

HISTORIA DEL ANTEARCO MESOAMERICANO AUSTRAL Y SUS IMPLICACIONES PARA LA EVOLUCION DE LA PLACA DEL CARIBE

Jutta Winsemann

Institut für Geologie und Paläontologie,
Universität Hamburg, Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13

ABSTRACT: The complex, pre-Campanian history of northern Costa Rica results from allochthonous slabs, which are the remains of an old accretionary prism, which can be traced back to the subduction of proto-Caribbean crust during late Jurassic to early Cretaceous times before the southerly Chortis block. The deactivation of this subduction system took place in Cenomanian times. It was only when the subduction process taking place there was completed that an inter-American subduction zone was formed, from which the Central American island arc systems later emerged. A left lateral strike-slip-system later developed in the area of the former northern Caribbean subduction zone, represented today by the Hess Escarpment. Thrusts in a southerly direction took place along this transform margin during the Campanian. The remains of the former subduction complex were thus transported southwards, and thrust to the primitive island arc rocks of northern Costa Rica. Owing to this structural evolution of the Central American area the origin of the thickened Caribbean crust ("Horizon B") cannot be explained by the passive insertion of an Pacific oceanic plateau. The Caribbean sill event is therefore interpreted to be a parautochthonous formation in the western Caribbean and eastern part of the Phoenix plate.

The basin systems of Central America demonstrate a similar, if not identical development, starting at the late Campanian. Five 2nd order depositional sequences can be identified within the forearc basins, which can be correlated with the cycles ZC-4, TA 1, TA 2, TA 3, and TA 4 (HAQ et al., 1988). Although thick submarine fan systems have been documented in the forearc basins of south-western Nicaragua and northern Costa Rica as far as the Eocene, the south-lying island arc segments (southern Costa Rica, Panama) are mainly characterized by hemipelagic sedimentation systems which, as a result of basaltic lava, breccias and chaotic mass flow deposits, are indicative of a fault-controlled environment in the area of a transform fault. This transform fault may have been the link to island arc segments lying further south which collided with the Central Cordillera of South America during late Cretaceous to early Tertiary times. The northerly and southerly island arc segments of Costa Rica and Panama only demonstrate a similar sedimentary development from the middle Eocene, thereby signifying the formation of a continuous inter-American subduction zone.

The internal architecture of the depositional sequences is mainly characterized by the formation of repetitive lowstand systems tracts. Either sandrich tabular lobe systems (Type I, cf. MUTTI & NORMARK, 1987) or channel-lobe systems of smaller dimensions (Type II, cf. MUTTI & NORMARK, 1987) developed, depending on the supply of sediment and the tectonics. These in turn were overlain by thick channel-overbank complexes or prograding wedges (Type III, cf. MUTTI & NORMARK, 1987). The plant material and resedimented neritic fossil content is generally high in lowstand systems tract deposits. The composition of these varies in accordance with the position of the relative sea level. The depositional systems of the transgressive and highstand systems tracts can only be segregated in areas of low sedimentation rates. In these areas, it typically consists of fine-grained calcareous deposits. The fast rise and highstand of the sea level is therefore documented through the progressive increase in the carbonate content.

RESUMEN: La compleja historia precampaniana del norte de Costa Rica, resulta del emplazamiento de secciones de corteza aloctonas que representan los restos de una antigua cuña de acreción. La misma habría sido generada por la subducción de corteza protocaribeña, frente al margen sur del bloque Chortís, durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. La desactivación de este sistema de subducción del Caribe Norte ocurrió en el Cenomaniano. Posteriormente al terminar éste, se estableció una nueva zona de subducción, la interamericana, a partir de la cual se originó el sistema de arco de islas de América Central. Subsecuentemente se creó en la antigua zona de subducción norcaribeña un sistema de falla transformante sinistral, el cual está actualmente representado por el Escarpe de Hess.

En el Campaniano fueron originados a lo largo de este margen transformante, sobrecorrimientos vergentes hacia el sur. Los restos del antiguo complejo de subducción así expelidos sobrecorrieron al conjunto rocoso del arco insular primitivo. El "sill event" del Caribe y el consiguiente aumento de espesor cortical no pueden ser explicados mediante la penetración pasiva de un plateau de origen pacífico, sino que ha de ser interpretado como una formación parautóctona en el área occidental del Caribe y oriental de la placa de Phoenix.

A partir del Campaniano Superior los sistemas de cuencas de América Central muestran un desarrollo comparable aunque no idéntico. En las cuencas de antearco se pueden reconocer 5 secuencias deposicionales de segundo orden, las cuales pueden ser correlacionadas con los ciclos ZC-4, TA 1, TA 2, TA 3 y TA 4 de HAQ et al. (1988). Mientras en las cuencas de antearco del suroeste de Nicaragua y norte de Costa Rica está documentada la sedimentación de espesos sistemas de depósitos de abanicos submarinos aún hasta el Eoceno, en los segmentos sur del arco de isla (Costa Rica meridional y Panamá) prevalece un sistema de sedimentación hemipelágico. La intercalación dentro de la misma de lavas basálticas, brechas y depósitos de flujos de masas caóticas, evidencian un medio deposicional limitado por fallas, dentro del contexto de un sistema de fallas transformantes. Este sistema transformante probablemente estableció el enlace con los segmentos de arco insular situados más al sur, los cuales colisionaron en el transcurso del Cretácico Superior y del Terciario Inferior con la Cordillera Central de Sudamérica. Es primeramente a partir del Eoceno Medio que los segmentos norte y sur del arco de isla de Costa Rica y Panamá muestran un desarrollo común indicando así el carácter continuo de la zona de subducción interamericana.

La constitución interna de las secuencias deposicionales se caracteriza fundamentalmente por la superposición de cortejos sedimentarios de nivel bajo ("Lowstand systems tracts"). En función del aporte de sedimento y de la tectónica se pueden desarrollar sistemas de lóbulos tabulares arenosos (Tipo I, cf. MUTTI & NORMARK, 1987) o sistemas de lóbulos y canales (Tipo II, cf. MUTTI & NORMARK, 1987), los cuales son sobreyacidos por espesos complejos de canales y de depósitos de desbordamiento (Tipo III, cf. MUTTI & NORMARK, 1987). En general, los depósitos de los cortejos sedimentarios de nivel bajo presentan altos contenidos de material vegetal y fósiles neríticos resedimentados, cuya composición varía dependiendo de la posición del nivel del mar. Los sistemas deposicionales de los cortejos sedimentarios de nivel alto ("Highstand systems tracts") y transgresivos ("Transgressive systems tract") sólo pudieron ser clasificados en ámbitos de escasa sedimentación, donde típicamente consisten en sedimentos carbonatados de grano fino. El rápido ascenso y estado alto del nivel del mar queda documentado en este caso por un progresivo incremento del contenido de carbonato de los sedimentos.

INTRODUCCION

Reconstrucciones del área del Caribe desde el punto de vista de la tectónica de placas siguen siendo objeto de controversia, ya que se basan en la mayoría de los casos en el desarrollo geológico de los bordes de placa norte y sur (PINDELL & DEWEY, 1982; BURKE et al., 1984; DUNCAN & HARGRAVES, 1984; ROSS & SCOTSE, 1988; PINDELL & BARRETT, 1990). Trabajos, que en los últimos años se han publicado con respecto al desarrollo geológico del margen suroeste del Caribe (BAUMGARTNER et al., 1984; BOURGOIS et al., 1984; GURSKY, H.J., 1984; WILDBERG, 1984; GURSKY, M., 1986; OBANDO, 1986; SEYFRIED & SPRECHMANN, 1986; ASTORGA, 1987; BAUMGARTNER, 1987; CALVO, 1987; SEYFRIED et al., 1987; BERRANGE & THORPE, 1988; MESCHEDE et al., 1988; ASTORGA et al., 1989; GRÖSSER, 1989; SICK, 1989; TOURNON et al., 1989; APPEL, 1990; CORRIGAN et al., 1990; SEYFRIED et al., 1991; WINSEMANN & SEYFRIED, 1991; WINSEMANN, 1992a), no se han considerado en estos modelos, de manera que en general se parte del establecimiento del arco de isla sur-centroamericano en el Cretácico Superior o en el Paleo-

ceno y que, hasta su colisión con Norteamérica y Sudamérica, no fué influido por eventos estructurales importantes (véase la discusión en PINDELL & BARRETT, 1990). El complejo desarrollo tectonosedimentario del área de antearco sur-centroamericano muestra por el contrario, que la zona sur de Centroamérica posee una historia mucho más antigua y que en el actual istmo están contenidos fragmentos de diferentes arcos magmáticos.

