

**GEODINAMICA DE LAS CUENCAS DEL CRETACICO SUPERIOR-PALEOGENO DE LA  
REGION "FOREARC" DEL SUR DE NICARAGUA Y NORTE DE COSTA RICA**

Allan Astorga G.

Refinadora Costarricense de Petróleo S.A. (RECOPE), Apartado 4351 - 1000, San José, Costa  
Rica; Telex N° 3325 GEXPLS CR

**ABSTRACT**

The deeper refilling of Upper Cretaceous-Paleogene forearc basins systems in Southern Nicaragua and Northern Costa Rica is divided into five depositional systems. These depositional systems reflects the development of deep water (pelagic and turbiditic) sedimentation due to the initiation and evolution of subduction at the Convergent Middle America Margin. This development can be summarized as follows:

1. Predominance of pelagic and hemipelagic sedimentation during the Cretaceous and Lower Maastrichtian.
2. Local deposition of coarse turbiditic sediments particularly in Santonian-Campanian, associated to the development of an oceanic relief during the Cretaceous.
3. General establishment of turbiditic sedimentation since Maastrichtian.
4. Forearc breaking during Paleocene formed two long and parallel basins due to the uplifting of an outer non-volcanic arc.
5. The sedimentary pattern changed radically in association with the rising.
6. The deep water sedimentation continued up to the Upper Eocene and possibly to the Lower Oligocene. Based upon sequential analyses changes on the sedimental composition and lateral tendencies of facies, five different controlling factors for the deep water sedimentation can be stated: a. eustatic changes, b. tectonic upliftings, c. subsidence, d. volcanism and e. effects of ephemeral barriers.

**RESUMEN**

El relleno profundo, Cretácico Superior-Paleógeno, del sistema de cuencas de la región del "Forearc" del Sur de Nicaragua y Norte de Costa Rica, es dividido en cinco sistemas deposicionales. Estos sistemas deposicionales reflejan el desarrollo de la sedimentación profunda (pelágica y turbidítica), consecuencia de la apertura y evolución del margen convergente de Mesoamérica. Este desarrollo se sintetiza de la siguiente forma: 1. Predominancia de sedimentación pelágica-hemipelágica, a lo largo del Cretácico hasta el Maastrichtiano Inferior. 2. Deposición local de sedimentos turbidíticos gruesos, asociados al relieve oceánico del Cretácico, particularmente importante en el Santoniano-Campaniano. 3. Implantación generalizada de sedimentación turbidítica a partir del Maastrichtiano. 4. Escisión del "Forearc" en dos

cuencas alargadas y paralelas, a lo largo del Paleoceno, como producto del ascenso del arco externo no volcánico. 5. El patrón de sedimentación turbidítica cambia radicalmente a causa de este levantamiento. 6. La sedimentación profunda prevalece hasta el Eoceno Superior, y posiblemente hasta el Oligoceno Inferior. A partir del análisis secuencial, la variación composicional del sedimento y las tendencias laterales de facies, se establecen cinco factores controlantes de la sedimentación profunda: a. cambios eustáticos, b. levantamientos tectónicos, c. subsidencia, d. volcanismo, y e. efecto de barreras efímeras.

## 1. INTRODUCCION

América Central, geológicamente, es separada en dos regiones de características y de orígenes diferentes (DENGO, 1962, 1968, 1983; WEYL, 1980). América Central Septentrional, abarca los territorios de Guatemala, Honduras, El Salvador y Norte de Nicaragua. Está conformada por una corteza continental de edad Paleozoica (DENGO, 1968, 1983). América Central Meridional incluye el sur de Nicaragua, Costa Rica y Panamá. Su corteza actual es el producto de la convergencia tectónica de dos placas oceánicas: la Placa Caribe y la Placa de Cocos (Fig. 1). Convergencia iniciada durante el Cretácico (cf. STIBANE et al., 1977; GALLI-OLIVIER, 1979; KUYPERS, 1979; LUNDBERG, 1982, SEYFRIED et al., 1987; BAUMGARTNER, 1987).

El basamento geológico de Centroamérica Meridional lo constituye el denominado Complejo Ofiolítico de Nicoya (DENGO, 1962; KUYPERS, 1979), dentro del cual se incluye la serie de rocas ígneas y sedimentarias formadas durante la etapa de corteza oceánica (ancestral placa del Pacífico, cf. STIBANE et al., 1977), de edad Jurásico-pre-Campaniano (cf. BAUMGARTNER, 1987).

Las rocas del Complejo de Nicoya afloran, fundamentalmente, en el litoral pacífico de América Central Meridional. Allí son recubiertas por una espesa secuencia sedimentaria Cretácico Superior-Terciaria, que representa el relleno de las cuencas de "Forearc" (SEYFRIED et al., 1987).

En el presente estudio, como área base del trabajo, se ha seleccionado la región pacífica Sur de Nicaragua y Norte de Costa Rica (Fig. 2). En él se enfatiza el análisis sedimentológico de los sistemas deposicionales profundos, que forman parte, tanto del

Complejo Ofiolítico de Nicoya, como de la serie Cretácico Superior-Terciaria que lo sobreyace. Sobre este análisis, se registra la evolución y dinámica de las cuencas profundas de la zona de estudio. Elaborándose un patrón paleogeográfico general, así como la determinación de los principales factores que controlaron dicha sedimentación profunda.

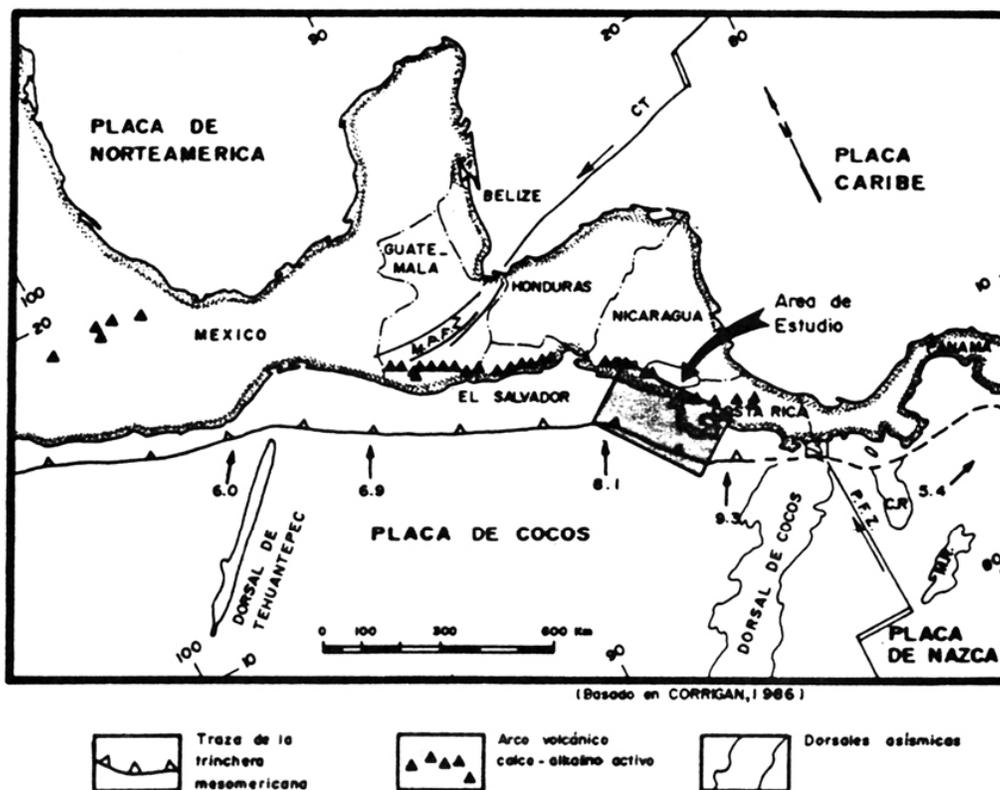


Fig. 1. Mapa neotectónica y ubicación del área de estudio.

## 2. LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES PROFUNDOS

Las secuencias sedimentarias de origen profundo conforman cerca del 90% de las rocas de edad Cretácico-Paleógeno, que afloran en la vertiente pacífica de Nicaragua Meridional y Costa Rica Septentrional.

Dicha secuencia sedimentaria se ha dividido, con base en sus características, en 5 sistemas deposicionales. Cuatro de los mismos son el producto de la sedimentación de flujos de sedimentos por gravedad. El restante sistema deposicional es originado por una sedimentación pelágica-hemipelágica principalmente.

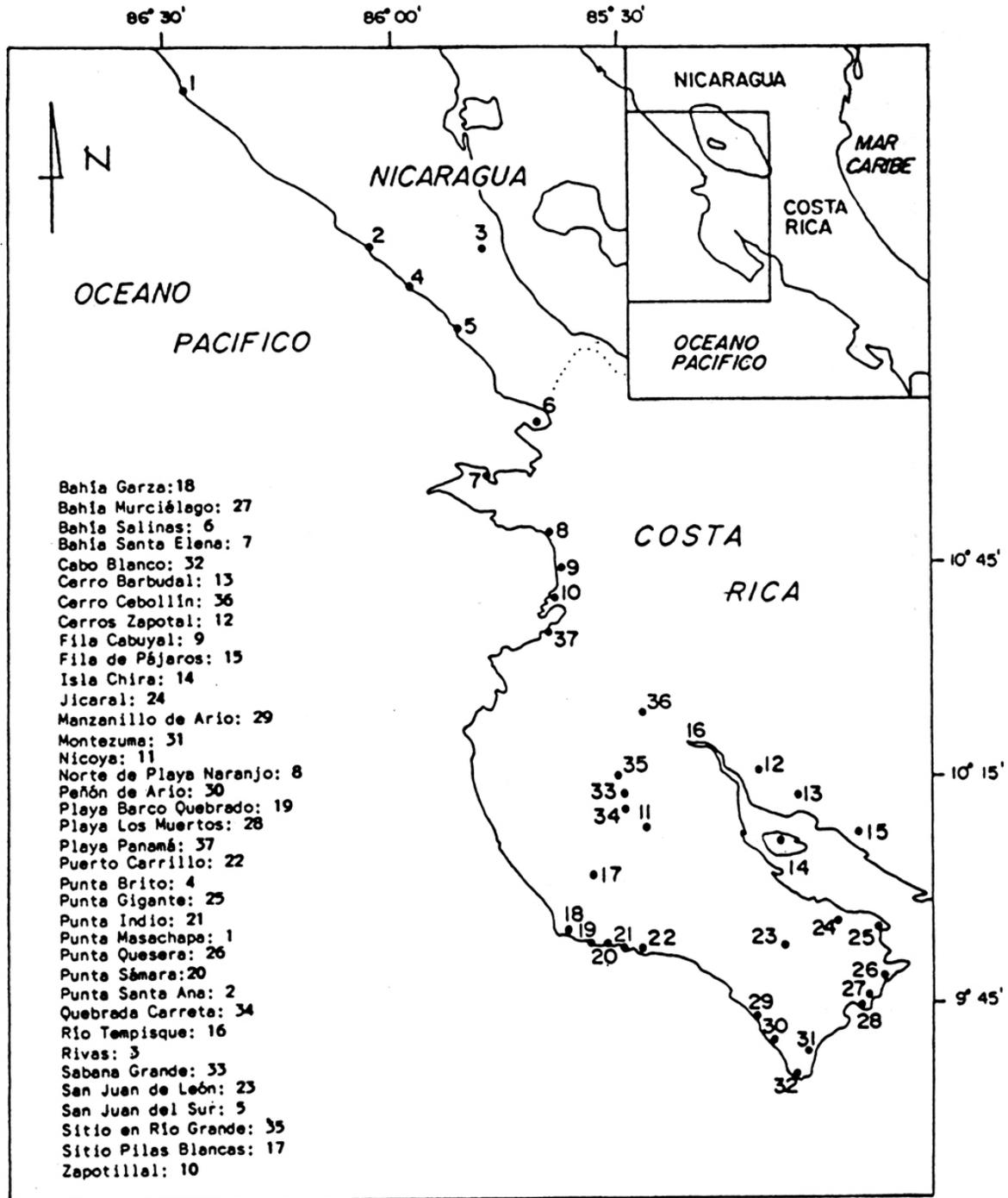


Fig. 2. Mapa de ubicación de los sitios mencionados en el texto.

### 2.1 El sistema Depositional I ("Tipo Puerto Carrillo")

Es un sistema deposicional conformado por una serie de depósitos sedimentarios discontinuos y heterócronos, tipificados por un conjunto de facies de grano grueso, de composición predominantemente basáltica, cuyo origen está relacionado a la depositación de flujos tractivos y caída de rocas a la base de escarpes submarinos.

Su origen se asocia al desarrollo de relieves submarinos y a los procesos erosivos que los afectaron. Relieves que fueron originados por procesos de volcanismo de arco de islas primitivo (WILDBERG, 1984; SEYFRIED et al., 1987; MESCHEDE et al., 1988) durante el Cenomaniano-Santoniano (cf. BAUMGARTNER, 1987) y por procesos tectónicos en el Santoniano-Campaniano (cf. STREBIN, 1982; SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985; SEYFRIED et al., 1987; GURSKY, M., 1988).

