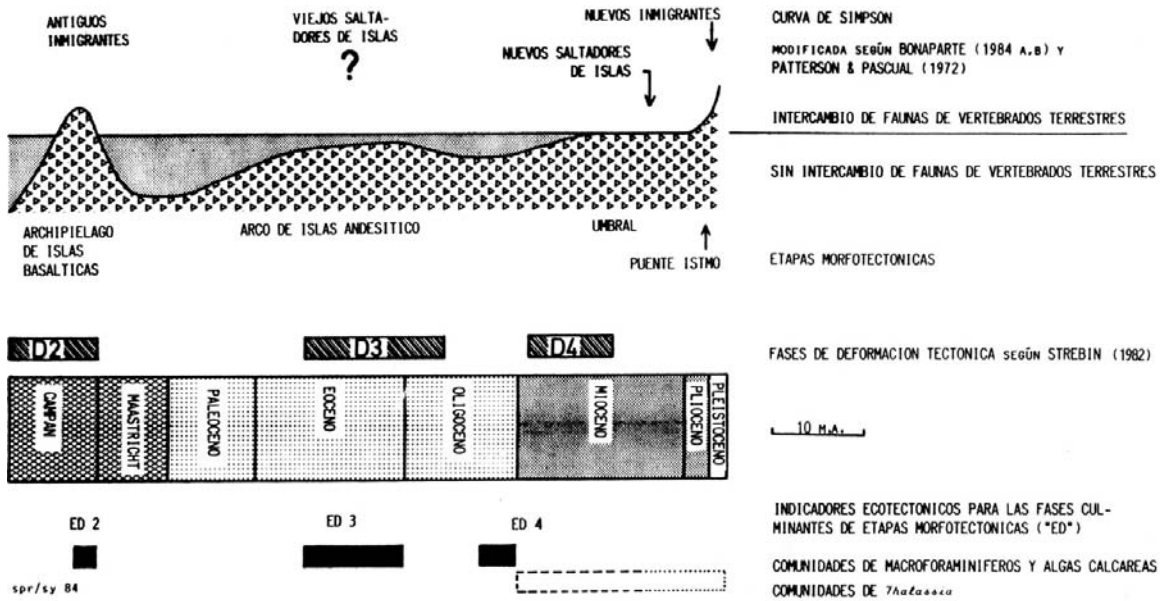


Fig. 6: Correlación entre los intercambios de faunas de vertebrados terrestres postulados entre América del Norte y del Sur, etapas morfotectónicas de la evolución del istmo centroamericano meridional y las fases de deformación tectónica identificadas en la Península de Nicoya. La distribución temporal de las comunidades de macroforaminíferos y algas calcáreas son utilizadas como "indicadores ecotectónicos" ("ED") de las fases culminantes de las diferentes etapas morfotectónicas, correlacionándose con los restantes criterios figurados.



*Sinopsis de los datos paleoverteknadolbgicos*

Simpson (1950) estableció con sorprendente precisión el rango temporal de las diferentes conexiones que existieron entre América del Norte y del Sur, representadas respectivamente por los estadios de archipiélago, arco de islas e istmo (véase Fig. 6). Esta coincidencia es aun más llamativa si se tiene en mente la imprecisión de las zonaciones bioestratigráficas en aquel entonces. Descubrió una primera invasión de "antiguos inmigrantes" del Cretácico Tardío - Paleoceno Temprano bajo, una segunda de "viejos saltadores de islas" desde el Eoceno Tardío al Oligoceno, y una final de los "últimos saltadores de islas" seguidos por la de los "últimos inmigrantes" verificada a partir del Mioceno Tardío (véase Fig. 6).

Bonaparte (1984a,b) precisa las conclusiones de Simpson. El primer intercambio faunístico entre América del Norte y del Sur se verificó en el Campaniense Tardío y tuvo una duración de 4 a 6 millones de años. La magnitud de las migraciones acaecidas no habría sido menor a las acontecidas en el Pleistoceno, pues el archipiélago posibilitó el paso de asociaciones de tetrápodos continentales, como ser de grandes titanosaurios, aves Enanthiornithes y serpientes booides, así como de hadrosaurios, condilartros y tortugas pelomedúsidas. Asimismo, las conclusiones de Bonaparte coinciden con las observaciones sedimentológicas y paleoecológicas presentadas, que permiten afirmar que en Costa Rica existió en el Campaniense Superior un archipiélago con áreas emergidas afectadas por procesos de meteorización subaérea. La edad indicada queda verificada por la presencia en secuencias de la Formación El Viejo del macroforaminífero *Pseudorbitoides israelskyi*, cuya Zona de Extensión (=Acrozona) abarca las Zonas UC 11-12 sensu Van Gorsel (1978). Por otra parte, este acúmulo de datos se corresponde con las reconstrucciones paleogeográficas de la América del Sur para el Campa-

niense (cf. Bonaparte 1984b: 439, fig. 1A) que indican el dominio de condiciones continentales, mientras que en el Maastrichtiense se producen amplias transgresiones y se constituyen extensos cuerpos lacustres que actúan como barreras impidiendo migraciones (ibid.: fig. 1B).