El área meridional de Centroamérica constituye actualmente el margen occidental de la placa del Caribe y está situada en el área de punto triple entre la placas de Cocos, Nazca y del Caribe (Fig. 1). La posición del Caribe entre los grandes sistemas de placas del Pacífico, así como Norte y Sudamérica ha llevado a una compleja deformación de la "microplaca" caribeña, cuyo movimiento ha variado de manera dramática siendo fundamentalmente controlado por los movimientos relativos de los subcontinentes entre sí. El problema central con respecto al Caribe sigue siendo el origen y proveniencia de la inusualmente gruesa corteza, con potencias de hasta 20 km (DUNCAN & HARGRAVES, 1984; WILDBERG, 1984; ROSS & SCOTSE, 1988; DONNELLY, 1989; SICK, 1989; DONNELLY et al.,

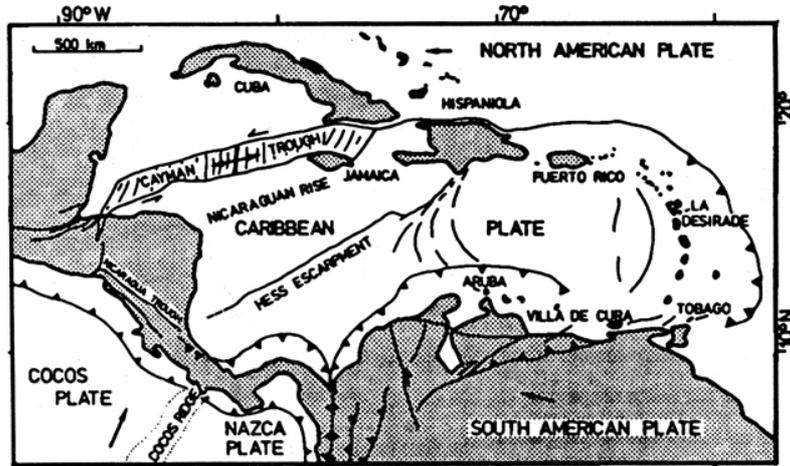


Fig. 1: Mapa tectónico de la región mesoamericana y del Caribe incluyendo las áreas mencionadas en el texto. Modificado de MANN et al. (1990) y WINSEMANN (1992 a).

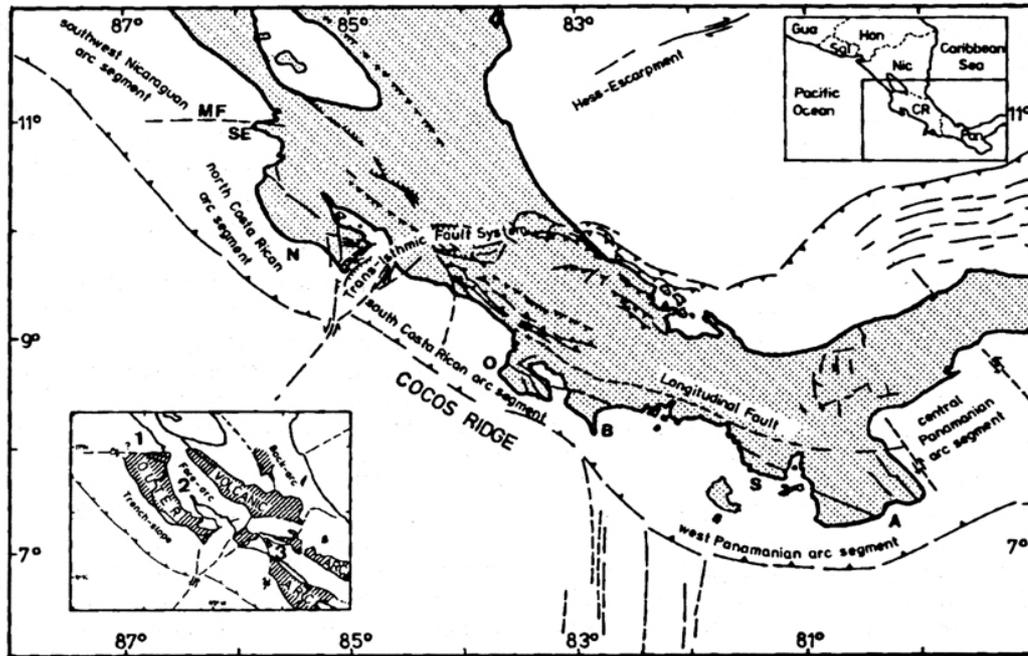


Fig. 2: Mapa tectónico de Centroamérica del sur, indicando las unidades mayores tectonoestratigráficas. (1) Cuenca de Nicaragua, (2) cuenca de Tempisque, (3) cuenca de Quepos, (A) Península de Azuero, (B) península de Burica, (MF) falla de Murciélago, (N) península de Nicoya, (O) península de Osa, (S) península de Soná, (SE) península de Santa Elena. Modificado de SEYFRIED et al. (1991), WINSEMANN SEYFRIED (1991) y WINSEMANN (1992 a).

1990; PINDELL & BARRETT, 1990). En general se piensa que se trata de una corteza alóctona que se originó en un centro de "spreading" del área del Pacífico

oriental y fué posteriormente engrosada a consecuencia de una larga fase de vulcanismo de intraplacas ("Great Flood Basalt Event", cf. DONNELLY, 1975).

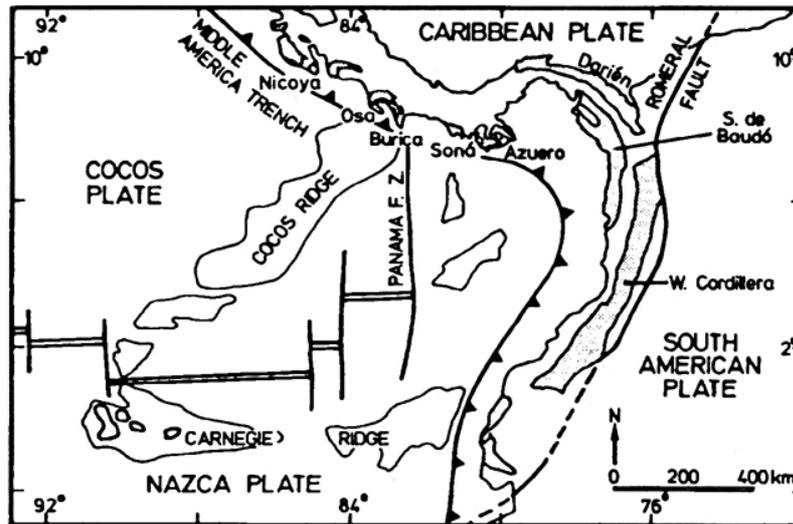


Fig. 3: Mapa tectónico de Mesoamérica austral y Sudamérica noroccidental, indicando unidades del Complejo de Nicoya. Modificado de Grösser (1989) y Escalante (1991).

El sur de Centroamérica incluye el área sur-oriental de Nicaragua, Costa Rica y Panamá. Fallas perpendiculares a la Fosa de Centroamérica subdividen el istmo en diferentes segmentos tectónicos, cada uno con un desarrollo estructural y sedimentario propio (Fig. 2). El suroeste de Nicaragua parece encontrarse desde el Cretácico Superior en su actual posición (GOSE, 1983), mientras que Costa Rica muestra una translación de 14° en dirección noreste (GOSE, 1983; 1985). La colisión entre Centroamérica y Sudamérica se produce en el Plioceno. El sistema de arco de isla se convirtió por ende en istmo (VITALI et al., 1985; SEYFRIED & SPRECHMANN, 1986, SEYFRIED et al., 1987; SEYFRIED et al., 1991).

El basamento mesoamericano meridional aflora en extensas áreas a lo largo de la costa pacífica de Costa Rica y Panamá occidental (Fig. 3) y es denominado, según DENG (1962) Complejo de Nicoya. Este complejo ofiolítico puede ser correlacionado posiblemente con series similares del este de Panamá y de la Cordillera Occidental de Colombia y Ecuador (PICHLER et al., 1974; WEYL, 1980; WILDBERG, 1984; DONNELLY et al., 1990). El complejo de Nicoya ha sido descrito por numerosos autores (DENG, 1962; HENNINGSEN 1966a, HENNINGSEN & WEYL, 1967; WEYL, 1969; PICHLER & WEYL, 1973) pero sólo ha sido discutido en trabajos más recientes dentro de un marco de tectónica de pla-

cas (DE BOER, 1979; GALLI-OLIVIER, 1979; KUYPERS, 1979; SCHMIDT-EFFING, 1979; WILDBERG, 1984; BOURGOIS et al., 1984; BAUMGARTNER, 1987; SICK, 1989; APPEL, 1990). El estudio del Complejo de Nicoya por parte de WILDBERG (1984) produjo un modelo genético relativamente sencillo. Según este, su desarrollo ocurrió en diferentes fases. Durante el Jurásico Superior se produjo la formación de corteza oceánica en el Pacífico. Sobre esta antigua corteza oceánica, que se denomina Complejo de Nicoya Inferior, se depositaron desde el Tithoniano hasta el Santoniano sedimentos pelágicos (SCHMIDT-EFFING, 1979, BAUMGARTNER et al., 1984; WILDBERG, 1984; H.J. GURSKY, 1984). En el paso Santoniano/Campaniano se generaron en el marco del "Great Flood Basalt Event" basaltos de entreplaca, que han sido denominados por WILDBERG (1984) "subcomplejo oceánico" del "Complejo de Nicoya Superior". En el Campaniano comenzó un nuevo desarrollo magmático con la formación de rocas de arco de isla primitivas, que atravesaron en forma de sills y diques el complejo oceánico, y que han sido denominadas "subcomplejo de arco de isla" del Complejo de Nicoya superior.

Posteriores estudios paleomagnéticos de SICK (1989) muestran sin embargo que: a) la corteza jurásica se formó muy probablemente en el área del Caribe b) las unidades magmáticas y sedimentarias del Complejo de Nicoya muestran

magnetizaciones variadas, representando por tanto, con la excepción de las rocas de arco de isla del Complejo de Nicoya Superior ("Neoautochthonous Unit"), unidades estructurales alóctonas, que en el transcurso del desarrollo del complejo fueron imbricadas. Estos resultados confirman lo expuesto en el trabajo de BOURGOIS et al. (1984), en donde subdivide las series del Complejo de Nicoya en dos unidades tectonoestratigráficas ("Unidad Matapalo" y "Unidad Esperanza") y las interpreta como mantos de cabalgamiento.