En general, sus depósitos tienen espesores variados, desde unos pocos metros hasta poco más de cien metros. Sobreyacen inconformemente los basaltos del Complejo de Nicoya, interdigitándose lateralmente a los depósitos pelágicos del sistema deposicional II. Se compone en lo principal, de dos diferentes tipos de depósitos de escarpe ("slope breccias"), distinguidos entre sí con base en su composición, posibles áreas de aporte y posición estratigráfica relativa.

El primero de ellos, corresponde con los depósitos gruesos sedimentados a la base de escarpes submarinos profundos. Sus facies consisten, en lo principal, de brechas no organizadas y organizadas, areniscas guijarrosas, pelitas guijarrosas y areniscas no organizadas (Facies F1.1, A2.2, A2.3, A1.4, A1.2, respectivamente, cf. al modelo de PICKERING et al., 1986). Sus clastos tienen composición predominantemente basáltica, aunque eventualmente tienen variados porcentajes de rocas pelágicas. Su origen se asocia a la erosión submarina de la corteza oceánica en escarpes volcánicos y tectónicos, estos últimos originados durante las fases de deformación compresiva del Santoniano-Campaniano (cf. KUYPERS, 1979; GURSKY, M., 1986, 1988).

El segundo tipo, corresponde con los sedimentos del pie de escarpe somero. En general, presentan facies análogas a los depósitos de pie de escarpe profundo, a diferencia de que en

su composición son frecuentes los clastos de calizas neríticas, clastos de basaltos redondeados con típica esfericidad litoral (SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985), fragmentos de madera, rudistas, nerineas y eventualmente macroforaminíferos. Su génesis se asocia a la erosión y redepositación de áreas de sedimentación carbonatada somera e incluso emergidas, cuyo sustrato estaba compuesto por corteza oceánica (basáltica o hazburgítica).

## 2.2 El Sistema Depositional II ("Tipo Sabana Grande")

Es un sistema deposicional ampliamente extendido en esta zona y otras áreas de América Central Meridional. Está dominado en lo principal, por una depositación pelágica, que ocasionalmente es interrumpida por el aporte de material terrígeno a través de corrientes de turbidez de baja concentración y de material tefrítico (cenizas). Se compone de una serie de unidades deposicionales, constituídas por sedimentos predominantemente finos (arcillas biogénicas y no biogénicas) de variable composición, e intercalaciones de areniscas turbidíticas y pelitas tobáceas. Su período de sedimentación abarca dos etapas: del Cretácico Inferior (Albiano) al Campaniano Inferior y del Campaniano Medio al Maastrichtiano.

Con base en la litología, rango de tiempo que abarca su sedimentación y posición estratigráfica relativa, este sistema es dividido en 3 diferentes unidades de depósitos pelágicos. Correspondiendo a las 2 unidades basales con sedimentos silíceos y la más superior con sedimentos carbonatados.

Ambas unidades silíceas están conformadas por facies de características genéticas comunes: pelitas silíceas, pelitas tobáceas, pelitas bituminosas, calizas silíceas, arcillitas brechosas y arenas turbidíticas (G1, E2.2, A1.2 y C2, cf. al modelo de PICKERING, et al., 1986).

La unidad silícea inferior consiste en lo principal de pelitas silíceas, bituminosas y tobáceas alternantes. Sobreyace inconformemente los basaltos del Complejo de Nicoya, alcanzando un espesor máximo parcial de 600 metros. Su edad se colige como Cretácico Inferior (Albiano) a Santoniano Inferior. La misma es deducida con base al hallazgo de restos de Amonites del género *Neokentoceras* sp. (cf. AZEMA, et al., 1979) y a su contacto discordante y heterócrono con sedimentos pelágicos del Santoniano Superior/Campaniano-Maastrichtiano.

Su origen está asociado a una sedimentación pelágica, biogénica silícea (pelitas silíceas y eventualmente calizas silíceas), en la cual se desarrollaron relativamente cortos y cíclicos períodos de sedimentación bajo ambientes anóxicos (pelitas bituminosas), que ocasionalmente eran interrumpidos por la llegada de corrientes de turbidez de baja concentración o depositación pelágica por floculación de polvo tefrítico.

La sedimentación biogénica silícea se asocia a un enriquecimiento de fauna radiolarítica en las aguas oceánicas (BAUMGARTNER et al., 1984; GURSKY, 1984). La sedimentación tefrítica está relacionada a una esporádica actividad volcánica explosiva relativamente lejana (?). Los niveles de pelitas bituminosas se explican por el desarrollo de condiciones anóxicas ocurridas en el fondo oceánico, que pueden relacionarse a los eventos anóxicos de escala global, que ocurrieron en el Cretácico Inferior Cuspidal (véase FISHER & ARTHUR, 1977; ARTHUR & SILVA, 1982; DEAN & GARDNER, 1982).

La unidad silícea superior se compone de pelitas silíceas con intercalaciones de pelitas tobáceas, arcillitas brechosas, arenas turbidíticas y en menor proporción pelitas bituminosas. Lateralmente es discontinua. Sobreyace conformemente las brechas del Sistema Depositional I o inconformemente a los basaltos del Complejo de Nicoya. Tiene un espesor variable, desde unos pocos metros hasta cerca de 50 metros. Infrayace conformemente y a través de un paso gradual a la unidad de sedimentos pelágicos carbonatados. Su edad en el área de Murciélago es de Campaniano Inferior (cf. SCHMIDT-EFFING, 1979), aunque es posible que se inicie en el Santoniano Superior.

Al igual que la unidad inferior, su sedimentación es de origen predominantemente pelágica. Sin embargo, respecto a dicha unidad se dan una serie de cambios sustanciales en el patrón de sedimentación pelágico: A) se marca una notable influencia en el aporte de materiales terrígenos, expresado a través de un aumento significativo de las intercalaciones de areniscas turbidíticas en las pelitas silíceas; B) las condiciones de sedimentación anóxica son mucho menos frecuentes, o casi ausentes, presentándose únicamente hacia las partes basales de la sección; C) la sedimentación carbonatada (rica en caparazones de foraminíferos planctónicos), se presenta intercalada irregularmente hacia el techo de la

secuencia, y D) las pelitas tobáceas son menos frecuentes, sin embargo, los sedimentos volcanoclásticos en esta unidad están caracterizados por un espesor paquete (10 m) de una arcilla brechosa, cuyo origen se asocia al deslizamiento de una gran masa volcanoclástica (tobácea) previamente depositada, que desciende por gravedad, erosionando y acarreado consigo fragmentos del sustrato basáltico, (compárese STIBANE et al., 1977).

La unidad carbonatada está conformada fundamentalmente de calcilitas (margas y cretas), irregularmente intercaladas con areniscas turbidíticas y pelitas tobáceas. Su espesor es variable para diversas áreas, desde unas decenas de metros hasta más de 800 m, aunque su promedio regional es 200-300m.

Esta unidad de depósitos pelágicos carbonatados se extiende diacrónicamente en diversas zonas de América Central meridional, alcanzando un período de sedimentación para la zona del Litoral Pacífico Norte de Campaniano Inferior/Medio a Maastrichtiano.

### 2.3 El Sistema Depositional III ("Tipo Curú")

Este sistema deposicional alcanza un espesor promedio de 1500m, con mínimos de 600-800 m y máximos de 2500 m. Su rango de sedimentación cubre diacrónicamente el período Maastrichtiano hasta el Paleoceno Superior Basal.

Los sedimentos que constituyen este sistema deposicional, consisten en lo principal, de mezclas de arenas y lodos de variable porcentaje y en menor proporción gravas. Composicionalmente este detrito es de origen volcánico básico (basáltico), caracterizado principalmente por la abundancia de feldespatos, la carencia casi total de cuarzo, la abundancia relativa de magnetita y de minerales ferromagnesianos. Hacia el techo del sistema, la composición normativa basáltica cambia paulatinamente a una composición normativa andesítica.

El Sistema Depositional III está compuesto por tres tipos de depósitos sedimentarios principales: A) los depósitos de turbiditas de planos de cuenca, B) depósitos de complejos lobulares y C) los depósitos canalizados progradantes. Los dos primeros tipos de depósitos, conforman cerca del 99% del volumen total de sedimentos de este sistema, son de carácter

regional y se alternan de forma cíclica. El tercer tipo de depósitos es más local, de menor extensión y se presenta irregularmente distribuido dentro de la secuencia.

**Los depósitos de turbiditas de planos de cuenca** están conformados por alternancias rítmicas de areniscas y lutitas, de estratificación muy delgada a media y por intercalaciones irregulares y ocasionales de turbiditas arenosas de estratificación gruesa (Facies de clase C, cf. al modelo de PICKERING et al., 1986). Con base en la variación del porcentaje y espesor de los estratos de lutitas, respecto a los de areniscas, estos depósitos son divididos en 3 unidades deposicionales básicas: a) turbiditas con predominio de lodo, b) turbiditas con predominio de arena y c) alternancias mixtas.

Las turbiditas lodosas, son originadas por la depositación de corrientes de turbidez de baja densidad y sedimentación pelágica intercalada. Su ambiente de sedimentación coincide, o bien con áreas muy alejadas de los puntos de entrada de sedimento a la cuenca, o con períodos de muy baja energía en el aporte de sedimentos. Las turbiditas arenosas, son depositadas por flujos turbulentos (arenosos) de baja concentración, siendo las intercalaciones de sedimentación pelágica casi ausentes. Las alternancias mixtas son secuencias estratigráficas que combinan ambos tipos de unidades turbidíticas. Las mismas se desarrollan en áreas de transición, o bien como respuesta a los cambios de la energía en el aporte.

Estos depósitos turbidíticos se disponen en diversos niveles de la secuencia sedimentaria, presentándose intercalados de manera cíclica con los depósitos de los complejos lobulares, siendo sus contactos transicionales. Su modelo de sedimentación se desarrolla con base en una sedimentación sucesiva de flujos turbulentos (lodo-arenosos) de baja concentración, cuyo patrón de aporte de sedimentos está controlado por procesos de relativamente baja energía, a partir de los cuales se puede deducir que en las áreas alimentadoras (tierras emergidas y/o plataformas) no se suscitaban eventos de erosión a gran escala, es decir, de alta energía (sistema de depositación del tipo III, cf. MUTTI, 1985).

**Los depósitos de complejos lobulares** conforman el patrón de sedimentación dominante en la cuenca, durante los períodos de mayor aporte de sedimentos. Está controlado

fundamentalmente por la depositación de flujos turbulentos (arenosos) de alta concentración. Su detrimento se compone de arenas, mezclas de arena, lodo y gravas. Está conformado en lo principal de prismas de espesor variable (decenas a cientos de metros) constituidos por intercalaciones de dos tipos básicos de depósitos: A) los depósitos de lóbulos de areniscas y B) los depósitos de turbiditas interlóbulo. En este patrón de sedimentación, comúnmente el sedimento no es depositado en áreas de desembocadura de cañones submarinos, sino que se extiende hacia el centro de la cuenca en donde es dispersado.

Los depósitos de lóbulos de arenisca, corresponden con cuerpos elongados a gran escala (hasta decenas de kilómetros), cuya depositación ocurre a partir de flujos de gravedad de sedimentos (principalmente flujos turbulentos de alta concentración). Están caracterizados por presentar granulometrías mayores que las areniscas de grano fino-medio, estratificación muy gruesa, y por que su sedimentación representa un único evento sedimentario, o una sucesión de éstos, depositados en un lapso de tiempo geológicamente muy corto.

Respecto a su tamaño (longitud-ancho) estos depósitos son divididos en dos tipos extremos de lóbulos de arenisca, aquí denominados como "lóbulos regionales" y "lóbulos locales". Los primeros son lóbulos cuyas longitudes son del orden de kilómetros a decenas de kilómetros y sus anchos son del orden de kilómetros. Los segundos tienen longitudes de decenas a cientos de metros y anchos de centenares de metros como máximo.

Ambos tipos de lóbulos están formados, en general por los mismos tipos de sedimentos, que son: A) turbiditas arenosas no organizadas, B) turbiditas arenosas organizadas, C) turbiditas areno-guijarrosas no organizadas, D) depósitos turbidíticos retrabajados, y E) depósitos de flujos de escombros (Facies de clase B, C y A, cf. al modelo de PICKERING, et al., 1986). Su diferenciación en el campo es prácticamente imposible de realizar a escala de un pequeño afloramiento.

Lateralmente en los extremos periféricos de los lóbulos se marca un paso gradual hacia las facies de planos de cuenca. Esta transición está indicada por el desarrollo de estratificación cada vez más delgada en los depósitos de lóbulos, que pasan lateralmente a los depósitos de turbiditas interlóbulo.

Internamente, estos depósitos forman ciclos de adelgazamiento o engrosamiento de los estratos hacia el techo. Pueden estar conformados por un único tipo de facies, o bien por varios tipos de facies interestratificadas o amalgamadas. Los espesores máximos observados son de 30 m.