En cambio, las conclusiones de Bonaparte (1984b) cuestionan la existencia de "viejos saltadores de islas" sensu Simpson (1950) que pudieran haber migrado por el arco de islas andesítico volcánicamente activo, a partir del Eoceno Tardío hasta el Oligoceno. Postula que los ancestros de Caviomorpha y Ceboidea no migraron hacia América del Norte a través de una conexión centroamericana (véase Fig. 6). La confirmación de esta hipótesis implicaría que el arco de islas volcánicamente activo era discontinuo, actuando como una barrera geográfica que se opuso efectivamente a la migración de faunas terrestres.

A partir del Plioceno se inició un intercambio continuo de faunas de vertebrados terrestres entre América del Norte y del Sur. Precisamente a partir de esta época se encuentran los primeros depósitos continentales muy extendidos en el área del puente-istmo centroamericano meridional. El ascenso definitivo del istmo se concretó finalmente en el Pleistoceno, como lo atestiguan los fenómenos de glaciación que afectaron las regiones más altas de la Cordillera de Talamanca (cf. Weyl 1980).

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se efectuó en el marco del Proyecto N° 113-84-31 patrocinado por la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica, a la que se le agradece por el apoyo brindado.

A los Sres. Profesores Dr. Reinhard Schmidt-Effing (Marburg) y Dr. Rudolf Fischer (Hannover) por útiles sugerencias efectuadas durante trabajos de campo. A los Sres. Profesores Dr. Siegfried Kußmaul (San José) y Dr. Gerhard Franz (Berlín) por estudios petrográficos sobre vulcanitas. Al Dr. Reinhard Gaupp (Hannover) por valiosas sugerencias vinculadas a la interpretación genética de los sedimen-

tos proximales de Barbudal. Resultó de gran valor la colaboración presentada por los estudiantes del curso de Sedimentología de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica, realizado en 1983, por aportes efectuados en el marco de prácticas de campo desarrolladas en la Península de Sta. Elena.

Finalmente al Consejo Editorial Científico de la *Revista geológica de América Central* por la publicación del presente estudio.

## 7. BIBLIOGRAFIA

- Azéma, J., Glaçon, G., Tournon, J. & Vila, J.-M., 1978: Precisiones acerca del Paleoceno de Puerto Quepos y sus alrededores, Prov. de Puntarenas, Costa Rica. — *Inst. Geogr. Nacional, Inf. semest.*, 1978, 2: 77 - 88; San José.
- Baumgartner, P.O., Mora, C.R., Butterlin, J., Sigal, J., Glaçon, G., Azéma, J. & Bourgois, J., 1984: Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica. — *Rev. Geol. Amer. Central*, 1: 57-136; San José.
- Bonaparte, J.F., 1984a: Nuevas pruebas de la conexión física entre Sudamérica y Norteamérica en el Cretácico Tardío (Campaniano). — *Actas III. Congr. Argent. Paleont. Bioestrat.*: 141-149; Corrientes.
- \_\_\_\_\_, 1984b: El intercambio faunístico de vertebrados continentales entre América del Sur y del Norte a fines del Cretácico. — *Mem. III. Congr. Latinoamer. Paleont.*: 438-450; Oaxtepec.
- Brasier, M.D., 1975: An outline history of seagrass communities. — *Paleontologist*, 18, 4: 681-702.
- Fischer, R., 1981: El desarrollo paleogeográfico del Mioceno de Costa Rica. — *An. II. Congr. Latino-Amer. Paleont.*, II: 565 - 579; Porto Alegre.
- Gaupp, R., 1982: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). — *Zitteliana*, 8: 33-75; München.
- Gili, E., 1984: Ramp to Rudist-shelf evolution (Upper Cretaceous, South-Central Pyrenees). — *Abstr. 5th Europ. Regional Mtg. Int. Ass. Sediment.*: 195-196; Marseille.
- Gose, W.A., 1984: Paleomagnetic results from the Caribbean and their tectonic significance. — *Tagungsheft 9. Geowiss. Lateinamer. - Koll.*: 74; Marburg.