LA EVOLUCION DE LAS CUENCAS DEL ANTEARCO

En el área interna del antearco del suroeste de Nicaragua y de Costa Rica se puede demostrar la existencia de tres sistemas de cuenca con desarrollos diferentes. Los depósitos más antiguos se encuentran en los sistemas de cuenca de los segmentos septentrionales (cuenca de Nicaragua en el "southwest Nicaraguan arc segment" y cuenca de Tempisque en el "north Costa Rican arc segment", Fig. 2), cuyo registro sedimentario se remonta hasta el Cretácico Inferior. Mientras en la cuenca de Nicaragua ya a partir del Cenomaniano se forman potentes depósitos vulcanoclásticos, la sedimentación en la cuenca de Tempisque se caracterizó predominantemente por la presencia de pelitas silíceas ricas en cenizas. Estas formaciones hemipelágicas fueron afectadas en el Coniaciano y Santoniano por intrusiones basálticas y plegadas posteriormente. Sólo después de este importante evento estructural tienen ambos sistemas de cuenca una evolución comparable con el desarrollo de cinco secuencias sedimentarias de segundo orden, correlacionables con los ciclos ZC-4, TA 1, TA 2, TA 3 y TA 4 (cf. HAQ et al., 1988; Fig. 4).

La cuenca de Quepos presenta hasta el Eoceno Medio un registro sedimentario propio. Los depósitos en esta cuenca están caracterizadas por sistemas de sedimentación hemipelágicos del Terciario Inferior, que debido a intercalaciones de lavas basálticas, brechas y depósitos caóticos de flujos de masas, apuntan hacia un medio de sedimentación ligado a un área de falla transformante. Este sistema de falla transformante posiblemente estableció la conexión con segmentos de arco de isla situados más al sur y que a lo largo del Cretácico Superior y el Terciario Inferior coli-

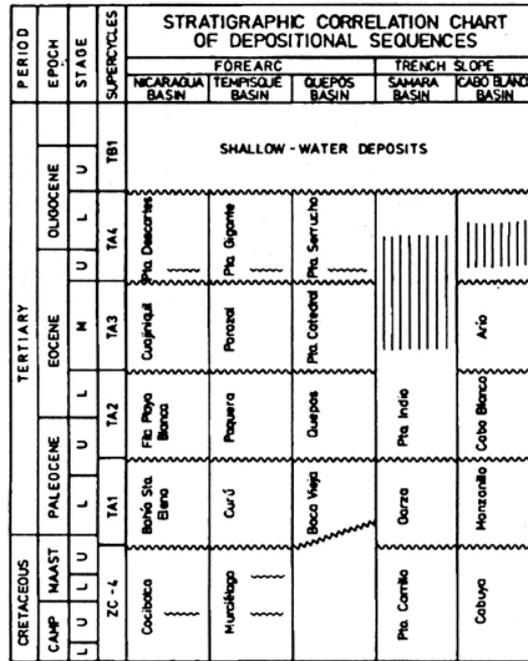


Fig. 4: Correlación de secuencias estratigráficas de las cuencas del antearco de Nicaragua y Costa Rica. Sintetizado a partir de WINSEMANN (1992 a.). Para la leyenda véase figura 5.

sionaron con la Cordillera Central de Sudamérica. Sólo con el establecimiento de los sistemas turbidíticos del Eoceno Medio a Superior comenzó en la cuenca de Quepos una sedimentación comparable a la de las cuencas situadas más al norte y anteriormente citadas (Fig. 5). Este cambio de sedimentación refleja el inicio del proceso de subducción en el sur de Costa Rica y caracteriza supuestamente la formación de una zona continua de subducción interamericana.

La evolución pre-Campaniano de las cuencas de los segmentos septentrionales del arco

Hasta el Campaniano existen pocos datos sobre la paleogeografía de las cuencas de Nicaragua y Tempisque. Los sedimentos vulcanoclásticos en la cuenca de Nicaragua que se conocen a través de sondeos poseen una edad mínima cenomaniana. Intercalaciones de areniscas cuarzosas y arcosas (KUANG, 1971; WEYL, 1980), hacia el norte paulatinamente más potentes, indican la denudación contemporánea de rocas cristalinas más antiguas. Puesto que en las perforaciones no se ha alcanzado el basamento

CORRELATION OF DEPOSITIONAL SEQUENCES OF FOREARC BASINS

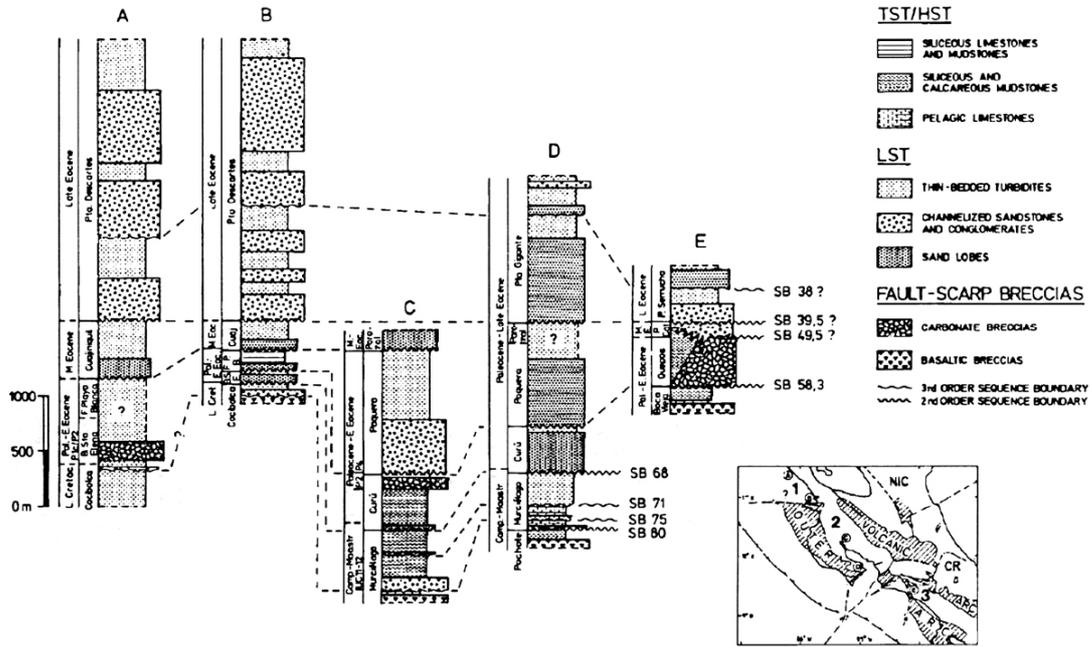


Fig. 5: Correlación de secuencias estratigráficas de las cuencas del antearco de Nicaragua y Costa Rica. (HST) Sistemas deposicionales de los cortejos sedimentarios de nivel alto ("highstand systems tract"), (TST) sistemas deposicionales de los cortejos sedimentarios de nivel transgresivo ("transgressive systems tract"), (LST) sistemas deposicionales de los cortejos sedimentarios de nivel bajo ("lowstand systems tract"). Modificado de WINSEMANN & SEYFRIED (1991) y WINSEMANN (1992 a).

de la cuenca, no se conoce su historia magmática y estructural temprana. Los datos paleomagnéticos del suroeste de Nicaragua coinciden sin embargo mayoritariamente con los del sur de Centroamérica, luego existe con seguridad, a partir del Cretácico Superior un desarrollo común (GOSE, 1985; SICK, 1989).

En contraposición a lo anteriormente expuesto, se desconoce en el área sur de la cuenca la existencia de secuencias turbidíticas potentes del Cretácico Superior. Los sedimentos clásticos más antiguos en ese área (Península de Santa Elena, Fig. 2) se componen de brechas de radiolaritas y basaltos del Jurásico Superior al Cenomaniano, que según BAUMGARTNER (1987) representan restos de un antiguo prisma de acreción y que integrados posiblemente en la "Unidad Matapalo" (cf. BOURGOIS et al., 1984) fueron desplazados hacia el sur sobre las series del Complejo de Nicoya Superior ("Unidad Esperanza", cf. BOURGOIS et al., 1984) durante el Campaniano (AZEMA & TOURNON, 1980; BOURGOIS et al., 1984; SICK, 1989; SEYFRIED et al. 1991).

Al igual que en la cuenca de Nicaragua, existen en la cuenca de Tempisque indicios de vulcanismo calcoalcalino desde el final del Cretácico Superior (KUYPERS, 1979; ASTORGA, 1987; SICK, 1989; BAUMGARTNER et al., 1990; SEYFRIED et al., 1991). Series vulcanoclásticas potentes faltan sin embargo hasta el Campaniano, de tal manera que la sedimentación hasta ese momento está caracterizada predominantemente por pelitas silíceas ricas en cenizas. Estas formaciones hemipelágicas fueron afectadas durante el Coniaciano y Santoniano por intrusiones basálticas (WILDBERG, 1984; ASTORGA, 1987) y posteriormente plegadas (KUYPERS, 1979; AZEMA & TOURNON, 1980; BAUMGARTNER et al., 1984; M. GURSKY, 1986; BAUMGARTNER, 1987; SICK, 1989; SEYFRIED et al., 1991).