Los depósitos de turbiditas interlóbulas, al igual que los depósitos de turbiditas de planos de cuenca, se componen de alternancias regulares de areniscas y lutitas, ocasionalmente interestratificadas con estratos de areniscas turbidíticas. Sus facies pueden ser descritas y subdivididas de la misma manera que los depósitos mencionados supra.

Su génesis está asociada a la depositación de corrientes de turbidez de baja concentración, las cuales pueden tener dos orígenes diferentes. En el caso de las turbiditas entre lóbulos, son originadas directamente desde las áreas alimentadoras, durante los períodos de menor aporte. Mientras que en el caso de las turbiditas de borde de lóbulos, son el producto de flujos residuales de flujos turbulentos de alta concentración.

Los depósitos de complejos lobulares, generalmente, conforman la sección superior de los ciclos progradales. La transición del patrón de sedimentación de turbiditas de planos de cuenca hacia los complejos lobulares, está marcado por una serie de intercalaciones de bancos cada vez más delgados de turbiditas y de depósitos de lóbulos cada vez más gruesos y frecuentes.

**Los depósitos relacionados con canales de distribución** se componen de una serie de facies de grano grueso, de espesores decimétricos a métricos, que son generados por la depositación de flujos turbulentos de gravas, arenas y lodos en alta concentración, que sobrepasan el área de desembocadura del cañón submarino y progradan como canales de distribución hacia las partes internas de la cuenca.

Están constituidas por los siguientes depósitos: A) brechas organizadas, B) conglomerados no organizados, C) conglomerados arenosos organizados y D) depósitos de flujos de escombros estratificados (Facies de clase A, sensu PICKERING, et al., 1986). Estos

depósitos se presentan rellenando canales de anchos métricos a decamétricos, intercalándose con depósitos de lóbulos o de turbiditas de interlóbulo, y en muy raras ocasiones con turbiditas de planos de cuenca.

Pese a que no están ligados a un sistema de abanico submarino profundo, su presencia en la secuencia sedimentaria indica dos aspectos relevantes: A) su eje, muestra la dirección de procedencia del sedimento, es decir, de las áreas levantadas, B) su presencia en la cuenca o las cuencas es local, por lo cual indica la relativa cercanía de un punto de entrada, a partir de lo cual, suministran importantes informaciones paleogeográficas.

La explicación genética de cómo estos depósitos alcanzan las áreas internas de la cuenca, está fundamentada en los siguientes puntos: A) la cuenca es relativamente estrecha, es decir, que la distancia a recorrer por el flujo es relativamente corta, B) los flujos son de alta energía, que transportan granulometrías gruesas, pero también lodos, los cuales pueden funcionar como lubricantes entre los granos y clastos (véase LOWE, 1982; RICCI LUCCHI, 1985), lo que favorecería un mayor alcance del transporte, C) el análisis de las direcciones de corriente indica que el transporte fue directo, sin desviaciones. El conjunto de estos factores explica el hecho singular de que depósitos gruesos, canalizados, se intercalan dentro de un conjunto de facies depositadas en el centro de la cuenca.

#### 2.4 El Sistema Depositional IV (Tipo "Descartes")

Durante el Paleoceno Superior basal se marca un cambio gradual en la composición del detrito terrígeno aportado a las cuencas profundas. De una composición normativa predominantemente basáltica, se pasa paulatinamente a una composición normativa predominantemente andesítica y carbonatada. De esta manera, se traza un pausado cambio hacia la implantación de un nuevo sistema deposicional, que a semejanza del Sistema Depositional III está dominado por la sedimentación de flujos de gravedad. Su rango de tiempo se extiende, en general, del Paleoceno Superior al Eoceno Superior/Oligoceno Inferior.

El desarrollo evolutivo regional de este sistema de sedimentación está formado por dos etapas claramente diferenciables. Las mismas están obviamente relacionadas a la evolución geológica de las áreas suministradoras de sedimento. La primera es una sedimentación

turbidítica, de grano predominantemente fino, que abarca el período Paleoceno Superior-Eoceno Inferior y solo localmente presenta intercalaciones de depósitos de lóbulos o de abanicos. La segunda, es una sedimentación dominada por una serie de complejos de lóbulos y rellenos de canal, que se intercalan cíclicamente con depósitos de turbiditas finas. Los tipos de depósitos que componen este sistema deposicional, al igual que en el Sistema Depositional III, son separados en: A) depósitos turbidíticos de planos de cuenca, B) depósitos de complejos lobulares, y C) depósitos de abanicos locales y rellenos de canal.

**Depósitos de turbiditas de planos de cuenca:** básicamente, consiste de turbiditas de composición volcanoclástica, compuestas por alternancias regulares de areniscas y lutitas, de estratificación delgada a gruesa (Facies clase C, sensu PICKERING, et al., 1986). Son de amplia extensión lateral. También pueden ser divididas, con base en su relación arenisca-lutita, en turbiditas lodosas, turbiditas arenosas y alternancias mixtas. El espesor de los paquetes es variable y sus direcciones de paleocorrientes también indican divergencias de hasta 180°.

Internamente los paquetes de turbiditas contienen, relativamente delgadas intercalaciones de depósitos de lóbulos o rellenos de canales métricos, así como intercalaciones de depósitos pelágicos-hemipelágicos (Facies del tipo E2.2, sensu PICKERING, et al., 1986). Estas intercalaciones generalmente coinciden con la base de la cima de espesos ciclos de engrosamiento o adelgazamiento de los estratos hacia el techo. Asimismo, estos paquetes muestran el desarrollo de estructuras de deformación sinsedimentaria del tipo "slump", semejante a los de las turbiditas de planos de cuenca del Sistema Depositional III.

Los sedimentos de esta unidad son aportados en su gran mayoría por espasmódicas corrientes de turbidez de baja concentración, que penetran a la cuenca por diversos puntos de entrada y se dispersan longitudinalmente en la misma (véase Cap. 4). En general durante sus períodos de sedimentación, a excepción de ciertos lugares e intervalos de tiempo limitados, en el área de aporte prevaleció un ambiente de acumulación de sedimentos sobre los procesos erosivos, es decir, un estado de baja energía, del cual esporádicamente eran desprendidos, relativamente, pequeños volúmenes de arena y lodos a través de corrientes de turbidez.

**Depósitos de complejos lobulares:** al igual que en el Sistema Depositional III, se componen de paquetes sedimentarios de origen turbidítico que están formados por dos unidades deposicionales principales: A) los depósitos de lóbulos y B) los depósitos de turbiditas interlóbulo.

Las facies más comunes de los depósitos de lóbulos son: areniscas, areniscas guijarrosas, conglomerados arenosos y conglomerados, organizados y no organizados (Facies clase A y B, sensu PICKERING, et al., 1986), mientras que los depósitos de turbiditas interlóbulo se componen de facies de clase C, sensu PICKERING, et al., 1986.

**Depositos de abanico local:** se componen de una asociación de estratos de sedimentos predominantemente gruesos y de extensión lateral limitada (algunos kilómetros), cuya génesis se asocia al desarrollo de un área de desembocadura de cañón submarino, que son alimentados por flujos de gravedad de sedimentos gruesos. Corresponden con los siguientes tipos de sedimentos: A) turbiditas areno-guijarrosas organizadas, B) turbiditas arenosas no organizadas, C) turbiditas areno-guijarrosas no organizadas, C) conglomerados no organizados y E) conglomerados organizados, (facies clase A y B, cf. PICKERING, et al., 1986), que se intercalan irregularmente con delgados bancos de turbiditas (facies clase C, cf. PICKERING, et al., 1986).

El espesor total máximo de estos depósitos de abanico local es de 600 m. Su geometría es lateralmente discontinua a escala de 7-8 km, pasando lateralmente a los depósitos de turbiditas de planos de cuenca. La única exposición conocida de este tipo de depósitos se presenta en el área de los cerros de Cerco de Piedra en la zona de Abangares (Fig. 2).

Su génesis se explica a partir del desarrollo de procesos de intensa y continua erosión acaecidas en las áreas levantadas, con la consecuente generación de flujos de gravedad gravosos, que descienden a través de cañones submarinos "temporales", a la base de los cuales es depositada la mayor parte de la carga gruesa en forma de un "pequeño" abanico deposicional profundo. Como tales, estos depósitos suministran importantes informaciones paleogeográficas.

**Depósitos de canales de distribución:** Corresponde con cuerpos de sedimento de grano grueso que rellenan canales erosivos que se presentan de forma aislada, como intercalaciones locales con los depósitos de turbiditas de planos de cuenca o de los complejos lobulares.

Su tamaño varía desde unos pocos metros de ancho y pocos decímetros de espesor máximo hasta varios centenares de metros (por ejemplo en Punta El Naranjo, en Nicaragua, véase Fig. 2) y espesores máximos de decenas de metros. La dirección de sus ejes, principalmente los de los canales de anchos métricos, varían hasta 90° respecto a la dirección de los ejes de los canales mayores (véase Cap. 4). Con base en esto, se diferencian como canales principales y secundarios. Los primeros son aquellos cuyos ejes son paralelos o cercanamente paralelos al patrón de entrada de sedimentos a la cuenca. Los canales secundarios, por el contrario, son canales por lo general más pequeños y cuyo eje difiere hasta 90° de la tendencia general, interpretándose como canales de distribución.

Los principales tipos de facies que componen los depósitos de canal, corresponden con un amplio espectro de facies de grano grueso (con granulometrías mayores que la arena de grano medio a grueso), dentro de las que se incluyen: A) areniscas no organizadas, B) areniscas organizadas, C) areniscas guijarrosas no organizadas, D) conglomerados arenosos no organizados, E) conglomerados no organizados, F) brechas arenosas organizadas y G) conglomerados organizados (facies de clase a y B, cf. PICKERING, et al., 1986). Estos depósitos se presentan en la columna de manera irregular. Su presencia puede ser considerada como un indicador de eventos de aporte supercríticos (altamente energéticos)

## 2.5 El Sistema Deposicional V ("Tipo Arío")

Es un sistema de depositación dominado por la sedimentación de turbiditas de grano fino e intercalaciones de sedimentos pelágicos. Su sedimentación está restringida únicamente a la cuenca del margen de la fosa (cuenca de frente del arco externo), denominada aquí Cuenca Sámara-Cabo Blanco. Cubre el período Paleoceno Superior-Eoceno Superior/Oligoceno Inferior (?), contemporáneamente a la depositación del Sistema Deposicional IV. En general, la depositación es monótona, estando solo interrumpida localmente por el arribo de flujos de gravedad de granos gruesos canalizados.

Son dos los tipos de depósitos que conforman este sistema deposicional: A) los depósitos de turbiditas de grano fino, y B) los depósitos canalizados. Los sedimentos que componen a los primeros consisten de una mezcla de porcentaje variable de lodos micríticos y terrígenos, que se intercalan con arenas detríticas silicoclásticas. Los sedimentos de los depósitos de canal son de dos tipos, gravas basálticas y areniscas bioclásticas con macroforaminíferos.

El paquete de sedimentos de este sistema tiene un espesor mínimo de 500 metros, sobreyace conformemente a los depósitos turbidíticos del Sistema Depositional III e infrayace a través de una marcada discordancia angular a los depósitos carbonatados neríticos del Eoceno Superior y Oligoceno (véase CALVO, 1987; LAURITO, 1988).

Los depósitos de turbiditas de planos de cuenca están conformados principalmente por depósitos de turbiditas calcilúticas de estratificación muy delgada a media que se intercalan irregularmente con depósitos pelágicos-hemipelágicos y depósitos de turbiditas arenosas (facies del tipo D.2, E2.2 y C2.3, sensu PICKERING, et al., 1986).

En conjunto, estas facies forman ciclos decamétricos de adelgazamiento o engrosamiento de los estratos hacia el techo, lateralmente son muy continuos (del orden de kilómetros a decenas de kilómetros). Típicamente muestran el desarrollo de una extensa y uniforme deformación sinsedimentaria, caracterizada por un plegamiento de amplitud métrica a decamétrica.

Su principal tipo de sedimento consiste de mezclas de lodos micríticos y terrígenos, ricos en componentes biogénicos (radiolarios y foraminíferos) de origen pelágico-hemipelágico, y en menor proporción de arenas detríticas retrabajadas y arcillas pelágicas autóctonas. Los primeros dos tipos son transportados a la cuenca a través de corrientes de turbidez de baja concentración, que descienden bien como "nubes" no canalizadas desde las áreas más altas, donde se depositaban sedimentos hemipelágicos, o como corrientes de turbidez de baja concentración canalizadas, que retrabajan sedimentos arenosos. Las arcillas corresponden con una sedimentación de origen pelágico, que se desarrolla durante los períodos en los que no hay aporte turbidítico.

Los depósitos de rellenos de canal conforman menos de 1% del volumen total de sedimentos del Sistema Depositional V. Son depósitos de espesor métrico a decamétrico, de evidente geometría canalizada que se presentan en dos niveles diferentes del sistema. en el nivel basal (área Oeste de Cabo Blanco, véase Fig. 4) están formados por brechas arenosas no organizadas, y en el nivel superior (área de Peñón de Arío) por areniscas no organizadas (facies A1.2 y B1.1, cf. PICKERING, et al., 1986).