- Gursky, H.-J., 1984: Die Sedimentgesteine im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Ober-Jura bis Alt-Tertiär von Costa Rica): ihre Verbreitung, Fazies und geologische Geschichte mit besonderer Berücksichtigung der Radiolarite. — Diss. Univ. Marburg: 394 p.; Marburg.
- Gursky, M., 1984: Die Bedeutung hydrothermaler und metamorpher Prozesse im Ophiolith-Komplex Costa Ricas und seinem Auflager. — Tagungsheft 9. Geowiss. Lateinamer.-Koll.: 80-81; Marburg.
- Hoffstetter, R., Dengo, G., Dixon, C.G., Meyer-Abich, H., Weyl, R., Woodring, W.P. & Zoppis Bracci, L., 1960: Lexique Stratigraphique International, 5: Amérique Latine, fasc. 2a: Amérique Centrale: 368 p.; Paris (CNRS).
- King, C.J.H., 1980: A small cliff-bound estuarine environment: Sandyhaven Pill in South Wales. — *Sedimentology*, 27: 93 - 105; Oxford.
- Mora, S., 1981a: Clasificación morfotectónica de Costa Rica. — Inst. Geogr. Nacional, Inf. Semest., 1981, 2: 35-55; San José.
- \_\_\_\_\_, 1981b: Barra Honda. — Edit. Univ. estat. dist., Ser. Educ. Ambiental, 5: 94 S.; San José.
- Patterson, B. & Pascual, R., 1972: The Fossil Mammal Fauna of South America. — *En*: Keats, A., Erk, F.C. & Glass, B. (Eds.): Evolution, Mammals, and Southern Continents: 247-309; Albany (State Univ. of New York Press).
- Rivier, F., 1979: Geología del área norte de los Cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca, Costa Rica. — Inst. Geogr. Nacional, Inf. Semest., 1979, 1: 99-137; San José.
- \_\_\_\_\_, 1983: Síntesis geológica y mapa geológico del área del Bajo Tempisque, Guanacaste, Costa Rica. — Inst. Geogr. Nacional, Inf. Semest., 1983, 1: 7-30; San José.
- Rivier, F. & Seyfried, H., 1985 (en prensa): Genèse des bassins molassiques de part et d'autre de la Cordillera de Talamanca (Costa Rica, Amérique Centrale). — Abst. Symp. Foreland Basins; Fribourg.
- Schmidt-Effing, R., 1974: El primer hallazgo de amonites en América Central y notas sobre las facies Cretácicas en dicha región. — Inst. Geogr. Nacional, Inf. Semest., 1975, 2: 53-61; San José.
- Schmidt-Effing, R., 1979: Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischer Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Zentralamerika. — *Geol. Rundschau*, 68, 2: 457-494; Stuttgart.
- Seyfried, H. Sprechmann, P., Aguilar, T. & Laurito, C., 1984: Paleocología de depósitos costeros siliciclásticos del área de Punta Judas (Mioceno Medio, Prov. de Puntarenas, Costa Rica). — VI. Congr. Centroamer. Geol. y I. Simp. Minería, Abstr.: 8 p.; Managua.

- Simpson, G.G., 1950: History of the fauna of Latin America. — Amer. Scient., 38: 361-389. (traducción española) En: Simpson, G.G., 1964: Evolución y geografía: 57-84; Buenos Aires (Eudeba).
- Sprechmann, P., 1982: Estratigrafía de Costa Rica (América Central), I: Unidades estratigráficas sedimentarias. — Actas V. Congr. Latinoamer. Geol., 1: 55-71; Buenos Aires.
- Sprechmann, P., (ed), 1984: Manual de Geología de Costa Rica, 1: Estratigrafía; 320 p.; San José (Edit. Univ. Costa Rica).
- Stibane, F.R., Schmidt-Effing, R. & Madrigal, R., 1977: Zur stratigraphisch-tektonischen Entwicklung der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) in der Zeit von Oberkreide bis Untertertiär. -- Giessener Geol. Schr., 12: 315-358; Giessen.
- Strebin, M., 1982: Zur Deformationsgeschichte des Ophiolith-Komplexes der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) und seines sedimentären Auflagers. — Tagungsheft 8. Geowiss. Lateinamer.-Koll.: 94; Göttingen.
- Tournon, J. & Azéma, J., 1980: Sobre la estructura y la petrología del macizo ultrabásico de Santa Elena (Provincia de Guanacaste, Costa Rica). — Inst. Geogr. Nacional, Inf. Semest., 1980, 1: 17-54; San José.
- Van Gorsel, J.T., 1978: Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. — En: Hedley, R.H. & Adams, C.G. (eds.): Foraminifera, 3: 1-120; London (Academic Press).
- Weyl, R., 1980: Geology of Central America. — Beitr. Regionale Geol. der Erde, 15, 371 p.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Wildberg, H., 1983: Die Magmatite des Nicoya-Komplexes, Costa Rica, Zentralamerika. — Diss. Univ. Marburg: 165 p.; Marburg.