Las causas de estos cabalgamientos vergentes al sur, siguen estando sin aclarar y han sido objeto de discusión en dos modelos alternativos por parte de SEYFRIED et al. (1991). Ambos modelos de partida presuponen el establecimiento de un arco de isla infracretácico de tholeiitas primitivas, que al inicio del Campaniano fué afectado por un evento tectónico inportante y llevó al posterior plegamiento ("Telescoping", cf. SEYFRIED et al., 1991) de las unidades magmáticas y sedimentarias.

Sin embargo distintas observaciones en el área septentrional de Costa Rica y en Nicaragua

hablan en contra de un establecimiento infracretácico (Albiense) del arco de isla centroamericano:

- a) Hasta el momento se desconocen tholeiitas de arco de isla con una edad Cretácico Inferior (WILDBERG, 1984; SICK, 1989; APPEL, 1990), las rocas más antiguas con caracter IAT pertenecen al Coniaciano/Santoniano (SICK, 1989).
- b) Series vulcanoclásticas potentes están limitadas al área de Nicaragua. Intercalaciones de areniscas cuarzosas y arcosas indican la denudación de rocas cristalinas en el noreste de Nicaragua. En Costa Rica y Panamá por el contrario se depositaron hasta el Santoniano fundamentalmente limos pelágicos. Indicios de una actividad volcánica ofrecen solamente intercalaciones tobaceas (WEYL, 1980; ASTORGA, 1988; SEYFRIED et al., 1991).
- c) Una imbricación del Complejo de Nicoya solo se ha comprobado en el norte de Costa Rica (Península de Santa Elena y Península de Nicoya, Fig. 2). Los cabalgamientos vergentes al sur están, por tanto, más probablemente limitados también a esta área y han sido formados a lo largo del Escarpe de Hess, tal como ya postulara SICK (1989) para el emplazamiento del manto de Santa Elena. Estas series estratigráficas alóctonas con serpentinitas se conocen en sistemas de corrimiento lateral (véase KARIG et al., 1986) y se forman en áreas con "restraining bends". Los movimientos transpresivos que tienen lugar en este área llevan a fuertes acortamientos corticales con acompañamiento de cinturones de cabalgamiento (SYLVESTER, 1988).

Por tanto, la compleja estructura pre-campaniana del norte de Costa Rica permite ser mejor aclarada partiendo de una subducción de corteza protocaribeña bajo el bloque de Chortús meridional durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. En este caso las rocas de edad Jurásica a Cenomaniana imbricadas en la Unidad Matapalo representarían el vestigio de un complejo de subducción (véase BAUMGARTNER, 1987) que se formó ante el arco magmático del bloque de Chortús meridional. La necesaria proveniencia caribeña del Complejo de Nicoya Inferior se ve confirmada por los estudios paleomagnéticos de SICK (1989). Además se da el caso, que:

- a) las unidades tectonoestratigráficas plegadas del basamento norcostarricense representan los restos de un antiguo sistema de subducción,
- b) al oeste de estas series ofiolíticas podrían estar conservados en el basamento fragmentos continentales o rocas de antearco del bloque de Chortís, que serían causa del gran espesor cortical en el norte de Costa Rica,
- c) las formaciones sedimentarias precampanianas de la cuenca de Tempisque ("Formación Loma Chumico", cf. ASTORGA, 1988) representan sistemas sedimentarios hemipelágicos formados sobre corteza caribeña y posiblemente depositados en un ámbito de antiguo "outer rise"
- d) la falla de Murciélago del norte de la península de Santa Elena (Fig. 2) redefine un antiguo límite de placa y conforma así la prolongación occidental del Escarpe de Hess.

Esta zona de subducción de buzamiento norte a noreste sería desactivada al comienzo del Cretácico Superior, como consecuencia, se formó en el área del antiguo margen de placa convergente un sistema de strike-slip que documenta en la actualidad el Escarpe de Hess (véase BOWLAND, 1984; DUNCAN & HARGRAVES, 1984; ROSS & SCOTSE, 1988; SICK, 1989). Posiblemente con el final de este proceso de subducción se produjo paralelamente el establecimiento del sistema de arco de isla centroamericano al principio del Cretácico Superior (Turoniano). Las tholeiitas del Coniaciano y Santoniano, que hasta ahora se creían debidos al "still event" del Caribe (WILDBERG, 1984), representarían por tanto muy probablemente rocas tholeiíticas primitivas de arco de isla, cuyos equivalentes serían las tobas infracampanianas de la cuenca de Tempisque.

A través de este importante corrimiento lateral se produjeron en el Campaniano cabalgamientos vergentes al sur, mediante los cuales partes del antiguo complejo de subducción fueron emplazados a niveles superiores. Ya dentro del complejo cabalgante son transportadas hacia el sur rocas primitivas de arco de isla (SICK, 1989). Hacia el norte, las progresivamente más potentes intercalaciones de areniscas cuarzosas y arcosas en la cuenca de Nicaragua se originan posiblemente por el comienzo de la denudación del bloque de Chortís, situado al noreste, y demuestra su relativamente cercana posición respecto al suroeste de la actual Nicaragua.

Los movimientos transpresivos a lo largo del Escarpe de Hess occidental comenzaron posiblemente en el Campaniano (véase SICK, 1989). También sería posible por tanto una vinculación con la colisión entre los bloques de Chortís y Maya, que tuvo lugar hacia el final del Cretácico (véase ROSS & SCOTSE, 1988; DONNELLY, 1989; PINDELL & BARRETT, 1990).

Sobre las culminaciones de mantos levantadas se formaron a partir del Campaniano Superior sistemas neríticos carbonatados con biostromas de rudistas (CALVO, 1987; SEYFRIED et al., 1991) mientras que en las áreas de hundimiento antepuestas se depositaron brechas de avalancha. Las pelitas silíceas y limos carbonatados asociados, indican condiciones de sedimentación hemipelágicas a pelágicas, estos espacios de sedimentación sin embargo, merced a la situación relativamente superficial de la C.C.D., no deberían estar situados a mayor profundidad que los dos mil metros (véase SCHMIDT-EFFING, 1979; BAUMGARTNER et al., 1984).

Señales de áreas de emersión más extensas se multiplican hacia el final del Campaniano Superior. Masas de escombros gruesos ricos en material vegetal y faunas neríticas muestran la existencia de dos zonas altas separadas: una región de umbral en el ámbito de la península de Santa Elena, que con una extensión desconocida se abría hacia el este y una zona alta en el área septentrional de la península Nicoya en la cual durante el Campaniano Superior se formó supuestamente la plataforma de Barra Honda (véase CALVO, 1987; SEYFRIED et al., 1991). Hacia el final del Campaniano Superior la sedimentación predominantemente carbonatada fué sustituida por facies con fuerte influencia silicoclástica. Durante el Maastrichtiano retornaron por poco tiempo condiciones hemipelágicas a pelágicas. Este nuevo cambio de sedimentación fué provocado por la subida del nivel del mar durante el Campaniano Superior más alto y coincidió con la sedimentación nerítica carbonatada del área de la plataforma de Barra Honda (véase CALVO, 1987; SEYFRIED et al., 1991).

LA EVOLUCION POST-CAMPANIANO DE LAS CUENCAS DE LOS SEGMENTOS SEPTENTRIONALES DEL ARCO

La cuenca de Nicaragua

Con la caída del nivel del mar hacia el final del Maastrichtiano Superior (SB 68, cf. HAQ et

al., 1988) tienen lugar por primera vez depositaciones clásticas más potentes, que predominantemente poseen una componente basáltica e indican por tanto la erosión de las antiguas regiones de umbral. Dentro de este sistemas de lóbulos se puede observar un progresivo aumento de material andesítico. Este fenómeno indica el inicio del vulcanismo tras el cambio estructural campaniano.

En el sureste de la cuenca de Nicaragua, conglomerados ricos en fango y brechas carbonáticas muestran un talud con áreas fuente situadas en línea (véase WALKER, 1984; STOW et al., 1985; MUTTI & NORMARK, 1987). La distribución de facies ofrece indicios de orientaciones meridionales de las depositaciones. La explosiva revitalización de la actividad volcánica durante el Paleoceno está documentada de manera impresionante en brechas carbonáticas. Se trata de un complejo local de brechas ("brechas de Sapoá") con una matriz vulcanoclástica. Ya que en el área de umbral de Santa Elena no se produjeron reelaboraciones de las calizas Campanianas dignas de mención, el área de alimentación de estas brechas se encontraba con bastante probabilidad al noreste de la actual península de Santa Elena. Los biostromas de rudistas del Campaniano Superior (SEYFRIED & SPRECHMANN, 1986) delimitan por ello supuestamente la frontera occidental de un área carbonatada en el norte de Costa Rica, que no poseía ninguna conexión con la plataforma de Barra Honda del ámbito de Tempisque.

Durante el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior predominó en el área meridional de la cuenca de Nicaragua una sedimentación carbonatado-silicea, que con la excepción de cenizas, muestra muy poca influencia terrígena. Posiblemente se produjo una superposición del inicio de la subsidencia del margen meridional de la cuenca y de la subida del nivel del mar del ciclo TA 2 (cf. HAQ et al., 1988). Con el comienzo del Eoceno Medio se producen en la cuenca de Nicaragua depositaciones vulcanoclásticas que indican una nueva fase de actividad volcánica reforzada. Estos depósitos ricos en cenizas se componen, con la excepción de complejos de lóbulos menores, sobre todo de series turbidíticas con bancos de poco espesor y que aparecen por primera vez en el área noroccidental de Costa Rica con potencias importantes (Fig. 5). Estas series caracterizan por tanto el fin de la situación de umbral en la zona. La mayor parte de la serie estratigráfica terciaria fué deposita-

da durante el Eoceno Superior. El predominio de tipos de facies clásticas groseras refleja el fuerte levantamiento del arco, que se corresponde con un máximo de la actividad volcánica.