Su origen se asocia al desarrollo de flujos de gravedad canalizados que progradan desde áreas de aporte hacia el centro de la cuenca, en donde se depositan sobre los depósitos de planos de cuenca.

### 3. CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS A NIVEL REGIONAL

A lo largo de la zona de estudio fueron confeccionadas 10 columnas sedimentológicas. (Figs. 3 y 4). Su correlación se ha realizado con base al conjunto de sistemas deposicionales de cada columna. Separándose, de esta manera dos regiones diferentes: el Istmo de Rivas-Tempisque, que presenta los sistemas deposicionales I, II, III y IV y la región de Sámara-Cabo Blanco, que presenta los Sistemas Depositionales I, II, III y V.

#### 3.1 Región Rivas-Tempisque

En la Fig. 3 se presenta el panel de correlación de 7 áreas claves de esta región. Del análisis del mismo se deduce lo siguiente:

a) **El Sistema Depositional I** (brechas-basálticas-de base de escarpes profundos e insulares): conforma, por lo general, la sección inferior de la serie sedimentaria, a excepción del área del Bajo Tempisque Este (corte 5), en donde sobreyacen los sedimentos pelágicos silíceos y carbonatados del Sistema Depositional II. Este sistema es discontinuo, desde un punto de vista regional. Sus características genéticas y composicionales varían de acuerdo con el área, pero en general puede afirmarse que las brechas de escarpes someros son más comunes para las áreas de los cortes 2, 3 y 5 (Fig. 3).

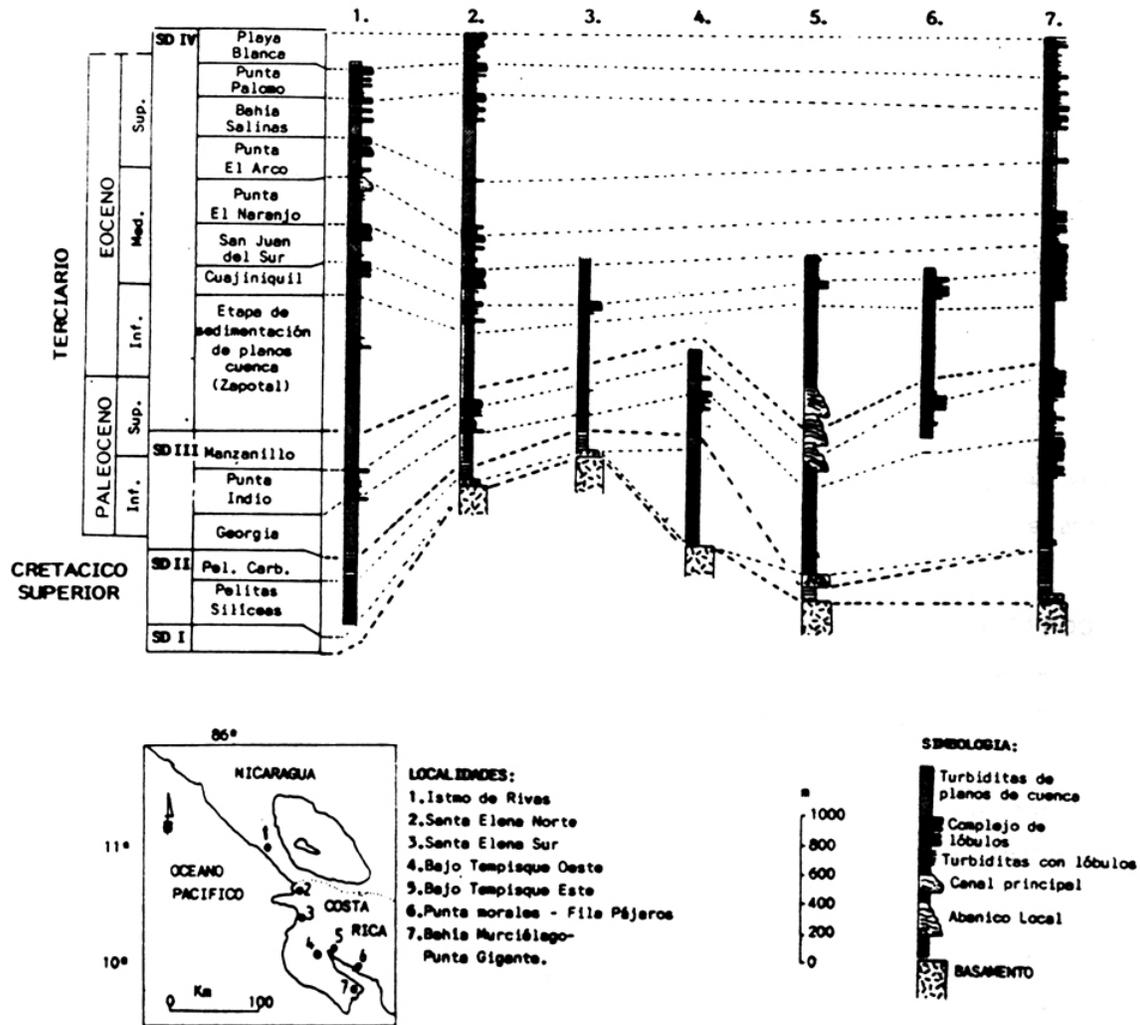


Fig. 3. Tabla de correlación de columnas sedimentológicas generales de siete áreas clave: Región Rivas - Tempisque.

b) El Sistema Depositional II (sedimentos pelágicos silíceos carbonatados): conforma un sistema de amplia continuidad lateral en la región. Sin embargo, los sedimentos pelágicos silíceos, en primera instancia no muestran gran continuidad lateral. No obstante, a juicio del autor esta unidad posiblemente se extiende ampliamente en las áreas más profundas de esta región y, por lo tanto, de la cuenca.

Los sedimentos pelágicos carbonatados se extienden ampliamente, infrayaciendo a los sedimentos turbidíticos silicoclásticos. Sin embargo, en el área de Bajo Tempisque Este (corte 5), infrayacen las brechas basálticas del Sistema Depositional I a causa de una

condición geológica local (véase Cap. 5), que consistió en el levantamiento del alto estructural de Barbudal durante el Campaniano Superior (cf. SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985) cuando ya se había iniciado la sedimentación de las pelitas carbonatadas.

c) **El Sistema Depositional III** (sedimentos turbidíticos silicoclásticos): pueden ser correlacionados total o parcialmente a lo largo de todas las áreas de estudio. Sus espesores varían desde 600 metros hasta poco más de 1300 metros. Está conformada por 3 ciclos deposicionales menores. Los dos primeros son de tipo progradacional (denominados Georgia y Punta Indio, respectivamente) y el tercero es retrogradacional (ciclo Manzanillo).

d). **El Sistema Depositional IV** (sedimentos turbidíticos volcanoclásticos): es correlacionado total o parcialmente en la región. Se compone de una etapa de sedimentación de planos de cuenca y 7 ciclos progradacionales que la sobreyacen.

La etapa de sedimentación de turbiditas de planos de cuenca, aquí denominada **Etapa Zapotal** se correlaciona para casi todas las áreas, a excepción del área del Bajo Tempisque Oeste, en donde no aflora. En el área de Bajo Tempisque Este, la parte inferior de esta etapa de sedimentación está constituida por depósitos de abanico local (unidad Cerco de Piedra).

Los 7 ciclos subsiguientes se correlacionan por completo en las áreas del Istmo de Rivas (corte 1), Santa Elena Norte-Bahía Salinas (corte 2) y Murciélagos-Gigante (corte 7), en las restantes áreas su correlación es parcial por falta de afloramientos. Estos ciclos se denominan del más antiguo al más joven: Cuajiniquil, San Juan del Sur, Punta El Naranjo, Punta El Arco, Bahía Salinas, Playa Palomo y Playa Blanca.

### 3.2 Región Sámara-Cabo Blanco

En la Fig. 4 se presenta el panel de correlación estratigráfica para la región Sámara-Cabo Blanco. Sus principales características se enumeran de la siguiente manera:

a) **El Sistema Depositional I** al igual que en la región Rivas-Tempisque, aflora discontinuamente y constituye la parte basal de la secuencia sedimentaria, por encima del Complejo de Nicoya.

b) El Sistema Depositional II está conformado principalmente por depósitos de pelitas carbonatadas, que afloran de forma más o menos continua en la región. Los depósitos de pelitas silíceas de la unidad inferior afloran en el área de Punta Coyote. Mientras que los de la unidad superior afloran localmente (BAUMGARTNER, et al., 1984), como bloques tectónicos al norte de Bahía Garza, y en el área de Terciopelo.

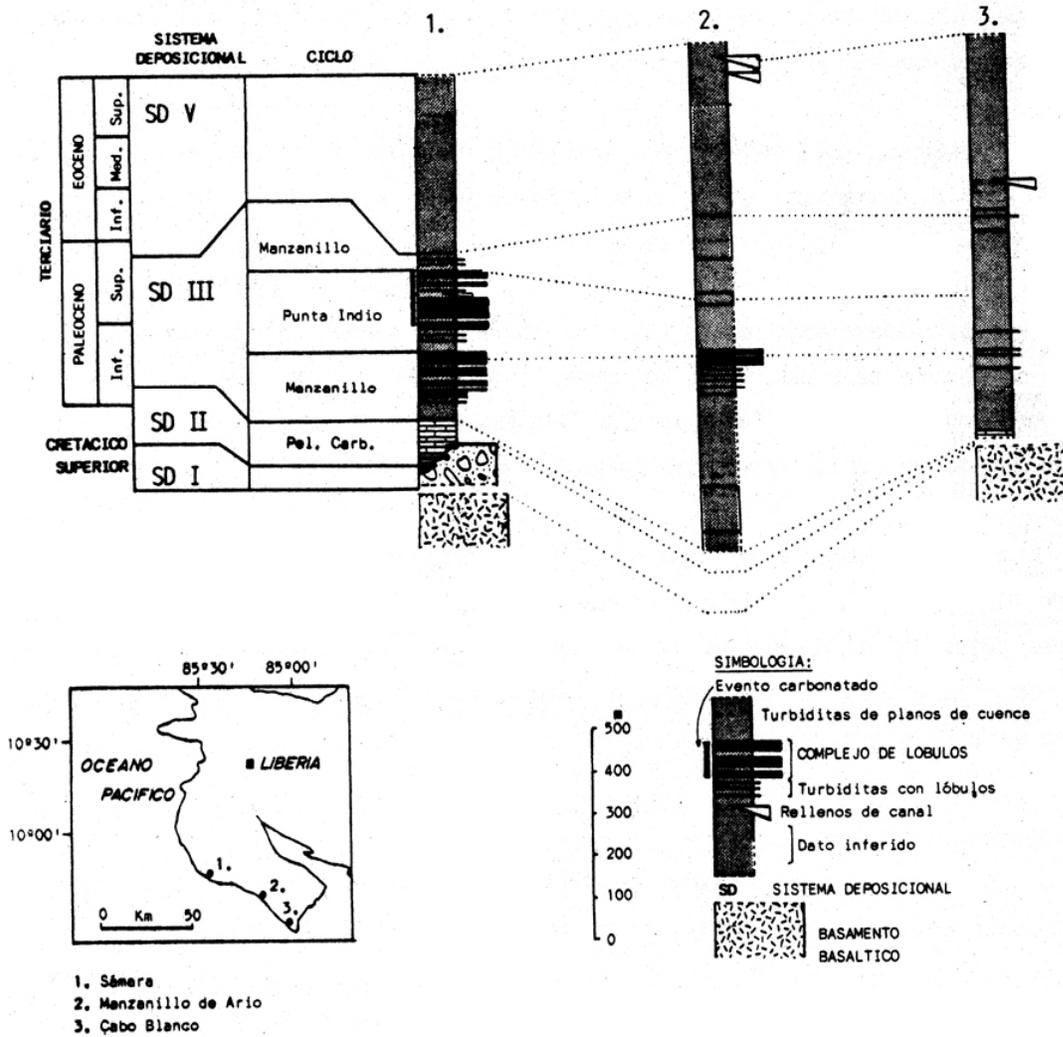


Fig. 4. Tabla de correlación de las columnas sedimentológicas de tres áreas clave: Región Sámera Cabo Blanco.

c) **El Sistema Depositional III**, de la misma forma que en la región del Istmo de Rivas-Tempisque, está constituida por tres ciclos deposicionales. Los dos primeros progradacionales, (Georgia y Punta Indio) y el último retrogradacional (ciclo Manzanillo).

d) **El Sistema Depositional V** (turbiditas carbonatadas de grano fino): se caracterizan por su gran continuidad a lo largo de la región, pudiendo ser claramente correlacionado en las tres áreas. El techo de este sistema está conformado, en algunas áreas, por una discordancia angular sobre la cual yacen los sedimentos neríticos carbonatados (véase CALVO, 1987) y silicoclásticas (LAURITO, 1988) del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (compárese también MALAVASSI, 1961; TAHLMANN en DENGO, 1962).