Numerosos sistemas de abanicos de pequeñas dimensiones se desarrollaron en la desembocadura de cañones submarinos, en parte profundamente excavados en los flancos de edificios volcánicos. Los elementos dominantes de estos sistemas clásticos groseros de tipo II (cf. MUTTI & NORMARK, 1987) son complejos de canales y depósitos de debordamiento que se indentan hacia la cuenca con pequeños sistemas de lóbulos o de barras de desembocadura. Buenas posibilidades de comparación con respecto a los medios de talud y abanico las ofrecen los abanicos submarinos recientes de California, que aparecen en intervalos de solo cinco a diez kilómetros (véase BUCK & BOTTJER, 1985). La extremadamente alta frecuencia de materiales recifales reelaborados indica la formación de arrecifes de barrera a lo largo de los centros volcánicos.

En Nicaragua suroccidental se pueden ver a menudo depósitos de canales de alimentación, en el ámbito meridional de la cuenca (noroeste de Costa Rica) aparecen áreas de abanico menos proximales. Esta distribución de facies coincide con la orientación predominantemente noreste de las paleocorrientes. Los cantos calcáreos del Cretácico Superior, que frecuentemente pueden ser encontrados, provienen posiblemente de la zona de umbral norcostarricense, que ya en el Paleoceno había suministrado las brechas de Sapoá y que en el Eoceno Superior fué claramente levantada de nuevo.

La cuenca de Tempisque

Con la caída del nivel del mar del Maastrichtiano Superior (SB 71, cf. HAQ et al., 1988) se inician en la cuenca de Tempisque depositaciones vulcanoclásticas. A partir del Maastrichtiano Superior se forman en el área oriental de la misma complejos de lóbulos tabulares (SB 68, cf. HAQ et al., 1988). En esta época se desplazó el centro de la cuenca hacia el área suroriental de Nicoya, donde a continuación se acumularon hasta el Eoceno Superior sedimentos arenosos de tres mil metros de potencia (Fig. 5). Estos sistemas de lóbulos arenosos se componen de cuerpos tabulares que se extienden en dirección norte-sur y fueron depositados por transporte longitudinal a lo largo de la cuenca. La dominan-

cia de areniscas masivas indica el predominio de procesos de transporte y deposición de flujos turbulentos de alta concentración, que incluso tras cortas distancias de transporte probablemente se volvían inestables. La situación de los sistemas de alimentación no ha podido ser reconstruida debido a las escasas direcciones de paleocorrientes. La distribución de facies dentro de la cuenca habla a favor de un área origen situada en el sureste de la cuenca de Tempisque.

En el Paleoceno Inferior comenzó un reordenamiento tectónico importante de la cuenca de Tempisque. En este se vio afectada fundamentalmente la antigua región de umbral (área septentrional de la península de Nicoya), donde levantamientos tectónicos se vieron acompañados por un fuerte vulcanismo. Este vulcanismo está documentado todo alrededor de la antigua área estructural elevada y llevó a la destrucción marginal de los sistemas carbonatados campanianos, los cuales fueron depositados como potentes brechas carbonáticas en la cuenca antepuesta. Esta fuerte actividad volcánica se mantuvo hasta el final del Paleoceno Superior y estuvo unida en el área del Bajo Tempisque a la sedimentación de conglomerados y brechas extremadamente groseros. Hacia el final del Paleoceno se produjo el levantamiento del ámbito occidental del Bajo Tempisque. Contemporáneamente se hundieron las áreas más centrales de la cuenca, que hasta el Eoceno Medio se caracterizaron por un predominio de series turbidíticas con bancos de escasa potencia. Esta fase se vio acompañada por un período de tranquilidad volcánica y tectónica, que coincidió con un máximo eustático del nivel del mar (Fig. 5).

Hacia el principio del Eoceno Superior comienzan de nuevo depositaciones vulcanoclásticas arenosas que solamente están documentadas en el área suroriental de Nicoya. Estos sistemas de lóbulos del Eoceno Superior fueron a su vez depositados predominantemente por flujos turbulentos de alta concentración que se desplazaron a lo largo del eje de la cuenca. En la parte más alta de la serie estratigráfica se evidencia un cambio de facies hacia sistemas de lóbulos ricos en fango. Estos depósitos representan sistemas relativamente cercanos al talud (véase GALLOWAY & BROWN, 1973) y se originaron en el talud orientado a tierra del arco externo. Reelaboraciones periódicas de detritos carbonatados y macroforaminíferos indican un sistema asociada de rampas carbonatadas. Hacia el final del Eoceno Superior este

sistema de talud progradó sobre los sistemas de lóbulos longitudinales del centro de la cuenca.

Las cuencas del los segmentos meridionales del arco

En contraposición a las cuencas de antearco situadas en los segmentos del norte, en el área de Quepos se halla preservado un registro sedimentario singular. Hasta el Eoceno Medio existió en esta cuenca un espacio de sedimentación que estaba expuesto a un escaso influjo del arco de isla y que se caracterizó por una sedimentación ligada a fallas.

Estrechas concordancias de facies con los depósitos de las cuencas del talud de la trinchera (WINSEMANN 1992 a), así como la erosión de corteza oceánica y de sedimentos pelágicos predominantemente, insinúan en un primer momento que la serie sedimentaria de Quepos se depositó de cara al océano con respecto al arco externo (WINSEMANN & SEYFRIED, 1991). A partir del Eoceno Medio sin embargo surgen concordancias de facies con los sistemas de sedimentación de la cuenca de Tempisque (Fig. 5) y señalan así un sistema de cuenca en el área interna del antearco. En analogía a este desarrollo sedimentario excepcional, el basamento magmático también se diferencia de las series del Complejo de Nicoya situadas al norte. Los basaltos son bastante más jóvenes y se caracterizan por un predominio de rocas alcalinas. Por ello SICK (1989) y APPEL (1990) interpretaron los basaltos alcalinos de Quepos como basaltos de isla oceánica acrecionados, mientras BERRANGE & THORPE (1988) consideran una formación como corteza trasarco. Este excepcional desarrollo magmático se puede observar en todo el área de las penínsulas surcostarricenses y estuvo allí ligado también a una sedimentación de brechas carbonáticas, que duró hasta el Eoceno Medio (OBANDO, 1986). El cinturón de brechas discurre paralelamente de un sistema de falla, a su vez paralelo a la costa y que se extiende desde Quepos hasta la península Azuero ("Longitudinal Fault", Fig. 2).

Este sistema de falla junto con el cinturón de brechas paralelo constituye un indicio de un sistema de strike-slip Terciario Inferior, que en el ámbito de los segmentos de arco de isla meridionales, caracterizó probablemente un antiguo margen transformante. A favor de la existencia de este margen transformante hablan:

- a) la sedimentación del Terciario Inferior predominantemente ligadas a fallas en el área de las penínsulas del sur de Costa Rica (véase HOWELL et al., 1980),
- b) la falta de depósitos vulcanoclásticos potentes del Terciario Inferior en el ámbito de los segmentos meridionales, así como
- c) la continuada actividad magmática hasta el Paleoceno con la formación de rocas alcalinas (véase DELONG et al., 1975; MONTENAT et al., 1987).

El establecimiento de la cuenca de Quepos se produjo probablemente como un sistema de "pull-apart" intraoceánico, formado en el Paleoceno a lo largo de una falla transformante. La sedimentación de brechas de basaltos y limos calcáreos predominante en el Daniano Inferior indica un fuerte relieve dentro de un medio de deposición oceánico. Pensable sería también una formación en un ámbito de islas oceánicas, tal y como suponen SICK (1989) y APPEL (1990) para los basaltos alcalinos subyacentes. Las consiguientes intercalaciones periódicas de lutitas silíceas y areniscas poseen un claro aporte vulcanoclástico, de manera que el área de deposición de Quepos se encontraba a partir del Eoceno Medio en relativa cercanía al arco de isla activo. El gran contenido en radiolarios, así como la falta de sedimentación carbonatada, hablan sin embargo a favor de un medio situado relativamente a gran profundidad por debajo del C.C.D. (véase SCHMIDT-EFFING, 1979). Las intrusiones basálticas que tienen lugar contemporáneamente caracterizan posiblemente el inicio de procesos de distensión y al establecimiento de una cuenca de tipo "pull-apart" a lo largo de la falla transformante costarricense-panameña. El levantamiento del flanco septentrional de la cuenca llevó a partir del Paleoceno Superior a la formación de depósitos caóticos de flujos de masas (Fig. 5). Durante este levantamiento en el Eoceno Medio se produjeron procesos de erosión subaérea y submarina con la formación de brechas y conglomerados ricos en clastos de basaltos.

Sobre partes de estas zonas altas, levantadas y ampliadas, situadas al norte, se desarrollaron plataformas carbonatadas que sirvieron hasta el Eoceno Superior como áreas fuente de la cuenca de Quepos. Restos de esta área carbonatada podrían estar presentes hoy en día en los sistemas

del Eoceno Medio a Superior de la zona de Damas, que se encuentra aproximadamente a quince kilómetros al norte de Quepos (com. pers., A. Bolz, 1989).

La distribución de componentes de los depósitos clásticos groseros de canal varía fuertemente e indica diferentes fuentes de depositación. La pobreza de matriz en estos conglomerados y brechas hacen concluir como fuentes más probables plataformas de abrasión con costas acantiladas asociadas, situadas en las inmediaciones de las cabeceras de pequeños cañones submarinos. Indicios adicionales de plataformas de abrasión los ofrecen cantos parcialmente perforados y resedimentados, que pasaron directamente de las costas acantiladas a los cañones submarinos.

A partir de este momento aparecen algunos cantos andesíticos aislados, por tanto, se empezó a formar en el ámbito de Quepos un arco volcánico. Las intrusiones basálticas que aparecen de nuevo a partir del Eoceno Medio (véase APPEL, 1990) podrían indicar el comienzo del vulcanismo de arco de isla en el área sur de Costa Rica. Los importantes levantamientos del Eoceno Medio podrían estar causados posiblemente por procesos iniciales de subducción en el ámbito del antiguo margen transformante, que llevaron a la formación a lo largo de la zona de falla de una zona alta estructural.

En el límite del Eoceno Medio al Eoceno Superior se inicia una sedimentación siliciclástica reforzada, formándose un sistema de abanico más grande. Además de basaltos, radiolaritas, calizas pelágicas y neríticas aparecen también en gran cantidad cantos de vulcanitas calcoalcalinas; mediciones de paleocorrientes indican predominantemente depositaciones con orientaciones noreste, de manera que a partir de este momento se suceden depositaciones desde el arco de isla. Los depósitos clásticos de talud relativamente finos del Eoceno final muestran en su desarrollo importantes paralelismos con los depósitos del sureste de Nicoya. Como allí, se trata posiblemente de sedimentos de talud del flanco orientado a tierra del arco externo, que a continuación progradaron sobre los sistemas de abanicos clásticos groseros del eje central de la cuenca.

La constitución interna de las secuencias depositacionales se caracteriza en todas las cuencas fundamentalmente por la superposición de

sistemas sedimentarios de nivel bajo ("Lowstand systems tracts"). En función del aporte de sedimento y de la tectónica se pueden desarrollar sistemas de lóbulos tabulares arenosos (Tipo I, cf. MUTTI & NORMARK, 1987) o sistemas de lóbulos y canales (Tipo II, cf. MUTTI & NORMARK, 1987) los cuales son sobreyacidos por espesos complejos de canales y de depósitos de debordamiento (Tipo III, cf. MUTTI & NORMARK, 1987) y conforman dentro de todos los sistemas de cuenca un superciclo de engrosamiento y aumento de granulometría. Esta tendencia caracteriza muy probablemente el ciclo de primer orden del Cenozoico y corresponde al "supercycle-set" Tejas A (TA, cf. HAQ et al., 1988). Este ciclo eustático de primer orden se sobreimpuso a la paulatina terrestización del arco de isla centoramericano y estuvo ligado al desarrollo desde el sistema de abanicos de tipo I a tipo III. Esto indica la progresiva estabilidad de los sistemas de cuenca y fuentes de alimentación (véase MUTTI & NORMARK, 1987). En general, los depósitos de los sistemas sedimentarios de nivel bajo presentan altos contenidos de material vegetal y fósiles neríticos resedimentados, cuya composición varía dependiendo de la posición del nivel del mar. Los sistemas depositacionales de los sistemas sedimentarios de nivel alto ("Highstand systems tracts") y transgresivos ("Transgressive systems tract") sólo pudieron ser clasificados en ámbitos de escasa sedimentación, donde típicamente consisten de sedimentos carbonatados de grano fino. El rápido ascenso y estado alto del nivel del mar queda documentado en este caso por un progresivo incremento del contenido de carbonato de los sedimentos. Descripciones detalladas de las secuencias depositacionales se encuentran en WINSE-MANN (1992 a).

DESARROLLO GEOTECTONICO DE MESOAMERICANA AUSTRAL Y DEL CARIBE

Modelos tectónicos de la historia temprana del Caribe

La historia del magmatismo en el ámbito del Caribe comenzó en el Jurásico con la separación de Norteamérica y Sudamérica y la consiguiente formación de basaltos oceánicos. Se

sabe muy poco sobre este Mar Caribe embrionario y los sistemas de placas del Pacífico contemporáneos. El centro de "spreading" del Caribe permaneció activo hasta el Cretácico, constituyendo probablemente la continuación occidental de la Dorsal Atlántica Central (MOONEY, 1980; DUNCAN & HARGRAVES, 1984; ROSS & SCOTESE, 1988; SICK, 1989; PINDELL & BARRETT, 1990). Una prolongación del mismo en el sistema Phoenix-Farallón del sureste del Pacífico (MOONEY, 1980; DUNCAN & HARGRAVES, 1984) sigue siendo discutida, si bien está apoyada por datos paleomagnéticos de Costa Rica (véase SICK, 1989).

Las primeras rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas, con carácter calcoalcalino aparecen al separarse Norteamérica y Sudamérica en el Jurásico Medio (véase DUNCAN & HARGRAVES, 1984; DONNELLY, 1989; DONNELLY et al., 1990). El vulcanismo se limitó hasta el Cretácico Inferior a la zona noroeste de Sudamérica (Cordilleras Central y Oriental, Antillas Holandesas y Venezolanas), así como al área sur del bloque de Chortis y a las Antillas Mayores (DONNELLY et al., 1990). De ésto se desprende, que en la mayoría de las reconstrucciones, de entre las cuales destacamos aquí representativamente las de ROSS & SCOTESE (1988) y PINDELL & BARRETT (1990), se parte de la existencia de una zona de subducción interamericana con buzamiento hacia el noreste, desde el Jurásico Superior más alto. Esta zona de subducción se formó como continuación de la cordillera mejicana y unía ambos subcontinentes a través de un "arco Chortis-Antillas", que por tanto constituiría un antecesor del futuro istmo centroamericano. En contraposición a estas reconstrucciones "actualistas", DENG (1985) y DONNELLY (1989) suponen durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior más bajo, dos sistemas de subducción paralelos, que se desarrollaron a lo largo de los márgenes norte y sur del Caribe y que originaron dos arcos magmáticos en el área sur del bloque de Chortis y en el borde noroccidental de Sudamérica.

Si se intenta una argumentación sobre el desarrollo precampaniano del sur de Centroamérica, dentro del marco de los modelos antes mencionados, las siguientes observaciones hablan a favor del modelo de partida de DENG (1985) y DONNELLY (1989):

- a) La magnetización, de carácter próxima al ecuador, de los basaltos jurásicos e infracre-

tácicos de corteza oceánica en Costa Rica ("Complejo de Nicoya Inferior", cf. WILDBERG, 1984) apuntan hacia una formación entre los dos subcontinentes americanos y, por ende, hacia una proveniencia del propio Caribe para el basamento oceánico (SICK, 1989). Esta tesis está apoyada por las curvas de traslación de los polos, sorprendentemente paralelas para Costa Rica y Sudamérica (SICK, 1989: Fig. 24).

- b) Rocas de este antiguo suelo oceánico caribeño afloran en el norte de Costa Rica como unidades estructurales imbricadas ("Unidad Matapalo", cf. BOURGOIS et al., 1984; SICK, 1989), que al parecer representan los restos de un prisma de acreción de edad Jurásico Superior a Cenomaniano (BAUMGARTNER, 1987). El origen y conservación de este prisma de acreción puede ser explicado de manera satisfactoria mediante una zona de subducción situada al sur del bloque de Chortis.
- c) Los coeficientes de deriva del sistema de placas del Pacífico suroriental, publicados por DUNCAN & HARGRAVES (1984), coinciden con la formación de una zona de subducción de buzamiento norte-noreste en el área sur del bloque de Chortis y el Caribe occidental, suponiendo un rápido movimiento con dirección noreste de la placa de Farallón. Sin embargo, tomando un empuje constante de la placa de Farallón, sería de esperar un sistema de strike-slip dextral ante el margen noroeste de Sudamérica. De ahí que el vulcanismo calcoalcalino de la zona, que empieza en el Jurásico, se pueda aclarar de manera plausible, si se supone un vínculo entre el centro de spreading del Caribe y el del sistema de Phoenix-Farallón. Con coeficientes de deriva elevados, la placa de Phoenix mostraría una componente de movimiento de dirección sureste (véase DUNCAN & HARGRAVES, 1984; SICK, 1989) y crearía así ante el borde noroeste de Sudamérica un régimen tectónico convergente.
- d) En el área noroeste de Sudamérica (Antillas Holandesas y Venezolanas, alóctono de Villa de Cura) rocas metamórficas de alta presión y rocas de arco de isla primitivas del Cretácico Inferior indican la existencia de un antiguo sistema de arco de isla, que

se formó contemporáneamente a la serie sedimentaria de plataforma continental de Venezuela y que fué posteriormente obducido sobre el continente (véase DONNELLY, 1989; ROSS & SCOTESE, 1988). Sorprendente es el hecho, de que en el oeste de Panamá también se pueden encontrar series vulcanoclásticas con un metamorfismo regional sobrepuesto de edad similar a las anteriores (véase TOURNON et al., 1989). Los "greenstones" de esta localidad están rodeados por basaltos almohadillados no metamorfizados, cuya datación radiométrica dió una edad Cretácico Inferior (98 Ma, cf. BOURGOIS et al., 1982). Sería por tanto pensable, que en el caso de las series metamórficas precambrianas de Panamá, se tratase también de un sistema de subducción formado durante el Jurásico Superior o el Cretácico Inferior delante del margen noroeste de Sudamérica (véase DONNELLY, 1989; DONNELLY et al., 1990) y que representaría el equivalente meridional del arco Chortis-Antillas.