### 3.3 Correlaciones entre las regiones Rivas y Tempisque y Sámara-Cabo Blanco

En la Fig. 5 se presenta la correlación regional entre ambas cuencas. En general hasta el techo del Sistema Depositional III, existe mucha analogía entre la sedimentación de ambas cuencas.

El desarrollo de la sedimentación de brechas basálticas del Sistema Depositional I, las pelitas silíceas y las pelitas carbonatadas del Sistema Depositional II y de los 3 ciclos deposicionales del Sistema Depositional III son comunes para ambas regiones. Cubren en conjunto un período que abarca del Senoniano Terminal al Paleoceno Superior basal. Con el término de la sedimentación del Sistema Depositional III, se evidencia una notable diferencia en el desarrollo de la sedimentación de las dos regiones. En la región Sámara-Cabo Blanco, se implanta una sedimentación de turbiditas carbonatadas de grano fino, que solo localmente es interrumpida por el arribo de flujos turbulentos de alta concentración canalizados (Fig. 34). Mientras que en la región Rivas-Tempisque, se implanta un sistema deposicional turbidítico de composición predominantemente volcánico (andesítico) y carbonatado, que se caracteriza por el desarrollo de una etapa de sedimentación de planos de cuenca y de 7 ciclos deposicionales (Fig. 3). La edad de esta sedimentación, para ambas regiones, es de Paleoceno Superior-Eoceno Superior/Oligoceno Inferior. Sin embargo, al menos el evento carbonatado (gran volumen de sedimentos carbonatados redepositados como turbiditas) del Ciclo Punta Palomo, observado en la región del Istmo de Rivas-Tempisque, puede ser correlacionado con

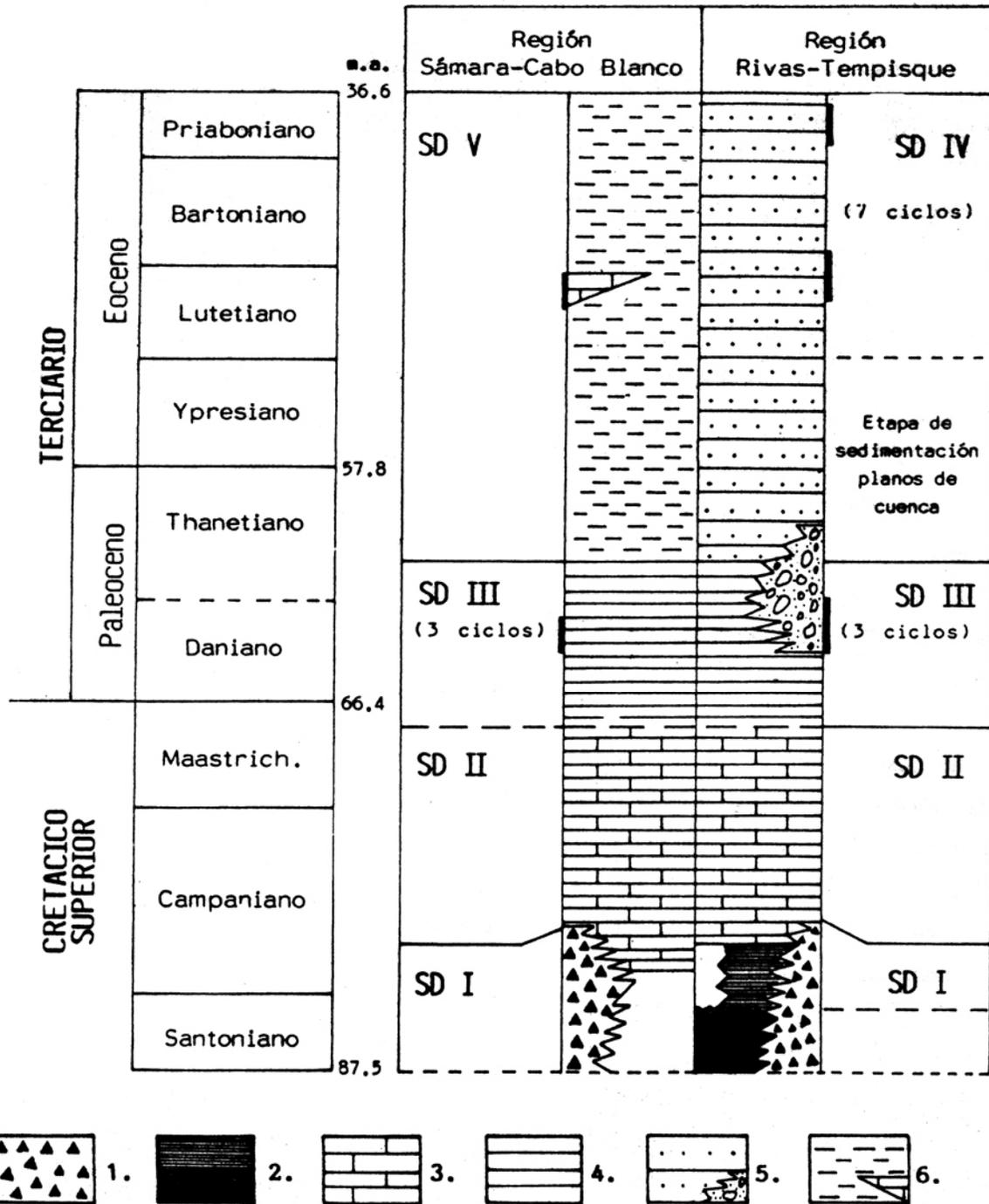


Fig. 5 . Correlación general entre las regiones Sámara-Cabo Blanco y Rivas-Tempisque: 1. Brechas basálticas, 2. Pelitas silíceas, 3. Pelitas carbonatadas, 4. Turbiditas silicoclásticas, 5. Turbiditas volcanoclásticas y depósitos de abanico local, 6. Turbiditas carbonatadas de grano fino y depósitos de canal. Los indicadores negros representan eventos carbonatados.

el evento carbonatado que significa el relleno de canales superiores del techo del Sistema Deposicional V en la región de Sámara-Cabo Blanco, lo que indica que las áreas de aporte de ambas cuencas fueron afectadas por procesos semejantes y sincrónicos.

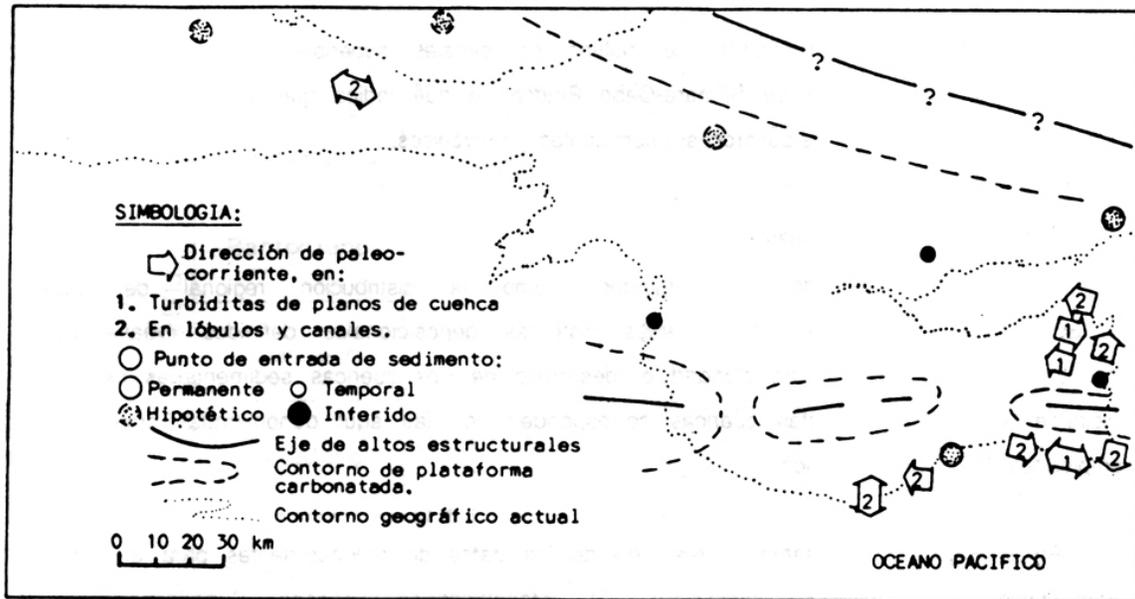
#### 4. PATRONES DE PALEOCORRIENTES

Tanto el patrón de paleocorrientes, como la distribución regional de facies y asociaciones de facies de los diferentes sistemas deposicionales definidos (véase Cap. 2; Figs. 3, 4, y 6) muestran con claridad el desarrollo de dos cuencas sedimentarias de evolución parcialmente diferentes. Estas cuencas corresponden con las aquí denominadas cuencas Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco.

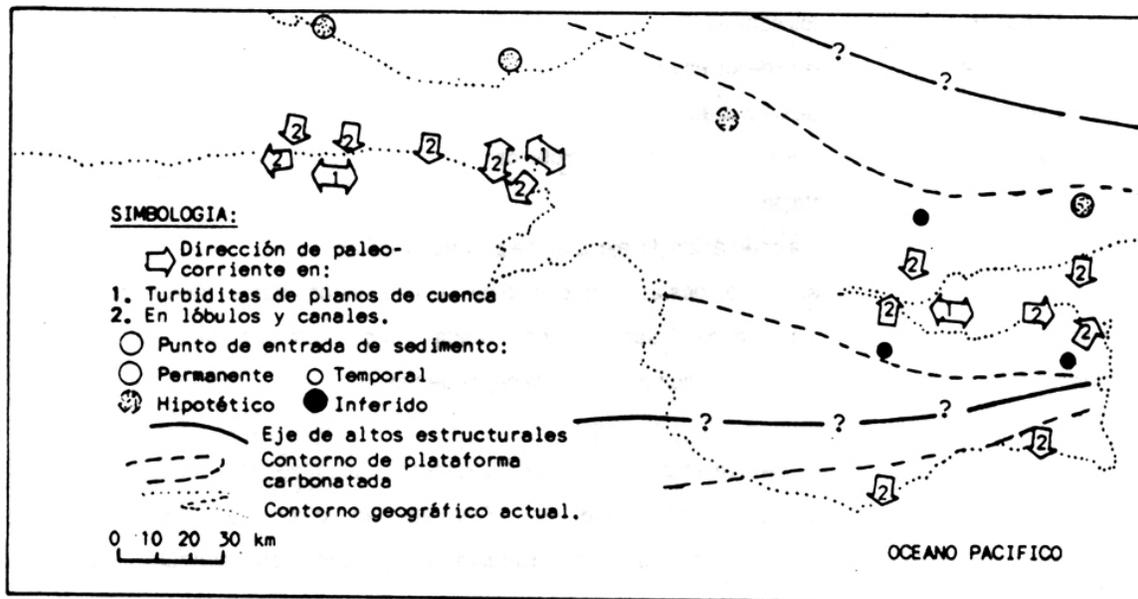
En la Fig. 6 se presenta el resumen de los datos de paleocorrientes para el período de sedimentación del Sistema Deposicional III (Maastrichtiano-Paleoceno Superior basal) para ambas cuencas. Los datos de paleocorrientes que se presentan en las Figs. 6a y 6b representan datos de resumen, es decir, que integran los diversos datos de paleocorrientes que no divergen en más de 20° en un solo dato integrado para un área determinada. Los datos de paleocorrientes (sentido y/o dirección) fueron tomados con base en los siguientes aspectos:

- Dirección de los ejes de los canales
- Marcas de erosión a la base de los estratos
- Laminación y/o estratificación cruzada
- Variación lateral y longitudinal del espesor de los lóbulos
- Cálculo de paleopendiente por pliegues "slump"
- Mediación estadística de la orientación del eje largo de guijarros y guijas
- Imbricación de clastos. Cabe destacar que debido a que estos datos fueron tomados en diferentes niveles de la secuencia sedimentaria, cada uno correspondió con un dato característico de un determinado período de tiempo, diferente de los demás.

En general, el patrón de paleocorrientes que caracteriza el Sistema Deposicional III es análogo para ambas cuencas sedimentarias (Fig. 6). Consiste, en lo principal, de dos patrones de paleocorrientes perpendiculares entre sí, uno **transversal** y otro **longitudinal**. El patrón longitudinal es paralelo, en términos generales, al eje de la cuenca (NW-SE) y es característico para los depósitos de turbiditas de planos de cuenca y de lóbulos regionales



**Fig. 6a.** Patrón de distribución de paleocorrientes, ubicación de puntos de entrada de sedimento a la cuenca y posible posición de los altos estructurales y sus plataformas (carbonatadas) para el período de sedimentación del sistema deposicional III (Maastrichtiano Medio/Superior - Paleoceno Superior).



**Fig. 6b.** Patrón de distribución de paleocorrientes, posible ubicación de puntos de entrada de sedimento y posición probable de los altos estructurales y sus plataformas (carbonatadas) para el período de sedimentación de los sistemas deposicionales IV y V (Paleoceno Superior - Eoceno Superior/Oligoceno Inferior).