Interpretación del desarrollo geotectónico del Caribe occidental

Jurásico Superior - Cretácico Inferior (Fig. 6.1 a)

Como ya se mencionó anteriormente, el vulcanismo calcoalcalino del Jurásico Superior y Cretácico Inferior se limitó a áreas definidas del Caribe. En el área norte del Caribe solo se conocen trondhjemitas y riolitas, fuera del área sur del bloque de Chortis, en la isla La Désirade, en las Antillas, de edad Cretácico Superior. A partir del Cretácico Inferior aparecen, sin embargo, en todas las islas de las Antillas Mayores tholeiitas de arco de isla (véase DONNELLY et al., 1990) describiendo un arco magmático, que se extendió desde el bloque de Chortis, a través del "Nicaragua Rise", hasta Cuba, Jamaica e Hispaniola. Diferentes datos geoquímicos y estructurales, tomados de las rocas del basamento infracretácico de las Antillas Mayores, indican la existencia de una zona de subducción con buzamiento hacia el norte (LEWIS & DRAPER, 1990; PINDELL & BARRETT, 1990). La polaridad del joven arco Chortis-Antillas se ve confirmada por el registro geológico en el prisma de acreción Jurásico Superior a infracretácico del norte de Costa Rica.

Sobre la estructura interna de este arco magmático se sabe muy poco. El gran espesor cortical en el occidente del "Nicaragua Rise" (véase CASE & MacDONALD, 1990) hablan a favor de una corteza continental subyacente e indica por tanto una continuación del bloque de Chortis por debajo del sector oeste del "Nicaragua Rise". Al este de la falla de San Andrés se reduce sensiblemente el espesor de la corteza, luego este lineamiento redefine un antiguo límite de segmento, que separaba una corteza continental premesozoica en el oeste, de una corteza oceánica o intermedia en el este (véase PINDELL & BARRETT, 1990). Al igual que en el oeste del Nicaragua Rise, también aparecen en el área norte de Costa Rica grandes espesores corticales, de hasta 40km (MATAMUTO et al., 1977; CASE & MacDONALD, 1990), luego es de esperar, que subyacente en el norte de Costa Rica se encuentren fragmentos de corteza continental o fragmentos del antearco del bloque de Chortis, que fueron probablemente arrastrados a lo largo del Escarpe de Hess durante posteriores movimientos de strike-slip. El sistema antecesor de la actual falla Trans-Istmica de Costa Rica

podría haber sido una antigua falla conjugada del Escarpe de Hess, aclarándose de esta manera el trazado poco claro del escarpe en el ámbito costarricense.

A lo largo del margen meridional del Caribe se formaron durante el Cretácico Superior toleinitas primitivas de arco de isla, contemporáneas de una secuencia de plataforma del margen pasivo continental de Venezuela. Restos de este antiguo arco se encuentran hoy en día en el cinturón de islas delante de Sudamérica (desde Aruba hasta Tobágo) y en el manto de Villa de Cura en Venezuela (DONNELLY, 1989; DONNELLY et al., 1990). La edad del metamorfismo dentro de estos complejos de arco de isla se sitúa alrededor de los 100 Ma (Albiano), de manera que existe un paralelismo obvio con las rocas metamórficas del oeste de Panamá (península de Azuero), donde también existen fragmentos conservados de este antiguo sistema de arco de isla. Muy poco se sabe sobre la polaridad del mismo. El mosaico cortical en el noroeste de Sudamérica (CASE et al., 1990) hace pensar, que, como en el área norte del Caribe, se formó un sistema de arco de isla sobre

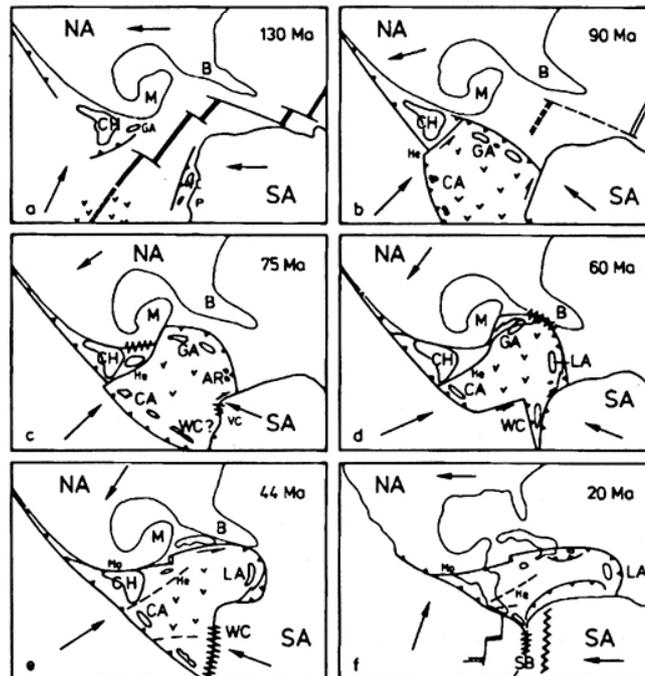


Fig. 6: Modelo de tectónica de placas del Caribe. Modificado de WINSEMANN (1992 a). AR Dorsal de Aves, B bloque de Bahama y Florida, CA América Central del Sur, CH bloque de Chortis, GA Antillas Mayores, He Escarpe de Hess, LA Antilla Menores, M bloque de Maya, Mo falla de Motagua, NA Placa Norteamericana, P Panamá, SA Placa Sudamericana, SB Serranía de Baudó, VC Villa de Cura, WC Cordillera Occidental.

fragmentos de antigua corteza continental, originados al separarse Norteamérica y Sudamérica y alineados a lo largo y relativamente cerca del margen noroccidental de Sudamérica. La zona de subducción buzará supuestamente en dirección sureste (véase DUNCAN & HARGRAVES, 1984).

El Cretácico Inferior más alto (Hauteriviano-Albiano) se caracterizó por un vulcanismo de tipo intraplacas, que afectó supuestamente al Caribe occidental y al área oeste de la placa de Phoenix, configurando una estructura similar a un plateau. Este suceso, conocido como "sill event", estuvo ligado según Donnelly et al. (1990) a un "spreading" atenuado entre Norteamérica y Sudamérica y podría estar causalmente ligado a la desactivación del centro de "spreading" del sistema Farallón-Phoenix, esto es, del Caribe, como consecuencia de la apertura ecuatorial del Atlántico (véase MOONEY, 1980; DUNCAN & HARGRAVES, 1984; SICK, 1989). Importante es el hecho, de que los basaltos de trap no sólo afloran en la corteza del actual mar Caribe ("Horizon B", cf. DONNELLY et al., 1990), sino también dentro de las antiguas rocas de los arcos de isla norte y sur del Caribe. En estos últimos, las rocas de arco de isla, en parte altamente diferenciadas, son cortadas por diques y sills basálticos de edad Cretácico Inferior (La Désirade, Panamá, Cordillera Oriental). Este suceso fué acompañado por una subsiguiente depositación de sedimentos pelágicos (véase BOURGOIS et al., 1982; DONNELLY, 1989; DONNELLY et al., 1990; LEWIS & DRAPER, 1990), de manera que al comienzo del Hauteriviano se produjo una "oceanización" en el área de los arcos de isla. El "sill event" del Caribe y el consiguiente aumento de espesor cortical en este ámbito no pueden ser explicados mediante la penetración pasiva de un plateau de origen pacífico, sino que ha de ser interpretado como una formación parautóctona en el área occidental del Caribe y oriental de la placa de Phoenix, originada en definitiva por la apertura ecuatorial del Atlántico. El comienzo del spreading en el Atlántico ecuatorial tuvo por tanto un significado importante para el desarrollo posterior del Caribe. Con el fin del centro de spreading del Caribe, o de Farallón-Phoenix, la placa de Phoenix pasó a formar parte de la placa de Farallón. Empezó así una deriva hacia el noreste de la antigua placa de Phoenix y la penetración de corteza oceánica engrosada pacífica-caribeña en el Caribe.

Cenomaniano - Campaniano Inferior (Fig. 6.1 b)

Con la penetración de una corteza oceánica engrosada, comenzó en el área del Caribe un cambio estructural, el cual produjo un cambio de polaridad a lo largo de las zonas de subducción (ROSS & SCOTSE, 1988; PINDELL & BARRETT, 1990). Debido al empuje en dirección noreste de la placa de Farallón, la corteza oceánica engrosada por el "sill event" derivó, paulatinamente hacia el interior del área entre Norteamérica y Sudamérica y alcanzó probablemente hacia el final del Cenomaniano los arcos magmáticos. A consecuencia de esto se produjo en el antiguo área de subducción con buzamiento norte del arco Antillas-Chortis un sistema de strike-slip sinistral, cuya actual representación es el Escarpe de Hess, a lo largo del cual las Antillas Mayores fueron desplazadas en dirección noreste (véase ROSS & SCOTSE, 1988; SICK, 1989). El momento de la inversión en la subducción puede ser fijado, por medio de distintos datos geológicos, en el margen norte del Caribe entre el Turoniano y el Santoniano (90-85 Ma), ya que:

- a) la mayoría de eventos plutónicos se producen con posterioridad a los 90 Ma (Turoniano), la edad del metamorfismo y las principales discordancias se originan en este mismo período (véase LEWIS & DRAPER, 1990; PINDELL & BARRETT, 1990);
- b) en el norte de Costa Rica se ha conservado muy probablemente un prisma de acreción, de edad entre Jurásico Superior y Cenomaniano (BAUMGARTNER, 1987);
- c) en el área de sutura de los bloques de Chortis y Maya afloran ofiolitas de edad cretácico Inferior que supuestamente provienen de la zona de antearco de las proto-Antillas y cuya extensión occidental (posiblemente partes de Cuba) colisionó en el Cretácico Superior con el bloque Maya (ROSS & SCOTSE, 1988; DONNELLY, 1989; PINDELL & BARRETT, 1990).