(véase Cap. 2). Este patrón es el que controla la sedimentación a lo largo de la cuenca. El patrón transversal es más característico de los depósitos de "slump", de canales de distribución (principales) y de lóbulos locales, coincidiendo, por lo general, con los patrones de entrada de sedimentos a la cuenca.

En las Figs. 6a y 6b, también se indica la posible posición de los puntos de entrada (cf. RICCI LUCCI, 1985) de sedimentos a la cuenca, así como de las hipotéticas posiciones de las áreas estructuralmente más altas.

En la Fig. 6b se presenta el patrón de paleocorrientes para el período que cubre el Sistema Deposicional IV en la cuenca Rivas-Tempisque y el patrón para el Sistema Deposicional V en la cuenca Sámara-Cabo Blanco (Paleoceno Superior-Eoceno Superior/Oligoceno Inferior). En el primer caso el patrón general es semejante al analizado para el Sistema Deposicional III (Fig. 6a), que consiste de un patrón longitudinal y otro transversal. En la cuenca Sámara-Cabo Blanco, el patrón longitudinal no es relevante, por el contrario, el patrón transversal es el patrón que domina.

## **5. PALEOGEOGRAFIA DE LAS CUENCAS PROFUNDAS DE NICARAGUA MERIDIONAL Y COSTA RICA SEPTENTRIONAL**

La historia de la sedimentación profunda de la vertiente pacífica de Nicaragua Meridional y Costa Rica Septentrional abarca un extenso período de tiempo desde el Cretácico Inferior hasta el Paleoceno Superior. Cinco diferentes etapas evolutivas conforman esa historia de sedimentación profunda.

### **5.1 Episodio Pre-Santoniano Superior**

Durante esta etapa, desde el Albiano o con anterioridad, acontece la depositación de los sedimentos pelágicos silíceos de la unidad inferior del Sistema Deposicional II. La sedimentación está dominada por la depositación de fangos silíceos ricos en radiolarios, que irregularmente es interrumpida por la depositación de sedimentos volcánicos finos (cenizas) y lodos calcáreos, o por el desarrollo de un ambiente de fondo anóxico que favorece la depositación de facies de pelitas bituminosas.

Lateralmente a esta sedimentación se desarrollaba un volcanismo de arco de islas primitivo (cf. WILDERBERG, 1984; SEYFRIED et al., 1987) a la base de cuyos escarpes se depositaron brechas basálticas, que localmente se intercalaron a dicha sedimentación pelágica.

Estas condiciones de depositación prevalecieron en toda la zona, o parte de ésta, hasta el Santoniano, cuando ocurre la primera fase de compresión tectónica (GURSKY, M., 1986, 1988).

## 5.2 Episodio Campaniano

Durante el Campaniano Inferior, se produce la reactivación del margen convergente (cf. SEYFRIED et al., 1987). En este tiempo prevalecen dos tipos de depositación profunda. Una discontinua y local, caracterizada por los depósitos de brechas de la base de escarpes submarinos profundos, y otra, relativamente más uniforme y continua, conformada por los sedimentos pelágicos silíceos de la unidad superior del Sistema Deposicional II, que se componen de pelitas silíceas, areniscas turbidíticas y en menor proporción pelitas tobáceas y bituminosas. La influencia del volcanismo explosivo se hace notar por el desarrollo de un flujo tobáceo (flujo de escombros) de gran extensión que se intercala con los depósitos de pelitas silíceas de esta unidad.

Para finales del Campaniano Inferior, como consecuencia de la interacción de factores oceanográficos, entre ellos la caída del CCD (cf. BAUMGARTNER et al., 1984), morfotectónicos (cambios de relieve por tectonismo, cf. WILDBERG, 1984; GURSKY et al., 1984) relacionada a la fase tectónica D2. cf. STREBIN, 1982, y el inicio de la actividad volcánica (GURSKY et al., 1984; KUYPERS, 1979; LUNDBERG, 1986; SEYFRIED et al., 1987), se produce un cambio de la sedimentación pelágica silícea a la sedimentación carbonatada. Esta se caracteriza principalmente por el desarrollo de depósitos de calcilutitas (margas y cretas), e intercalaciones de areniscas turbidíticas y pelitas tobáceas.

Esta sedimentación abarcó el resto del Campaniano. Se extendió ampliamente en la zona, cubriéndola casi por completo, a excepción de las áreas del piso oceánico levantadas.

Algunos de los cuales estuvieron lo suficientemente someras como para que fueran colonizados por biostromos de rudistas y nerineas (SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985) y una relativamente extensa plataforma carbonatada (CALVO, 1987). A la base de estos altos estructurales, someros y emergidos, así como de otros más profundos, se sedimentan los depósitos de pies de escarpes insulares y profundos, que se interdigitan lateralmente con los sedimentos pelágicos carbonatados. La posible posición de estas áreas levantadas es presentada en la Fig. 7b.

En el Campaniano Tardío cuspidal se inicia una subsidencia regional de dichos altos estructurales (cf. SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985), la cual puede ser explicada como el producto de la apertura inicial de las cuencas en la región del "Forarc". De esta manera, la plataforma carbonatada del Campaniense Superior es enterrada en gran parte por sedimentos profundos, tanto pelágicos como turbidíticos.

### 5.3 Maastrichtiano-Paleoceno Superior basal

En el Maastrichtiano evoluciona el levantamiento diferencial del arco externo y del arco volcánico. En el "forearc" se empiezan a separar las cuencas Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco y hacia la latitud de la Península de Santa Elena se desarrolla un alto fondo E-W a manera de barrera parcial entre las áreas de Rivas y Tempisque (véase también CALVO, 1987). La sedimentación pelágica carbonatada cambia a turbidítica.

Durante el Maastrichtiano Medio/Superior, fue dominante la sedimentación de turbiditas de planos de cuenca, caracterizadas por el desarrollo de depósitos de turbiditas lodosas y lodo-arenosas, que en algunos niveles desarrollan "slumps".

Paralelamente al inicio de la sedimentación turbidítica se incrementa también un proceso de diferenciación de cuencas, debido al efecto de barrera ejercido por el arco externo. Como consecuencia de este efecto, se instalaron los dos patrones principales de distribución de sedimentos, uno transversal al eje de la cuenca, que constituye el medio de alimentación de los sedimentos a la misma a través de más de un punto de entrada. El otro patrón es un patrón longitudinal que sirve como medio de dispersión del sedimento en la cuenca.

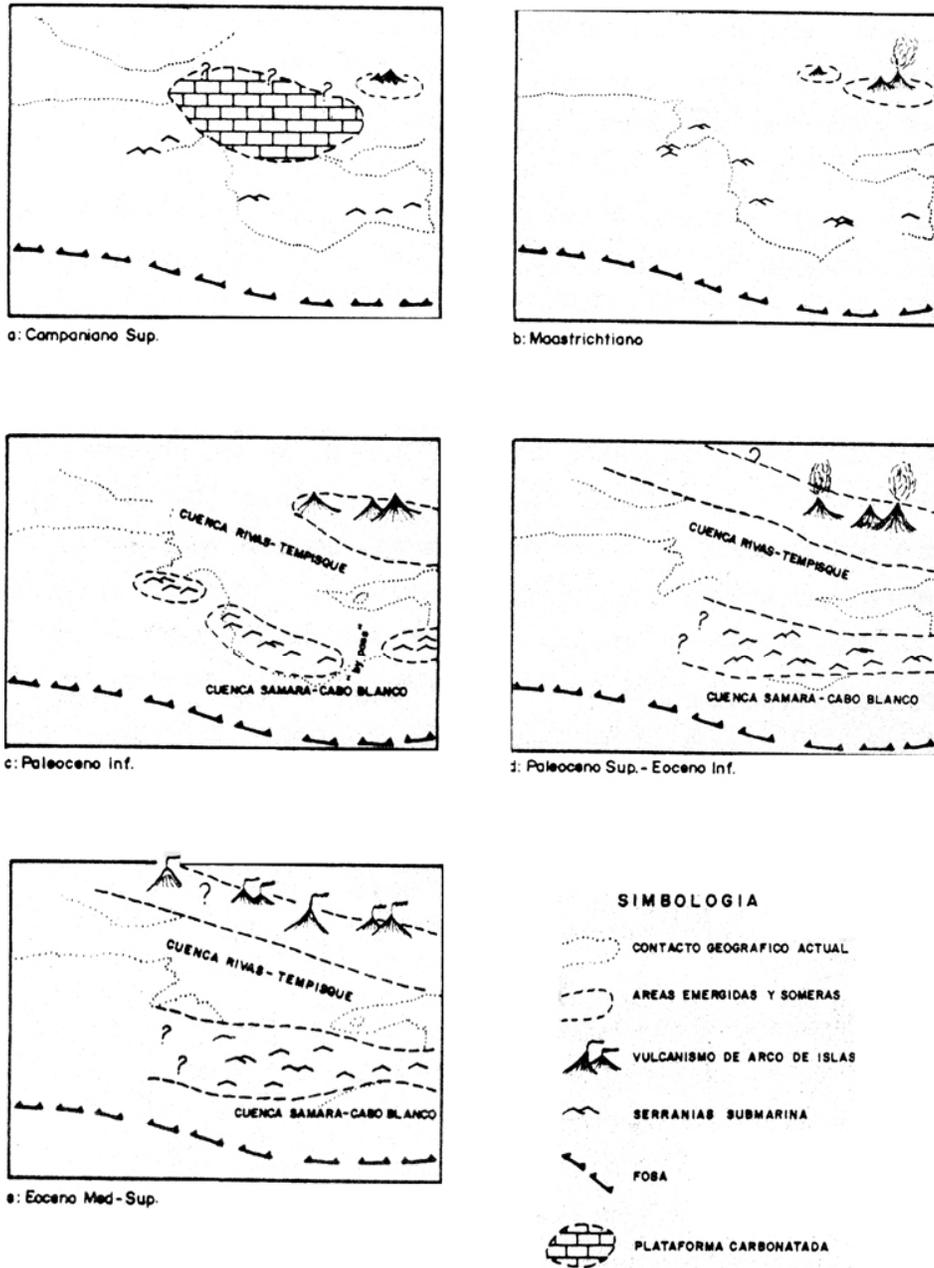


Fig. 7. Reconstrucción paleogeográfica del período Campaniano - Eoceno para la zona de estudio.

El límite Mesozoico/Cenozoico está marcado, en el área de estudio por un abrupto descenso del nivel del mar (compárese VIAL et al., 1977) que conlleva un estado de alta energía en el aporte, durante el cual se da un cambio en la sedimentación. Los sedimentos de la plataforma insular, ahora expuestos a la acción erosiva sub-aérea, son resedimentados hacia las cuencas profundas (sistema tipo I de MUTTI, 1985). Se deposita así el complejo de lóbulos que culmina en el Ciclo Georgia, cuya sedimentación se registra en ambas cuencas durante el Daniano Inferior.

La presencia de detrito de madera, como pequeños guijarros incluidos dentro de las facies de turbiditas arenosas y arenoguijarrosas que conforman los lóbulos, evidencia con claridad que en las áreas de aporte existían, para este período zonas emergidas con desarrollo de vegetación. La configuración paleogeográfica general para este período se muestra en la Fig. 7c.

Durante el transcurso del Paleoceno Inferior, el nivel del mar asciende paulatinamente, en los márgenes de las cuencas, restaurándose una sedimentación de turbiditas de planos de cuenca, característica de un estado de baja energía en el aporte de sedimentos ( sistema tipo III de MUTTI, 1985).

En el límite Paleoceno Inferior/Paleoceno Superior aconteció de nuevo una caída relativa del nivel del mar (culminación del ciclo global TP1, cf. VAIL et al., 1977) que conlleva a un nuevo cambio en las condiciones de sedimentación. Se deposita el complejo de lóbulos que conforma la parte superior del Ciclo Punta Indio, característico para ambas cuencas y los depósitos de abanico local carbonatado del área de Cerco de Piedra (sistema tipo II de MUTTI, 1985).

#### **5.4 Paleoceno Superior-Eoceno Inferior/Medio**

Este período está caracterizado por un levantamiento del nivel del mar a escala global, marcado por el desarrollo de varios ciclos menores (VAIL et al., 1977). A nivel regional acontece un período de relativamente intensa actividad volcánica durante el Paleoceno Superior y el cierre del "bypass" que alimentaba la cuenca turbidítica Sámara-Cabo Blanco (véase Fig. 7d).

Durante el Paleoceno Superior basal, en ambas cuencas de sedimentación, como consecuencia del paulatino ascenso del nivel del mar, el complejo de lóbulos que conforma el techo del ciclo Punta Indio, pasa a través de una secuencia "fining upward" a depósitos de planos de cuenca.

En el Paleoceno Superior basal acontece el cierre del "bypass" de Punta Indio, el cual servía de canal alimentador de sedimento turbidítico a la Cuenca Samara-Cabo Blanco. De esta manera, se separan por completo las cuencas Sámara-Cabo Blanco y Rivas-Tempisque, iniciándose así patrones de sedimentación independientes.

El cierre del "bypass" se originó por el levantamiento tectónico diferencial del arco externo; o bien, como consecuencia indirecta de la subsidencia diferencial de las cuencas turbidíticas. La Serranía de Nicoya (arco externo) funciona ahora como una barrera que limita el paso de sedimentos turbidíticos de la cuenca Rivas-Tempisque a la Cuenca Sámara-Cabo Blanco. Se inicia así, en el talud occidental de este arco, una abundante sedimentación de fangos de foraminíferos y radiolarios, favorecida por el impedimento de aporte turbidítico y por factores paleoceanográficos, dentro de los que se destacan el desarrollo de afloramientos submarinos y alta productividad planctónica (véase también BAUMGARTNER et al., 1984). Estos sedimentos, esporádicamente, son resuspendidos por corrientes de turbidez de baja densidad y transportados hacia las áreas profundas de la cuenca Sámara-Cabo Blanco. Desarrollándose la sedimentación de las turbiditas carbonatadas de grano fino del Sistema Depositional V. Estas turbiditas están caracterizadas por el desarrollo de facies de grano fino con intercalaciones irregulares de arcillolitas pelágicas autóctonas y areniscas turbidíticas de grano fino, posiblemente asociadas al paso de corrientes de turbidez de baja concentración de arenas finas y medias, procedentes de la cuenca Rivas-Tempisque, durante las etapas de sobrealimentación de la misma.

En la cuenca Rivas-Tempisque, las condiciones de sedimentación son algo diferentes. Durante el Paleoceno Superior sucede un episodio volcánico más o menos intenso en el arco de islas. Esta condición favoreció un mayor aporte de sedimento volcanogénico de composición andesítica en los sedimentos de la plataforma, que al ser resedimentados, produjeron un

cambio en la composición de las turbiditas. Esto se evidencia principalmente por una notable disminución en el contenido de magnetita y en el aumento de cuarzo detrítico. Se inicia así la sedimentación del Sistema Deposicional IV.

En general, el resto del Paleoceno y el Eoceno Inferior, estuvieron caracterizados por la sedimentación de una espesa secuencia de turbiditas de planos de cuenca (lodosas y/o arenosas) que solo en un contexto local, en las áreas de desembocadura de cañones submarinos (puntos de entrada), es sustituida por depósitos de abanico (por ejemplo, el área de los Cerros Cerco de Piedra, durante el Paleoceno Superior). La configuración paleogeográfica de la zona durante este período se muestra en la Fig. 7d.

#### **5.5 Eoceno Medio/Superior-Oligoceno Inferior**

Este es uno de los períodos geológicos más activos en el Paleógeno de la zona. Tectónicamente se desarrolla una fase compresiva intensa (fase D3, cf. STREBIN, 1982). Asimismo, hay evidencia de una intensa actividad volcánica a lo largo de todo el arco de islas andesítico, y además, importantes caídas globales del nivel del mar, sobre todo en el Oligoceno Inferior terminal (véase VAIL et al., 1977).

En la cuenca Rivas-Tempisque, esos factores se hacen notar por el desarrollo de una depositación cíclica, que consiste de turbiditas de planos de cuenca y de complejo de lóbulos, que son cortados irregularmente por una serie de canales, que han penetrado desde los puntos de entrada hacia el centro de la cuenca. La granulometría de los depósitos de lóbulos y canales es más gruesa que la de los depósitos del Sistema Deposicional III. Su composición es principalmente andesítica, con detrito carbonatado en menor proporción, así como macroforaminíferos. Esto evidencia el desarrollo de sedimentación carbonatada nerítica, situada según las direcciones de paleocorrientes, en el arco externo y en el arco de islas volcánico andesítico.

Se desarrollan siete ciclos principales. Cada uno de los ciclos culmina con importantes eventos de resecimentación que se asocian a importantes períodos de alta energía en el aporte de sedimento. Algunos de estos períodos, posiblemente se asociaron a caídas del nivel del mar y otros al climax en la actividad volcánica del arco magmático o levantamiento en el

área continental, no necesariamente sincrónicos con los cambios eustáticos (absolutos, sensu NUMMEDAL et al., 1986).

En la cuenca Sámara-Cabo Blanco, prevalecen las condiciones de sedimentación fina del Sistema Depositional V. Se infiere que el efecto de barrera del arco externo persiste. La configuración paleogeográfica para el período Eoceno Medio/Superior-Oligoceno Inferior se presenta en la Fig. 7e.

El período Oligoceno Inferior, bioestratigráficamente, no ha sido datado en los sedimentos profundos de la zona de estudio. Sin embargo, a juicio del autor, es posible que la sedimentación profunda de los Sistemas Depositionales IV y V, en ambas cuencas, haya continuado hasta este período, sino regionalmente, sí localmente. De esta manera se considera que la sedimentación "profunda" termina como producto de la abrupta caída del nivel del mar que ocurrió en el Catiño Inferior (véase VAIL et al., 1977).

Durante el resto del Oligoceno, la sedimentación en ambas regiones estuvo dominada por la sedimentación nerítica carbonatada, silicoclástica y volcánica (véase CALVO, 1987; LAURITO, 1988; SEYFRIED et al., 1987).

## 6. CONCLUSIONES PRINCIPALES

En los apartados precedentes se ha hecho énfasis en que a partir del inicio de la sedimentación del Sistema Depositional III (Maastrichtiano Medio/Superior) la zona de estudio es dividida en dos cuencas de sedimentación independientes: la Cuenca Rivas-Tempisque y la Cuenca Sámara-Cabo Blanco.

### 6.1 Geometría de cuencas

La cuenca Rivas-Tempisque, alcanzó una extensión longitudinal mínima de 300 km y un ancho promedio de 50-60 km. Su límite NE estuvo conformado por el arco de islas volcánico andesítico, el límite SW por el alto estructural que constituyó el arco externo no volcánico (sensu VAN BEMMELEN, 1949, 1954). El límite N posiblemente lo conformaba el sector sur del Orógeno de América Central Septentrional (cf. DENGGO, 1962) y el límite SE, no

no está bien aclarado, sin embargo preliminarmente puede considerarse como tal el Promontorio de Herradura-Quepos (sensu BAUMGARTNER et al., 1984; SEYFRIED, 1986), que aquí se propone como de edad (mínima) Maastrichtiano Medio/Superior.

La cuenca de Sámara-Cabo Blanco, tiene una longitud más pequeña de aproximadamente 90-100 km y su ancho mínimo es de 10 km, aunque su valor real aproximado es desconocido. El límite NE y NW lo formó el arco externo. Su límite SW posiblemente estuvo formado por un alto estructural situado en la ladera interna de la Fosa, o bien puede llegar hasta la misma Fosa Mesoamericana (véase CROWE & BUFFLER, 1985). El límite SE es desconocido.

En general, ambas cuencas tienen una forma elongada y una orientación NW-SE. Están separadas parcialmente desde el Maastrichtiano Medio/Superior, por un alto estructural que conformaba el Arco Externo, aquí denominado Serranías de Nicoya. Estas serranías estaban constituidas por una serie de altos fondos submarinos, que tenían una orientación NW-SE y no estaban directamente conectados entre sí, lo cual permitía el paso de sedimento desde la cuenca Rivas-Tempisque hacia la cuenca Sámara-Cabo Blanco, a través de uno o varios "bypasses". Algunos de los altos submarinos de esta serranía posiblemente estuvieron emergidos temporalmente, o bien fueron lo suficientemente someros como para permitir que se desarrollara una sedimentación carbonatada nerítica en sus plataformas insulares.

## 6.2 Sistema de alimentación de las cuencas profundas

El análisis de las direcciones de paleocorrientes y la distribución regional de las facies y asociaciones de facies y el desarrollo comprobado de lóbulos locales, han permitido colegir que el sistema de alimentación de las cuencas turbidíticas y particularmente de la cuenca Rivas-Tempisque, consistía en lo principal, de un sistema múltiple. Es decir, que la cuenca es alimentada en un mismo tiempo por al menos dos puntos de entrada de sedimento (sensu RICCI LUCCHI, 1985).

En la Fig. 6 se plantea la posición inferida e hipotética de los puntos de entrada de sedimento que alimentaron las cuencas Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco durante el período de sedimentación del Sistema Depositional III.

El análisis de las direcciones de corrientes y la distribución de facies de la cuenca Sámara-Cabo Blanco, muestra que su alimentación principal se llevaba a cabo a través de un único punto de entrada permanente, ubicado en el sector de Punta Indio, a partir del cual los sedimentos eran dispersados longitudinalmente en la cuenca.

La distribución del sedimento en las cuencas, está constituida por dos patrones principales, uno transversal y otro longitudinal. El patrón transversal corresponde con el patrón de entrada de sedimento. En las áreas de desembocadura, durante los períodos de baja energía relativa en el aporte de sedimento, se desarrollan pequeños abanicos locales donde los depósitos de grano grueso, de lóbulos locales y de turbiditas son sedimentados posiblemente siguiendo el modelo de depositación de abanico submarino clásico (sensu NORMARK, 1985; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; WALKER, 1978, y Sistema Deposicional II, cf., MUTTI, 1985). Durante los períodos de mayor aporte de sedimentos, éste no es retenido en las áreas del abanico, sino que progresa hacia el centro donde es dispersado de acuerdo con el patrón longitudinal. Estos patrones de dispersión también están evidenciados por las direcciones de los ejes de los canales, en donde los canales principales, tienen una orientación paralela al patrón transversal, mientras que los canales secundarios tienen orientación paralela al patrón longitudinal. Para el período de sedimentación de los Sistemas Deposicionales IV y V, las condiciones de alimentación-dispersión de sedimento, en particular para la cuenca Rivas-Tempisque, mantuvieron características semejantes. La cuenca Rivas-Tempisque sigue siendo alimentada por un sistema múltiple de puntos de entrada, los patrones de dispersión de sedimento transversales y longitudinales son los característicos. Por el contrario, en la cuenca Sámara-Cabo Blanco, las condiciones de sedimentación cambian debido a que el punto de entrada de Punta Indio se ha cerrado (véase Cap. 5), desarrollándose entonces una sedimentación más fina (sistema Deposicional V), donde el patrón de dispersión longitudinal de sedimentos no es relevante.

### **6.3 Factores controlantes de la sedimentación profunda**

La secuencia turbidítica que conforma los Sistemas Deposicionales III, IV y V de las cuencas Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco, están constituidas, en lo principal, por un conjunto de etapas de sedimentación de planos de cuenca y ciclos deposicionales (Fig. 5). Estos a su vez están conformados por un estado de sedimentación de planos de cuenca y un estado de complejo de

lóbulo. Cada uno de esos estados, ciclos o etapas de sedimentación se interpretan aquí como directamente relacionados a la compleja interacción de diversos factores geológicos, que actúan durante determinados períodos de tiempo en las áreas de aporte, favoreciendo así un intenso aporte de sedimentos, o bien uno de muy bajo aporte. Esos períodos son aquí definidos como "estados de alta energía" y "estados de baja energía" en el aporte.

Así por ejemplo, las unidades sedimentarias asociadas a los depósitos de turbiditas de planos de cuenca, caracterizadas por: a) predominancia de sedimentos de grano fino (lodos y/o arenas finas), b) flujos de turbulentos (areno-lodosos) de baja concentración, y c) menor frecuencia relativa en la sedimentación (espesores relativamente pequeños abarcan períodos de tiempo largos); se consideran como depositadas durante un estado de baja energía en el aporte. Por otro lado, los depósitos de complejos lobulares, con características inversas a las mencionadas supra, son interpretadas como sedimentados durante un estado de alta energía en el aporte.

El origen y desarrollo de un estado de alta energía o de baja energía en el aporte, como se mencionó anteriormente, está relacionado a una serie de factores geológicos (externos) que ocurren en las áreas de aporte, ya sea en las áreas almacenadoras de sedimento (por ejemplo, deltas, estuarios, litorales arenosos, "fan deltas", áreas de plataforma insular, etc.) o en áreas emergidas. Dentro de esos factores se destacan los asociados a subsidencia, volcanismo y oscilaciones del nivel del mar.

En la Fig. 8, se establece una correlación entre los factores controlantes más importantes y las columnas estratigráficas de las cuencas sedimentarias analizadas. Como patrón tipo de los cambios del nivel del mar, se ha utilizado la tabla de variaciones globales de VAIL et al. (1977). Asimismo las fases tectónicas se basan en los datos de STREBIN (1982). Mientras que los datos sobre episodios volcánicos y la posición vertical relativa del arco externo, se han deducido del análisis de las secuencias sedimentarias. Los episodios volcánicos se deducen, por el enriquecimiento abrupto de sedimentos volcánicos en la secuencia. Y la posición vertical relativa del arco externo, se colige por las variaciones contemporáneas en la evolución sedimentaria de ambas cuencas.

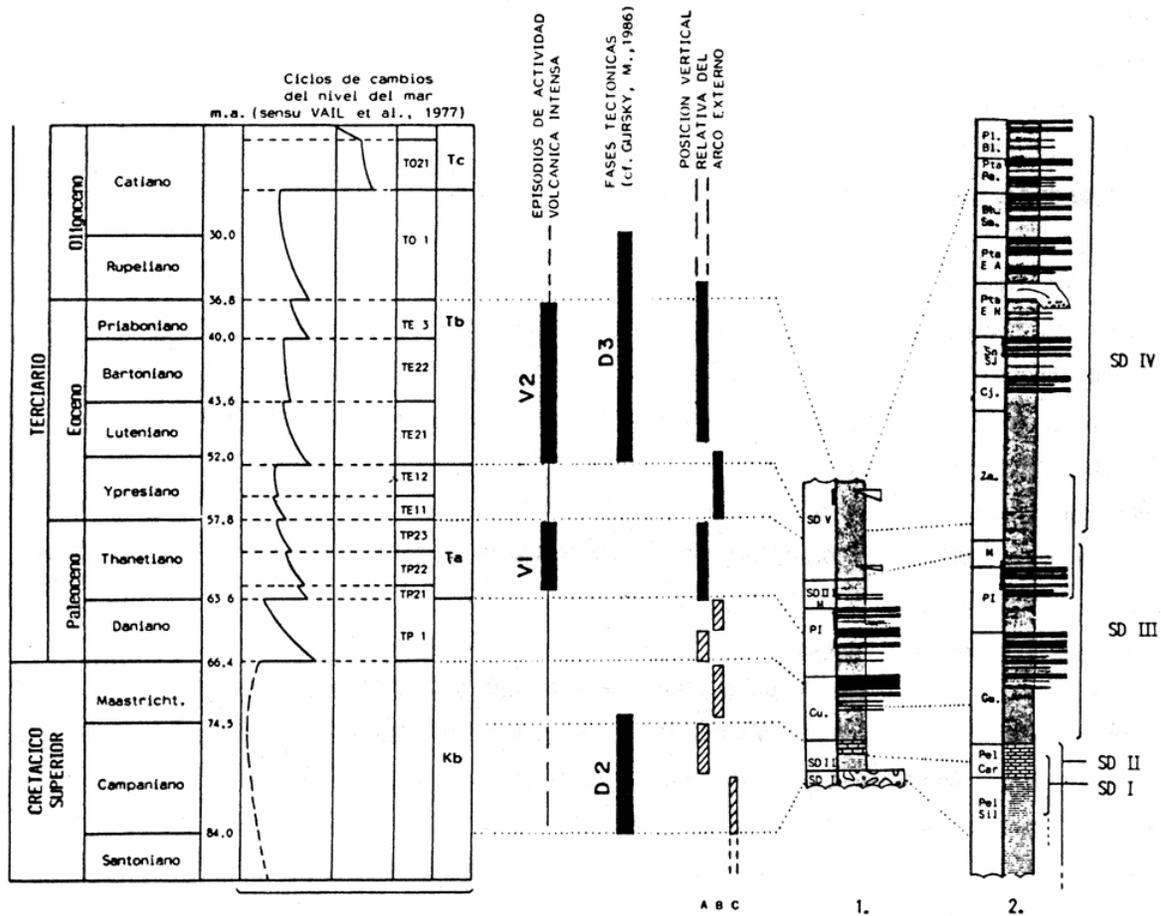


Fig. 8. Panel de correlación general: factores que controlan la sedimentación profunda versus columnas sedimentológicas generales de: 1. Cuenca Sámara - Cabo Blanco, y 2. Cuenca Rivas - Tempisque. Para la columna de la posición vertical relativa del arco externo, la posición A. representa un estado alto (a veces emergido), B. un estado somero (con sedimentación carbonatada nerítica) y C. un estado profundo. Las líneas rellenas indican un efecto de barrera total, las líneas inclinadas indican existencia de "by-pass". Las abreviaciones utilizadas en las columnas 1. y 2., se refieren a los nombres de los ciclos deposicionales y etapas de sedimentación.

#### AGRADECIMIENTOS

Por este medio, el autor hace extensivo su agradecimiento a todas aquellas personas que desinteresadamente, de una u otra forma, han colaborado en la realización de este trabajo. En especial agradezco al Prof. H. Seyfried por sus valiosas enseñanzas y el apoyo brindado durante la ejecución de este trabajo. A J. Winsemann por la labor de campo que realizamos en conjunto. A la Gerencia de Producción Primaria de la Refinadora Costarricense de Petróleo, S.A. (RECOPE) y a la Escuela Centroamericana de

Primaria de la Refinadora Costarricense de Petróleo, S.A. (RECOPE) y a la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR), por cuyo convenio interinstitucional fue posible financiar el presente estudio. Asimismo, se agradece la colaboración y apoyo brindado por el Instituto Nicaragüense de la Minería (INMINE) durante la realización de nuestros estudios en Nicaragua.

Un reconocimiento especial para el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICIT) y al Proyecto PICG 242 (Cretácico de América Latina), en la persona del Dr. J. Salfity y Dr. Volkheimer y la Junta Directiva de RECOPE, sin cuyo apoyo económico no hubiese sido posible la exposición de este trabajo en el "III Simposio de Cuencas Petrolíferas Cretácicas de América Latina", realizado en San Miguel de Tucumán, Argentina. El presente trabajo constituye un aporte al proyecto PICG 242.

#### BIBLIOGRAFIA

- ARTHUR, M.A. & SILVA, I.P., 1982: Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. —En: SCHELANGER, S.O. & CITA, M.B. (eds.): Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich. Facies: 7-54; London, England (Academic Press).
- AZEMA, J., SORNAY, J. & TOURNON, J., 1979: Découverte d'Albien supérieur a Ammonites dans le matériel volcano-sédimentaire du "complexe de Nicoya" (province de Guanacaste, Costa Rica). —C.R. somm. soc. geol. Fr., 3: 129-131; Paris.
- BAUMGARTNER, P.O., MORA, C.R., BUTTERLIN, J., GLACON, G., AZEMA, 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.
- CALVO, C., 1987: Las calizas neríticas de la vertiente pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: Epocas y sistemas de sedimentación asociadas con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central Meridional. —164 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- CORRIGAN, J., 1986: Geology of Burica Peninsula, Panamá-Costa Rica: Neotectonic implications for the southern Middle America convergent Margin. -- 152 págs. Univ. Texas, Austin (tesis inédita).
- CROWE, J.R. & BUFFLER, R.T., 1985: The Middle America Trench, Costa Rica-detached sediments (decollement tectonics (B-subduction) and active margins). —En: LADD, J.W. & SUFFLER, R.T. (eds.): Middle America Trench of Western Central America. —Ocean Margin Drilling Program, Reg. Atlas Ser.: Atlas 7; Woods Hole (Marine Science International).
- DEAN, W.A. & GARDNER, J.V., 1982: Origin and geochemistry of redox cycles of Jurassic to Eocene age, Cape Verde Basin (DSDP site 367), continental margin of north-west Africa. —En: SCHLANGER, S.O. & CITA, M.B. (eds.): Nature and Origin of Cretaceous Carbon-

- rich Facies: 55-78; London, England (Academic Press).
- DENGO, G., 1962: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. —ix + 112 págs.; Inst. Geogr. Nac., San José.
- DENGO, G., 1968 (2<sup>nd</sup> ed., 1973): Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central: —Centro Regional de Ayuda Técnica, Mexico/Buenos Aires: 52 págs. México.
- DENGO, G., 1983: Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. --Centro de Estudios Geológicos de América Central: iv + 90 págs. (unpublished manuscript), Guatemala.
- FISHER, A.G. & ARTHUR, M.A., 1977: Secular variations in the pelagic realm. —En: Deep water carbonate environments. —Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 25: 19-50; Tulsa, Oklahoma.
- GALLI-OLIVIER, C., 1979: Ophiolite and island arc volcanism in Costa Rica. —Geol. Soc. America Bull., 90: 444-452.
- GURSKY, H.J., GURSKY, M., SCHMIDT-EFFING, R. & WILDBERG, H., 1984: Karten zur Geologie et Paleontologica, 18: 173-182; Marburg.
- GURSKY, M.M., 1986: Tektonische und thermische Deformationen im ophiolithischen Nicoya-Komplex und seinen sedimentaren Auflager (Nicoya-Halbinsel, Costa Rica) und ihre Bedeutung für die geodynamische Entwicklung im südlichen Zentralamerika. —230 págs. Universidad Marburg (tesis inédita), Marburg.
- GURSKY, H.J., 1984: Die sedimentgesteine im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Oberjura bis Alttertiar von Costa Rica): Ihre Verbreitung, Fazies und geologische Geschichte mit besonderer Berücksichtigung der Radilarite. —Diss. Univ. Marburg; 393 págs. (inédito), Marburg.
- KUYPERS, E.P., 1979: La geología del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. -- Inst. Geogr. Nac., Inf. Semestr. Julio-Dic.: 77-85, San José.
- LAURITO, C.A., 1988: Análisis sedimentológico de las formaciones El Fraile, en la costa suroeste de Nicaragua, Carmen y Punta Carballo, en la costa Pacífica de Costa Rica. —117 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- LOWE, D.R., 1982: Sediment gravity flows, II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. —Jour. Sediment. Petrol., 44: 484-501.
- LUNDBERG, N., 1982: Evolution of the slope landward of the Middle America Trench Nicoya Peninsula, Costa Rica. —En: LEGGETT, J.K. (ed.): Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins: 131-147;

London.

- MALAVASSI, V.E., 1961: Some Costa Rican larger foraminiferal localities. —*Jour. Paleont.*, 35(3): 498-501, Tulsa, Oklahoma.
- MESCHEDE, M., FRISCH, W. & SICK, M., 1988: Interpretación geodinámica de los Complejos Ofiolíticos de Costa Rica. -- *Rev. Geól. Amer. Central*, 8, 1-17.
- MUTTI, E., 1985: Turbidite systems and their relations to depositional sequences. —In: ZUFFA, G.G. (ed.): *Provenance of arenites*: 65-93; Dordrecht.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F., 1975: Turbidite facies and facies associations in Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations-Northern Apennines. —9<sup>th</sup> Int. Congr. Sedim., Nice, Guidebook Field Trip 11: 21-36, Nice.
- NORMARK, W.R., 1985: Local morphologic controls and effects of basin geometry on flow processes in deep marine basins. —In: ZUFFA, G.G. (ed.): *Provenance of arenites*: 47-63; Dordrecht.
- NUMMEDAL, D., SWIFT, D.J. & WRIGHT, R., 1986: Depositional sequences and shelf sandstones in Cretaceous strata of the San Juan basin, New México. —*Field Guide 7<sup>th</sup> Ann. Res. Conf. GCS/SEPM*; 277 págs., Corpus Christi (ed. GCS/SEPM).
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R., 1986: Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme of Modern and Ancient Sediments. —*Earth-Sci. Reviews*, 23: 75-174; Amsterdam.
- RICCI LUCCHI, F., 1985: Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. —In: ZUFFA, G.G. (ed.): *Provenance of arenites*: 19-45; Dordrecht.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1979: Alter und Genese des Nicoya Komplexes, einer ozeanischen Paläofruste (Oberjura bis Wozan) in südlichen Zentralamerika. —*Geol. Rundschau*, 68 (2): 457-494; Stuttgart.
- SEYFRIED, H., 1986: Strukturgeschichte und sedimentation an einen konvergenten Plattenrand: das Beispiel der südlichen mittelamerikanischen Landbrücke. —*Berliner geowiss. Abh.*, (A), Sonderbd. X. Geowiss. Lateinamer. -Koll: 7-13; Berlin.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A. & CALVO, C., 1987: Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from an evolving island arc: the upper Cretaceous and Tertiary of Central America. —*Facies*, 17: 203-214, Erlangen.
- SEYFRIED, H. & SPRECHMANN, P., 1985: Acerca de la formación del puente-istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniano al Eoceno. —*Rev. geol. Amer. Central*, 2: 63-87; San José.
- STIBANE, F.R., SCHMIDT-EFFING, R. & MADRIGAL, R., 1997: Zur stratigraphisch bis Untertertiär. —*Giessener Geol. Schr.* 12: 315-358; Giessen.

- Tektonischen entwicklung der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) in der Seit von Oberkreide
- STREBIN, M., 1982: Zur Deformationsgeschichte des Ophiolith-Komplexes der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) und seines sedimentaren Auflagers. —Tagungsheft 8. Geowiss. Lateinamer. -Koll.: 94; Göttingen.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, III S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. —En: PAYTON, C.E. (ed.): Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration. —Assoc. Amer. Petrol. Geol. Memoir 26: 83-97; Tulsa, Oklahoma.
- VAN BEMMELEN, R.W., 1954: The geology of Indonesia (vol. 1): The Hague, Staatsdrukkerij Nijhoff: 732 págs.
- VAN BEMMELEN, R.W., 1954: Mountain building. —The Hague, Martinus Nijhoff: 177 págs.
- WALKER, R.G., 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: Model for stratigraphic traps. —Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 62: 932-966, Tulsa, Oklahoma.
- WILDBERG, H., 1984: Der Nicoya-Komplex, Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und Genese eines polygenetischen Ophiolith-Komplexes. —Munster. Forch. Geol. Palaont., 62: 123 págs., Munster.
- WEYL, R., 1980: Geology of Central America (2<sup>nd</sup> ed.). —viii + 372 págs. Berlin, Stuttgart (Gebruder Borntraeger).