No hay, delante de la parte noroeste de Sudamérica, indicios de una inversión en la subducción. Los datos de metamorfismo se sitúan en esta zona en torno a los 100 Ma (Albiano) y son por tanto claramente más antiguos que en las rocas de arco de isla de las Antillas Mayores. Por

eso probablemente se produjo delante del norte de Sudamérica una subducción en ángulo, que en la región occidental llevó a un rápido declive del vulcanismo (véase DONNELLY et al., 1990), mientras que partes del este del arco fueron cabalgadas durante el Cretácico Superior sobre la zona emergida de Venezuela, formando el manto de Villa de Cura (véase DUNCAN & HARGRAVES, 1984; BELLIZIA & DENGGO, 1990). La edad exacta de la acreción no se conoce. Las unidades autóctonas más antiguas con material detrítico de serpentinitas pertenecen al Coniaciano, el origen de estos depósitos de erosión no ha podido, sin embargo, ser determinado con seguridad (véase DONNELLY, 1989). Tras la inversión en la dirección de subducción, posiblemente se insinuara ya el arco de isla centroamericano. Indicios de su establecimiento en época precampaniana se encuentran:

- a) en el registro sedimentario ininterrumpido de la cuenca de Nicaragua, preservado desde el Cenomaniano,
- b) en la presencia de tobas ácidas de edad Campaniano Inferior, o incluso anterior, en el norte de Costa Rica (Cuenca de Tempisque), así como en la presencia de areniscas cuarzosas en Panamá (península de Azuero) con calizas pelágicas del Campaniano Superior superpuestas de manera discordante (WEYL, 1980),
- c) en las rocas de arco de isla con carácter primitivo de la "Unidad Tambor" (cf. SICK, 1989; véase fig. 2.4), correspondiente al Santoniano o Campaniano Inferior del Complejo de Nicoya.

Por lo tanto el vulcanismo precoz del Cretácico Superior en la zona meridional de Centroamérica sería probablemente indicador del inicio del proceso de subducción en el área oeste del Caribe y no estaría ligado al "sill event" en la zona.

Campaniano Superior - Eoceno Inferior (Fig. 6.1 c y 6.1 d)

Aunque la posición de ambos subcontinentes americanos permaneció estable entre el Campaniano y el Eoceno Medio (SICK, 1989; PINDELL & BARRETT, 1990), se produjo una nueva discordancia en todo el área del Caribe, cuya causa ha sido interpretada estructuralmente de diferentes modos (véase la discusión en PIN-

DELL & BARRETT, 1990; SEYFRIED et al., 1991). Muy probablemente fué el fin del movimiento divergente entre Norteamérica y Sudamérica y el consiguiente establecimiento de un régimen compresivo con dirección aproximadamente este-oeste (GURSKY, M., 1986; DONNELLY, 1989; SICK, 1989; PINDELL & BARRETT, 1990) el responsable del cambio de estilo estructural. La consecuencia, a su vez, del acortamiento espacial entre ambos subcontinentes fueron colisiones arco-continente a lo largo de los márgenes norte y sur del Caribe (DUNCAN & HARGRAVE, 1984; ROSS & SCOTSESE, 1988; GRÖSSER, 1989; PINDELL & BARRETT, 1990), que repercutieron hasta el ámbito centroamericano y que están unidas a la formación de numerosos mantos de rocas ultrabásicas desplazados a niveles superiores, mantos de Villa de Cura, Santa Elena y ultrabásitas de la Cordillera Occidental (véase BOURGOIS et al., 1982; PINDELL & BARRETT, 1990).

El sector oeste del arco de Chortis-Antillas colisionó en el margen septentrional caribeño con los bloques Maya y de Bahamas- Florida situados más al norte. Las ofiolitas infracretácicas que afloran en la zona de fallas de Motagua proceden posiblemente del área de antearco de Cuba (ROSS & SCOTSESE, 1988; DONNELLY, 1989; PINDELL & BARRETT, 1990). Eventos de metamorfismo regional se sitúan, en el área de fallas de Motagua, alrededor de entre 66 y 77 Ma y limitan por tanto el momento de la colisión al intervalo entre el Campaniano y el Maastrichtiano. Al mismo tiempo el comienzo de la colisión de Cuba y el bloque de Bahamas- Florida estuvo unido al final del vulcanismo en Cuba (LEWIS & DRAPER, 1990) y llevaría a la desactivación del Escarpe de Hess y el consiguiente comienzo de la subducción hacia el este, estableciéndose el inicio de las Antillas Menores y la dorsal de Aves (véase DONNELLY, 1989; MAURY et al., 1990).

En el área norte de Costa Rica se producen contemporáneamente cabalgamientos vergentes al sur a lo largo del Escarpe de Hess. Con ellos fueron transportados hacia el sur restos del antiguo complejo de subducción y emplazados a niveles más altos. En estos cabalgamientos ya se encontraban involucradas previamente tholeiitas de arco de isla del Cretácico Superior, incluidas en forma de diques en el manto de serpentinitas de la península de Santa Elena, y que muestran idéntica magnetización que las tholeiitas de arco de isla pre-

campanianas de los complejos Nicoya y de Herradura (SICK, 1989). La compleja historia precampaniana del norte de Costa Rica resulta por tanto de la inserción de una unidad litológica alóctona, compuesta de los restos de un prisma de acreción de edad Jurásico Superior a Cenomaniano.

Los procesos iniciales de colisión en el noroeste de Sudamérica, en el área de la Cordillera Occidental, fueron, según GRÖSSER (1989), también debidos a la acreción de rocas de arco de isla, que fueron incorporadas entre el Cretácico Superior y el Paleógeno a la Cordillera Central. Nada se sabe hasta el momento sobre el origen de este arco de isla. Los depósitos vulcanoclásticos más antiguas pertenecen al Albiano y la presencia de cantos rodados de origen continental en ellas, hablan a favor de una formación relativamente cercana al continente. Ya que las series ofiolíticas acrecionadas de norte a sur tienen muchos puntos en común con el Complejo de Nicoya de Costa Rica y Panamá (WEYL, 1980; BOURGOIS et al., 1982; WILDBERG, 1984), sería posible que se tratase, en el caso de estos sistemas acrecionados, de la antigua prolongación hacia el sur del arco de isla centroamericano. Indicios de una conexión serían:

- a) los importantes levantamientos en todo el ámbito meridional de Centroamérica, que dieron lugar a las primeras discordancias/incordancias del área,
- b) que posiblemente estuvo unido a la formación de un istmo entre Norteamérica y Sudamérica, que por primera vez desde la separación de ambos subcontinentes hizo posible un intercambio de faunas (véase SEYFRIED & SPRECHMANN, 1986).
- c) y que fué la causa probable del drástico descenso de la C.C.D. (límite de compensación de la calcita) en el área del Caribe, lo cual apuntaría a un cierre campaniano del istmo, de manera similar a como ocurrió tras el cierre del istmo centroamericano en el Mioceno (véase DONNELLY et al., 1990).

La distensión tectónica a partir del Campaniano Superior llevó a un renovado hundimien-

to en el área de Centroamérica y a la formación de sedimentos hemipelágicos, que en el área occidental de Panamá muestran potentes intercalaciones de tobas y lavas andesíticas (véase FISHER & PESSAGNO, 1965; WEYL, 1980), inaugurando de esta manera, después del cambio estructural campaniano en el sur de Centroamérica, un nuevo episodio de actividad volcánica. Durante el Paleoceno finalizó posiblemente el proceso de subducción en los segmentos meridionales del arco de isla y se estableció un margen de placa de tipo transformante, dentro del cual se originan posteriormente magmas basálticos, observables fundamentalmente como sills en las calizas paleocenas de la península de Osa (véase EYNATTEN et al., 1992 b). Este magmatismo ligado a fallas explica la "persistencia del evento basáltico del Caribe" (DONNELLY, 1989) y la amplia distribución de basaltos alcalinos en el sur de Costa Rica. También es posible que el establecimiento de este sistema transformante fuera una respuesta a la colisión arco-continente en el área de la Cordillera Central y que hoy en día está documentada por la "falla longitudinal de Costa Rica" (cf. SEYFRIED et al., 1991). Tras el final de la acreción de la Cordillera Occidental, se estableció una nueva zona de subducción, que actualmente está expuesta en el área de la Serranía de Baudó y que posiblemente también está preservada en la Península de Osa (véase OBANDO, 1986). Su emplazamiento se produjo probablemente al comienzo del Eoceno Medio y estuvo unido al inicio de la sedimentación vulcanoclástica.

Eoceno Medio - Holoceno (Fig. 6.1 e y 6.1 f)

Tras la culminación del proceso de colisión a lo largo de los márgenes norte y sur del Caribe, la mayor parte de la deformación de la placa fué compensada a través de desplazamientos de dirección este. En el margen septentrional del Caribe tuvo lugar el establecimiento de la zona de fallas de Motagua y su continuación en el sistema de strike-slip de la dorsal de Cayman. A partir de este momento el bloque de Chortis formó parte de la placa del Caribe, mientras que Cuba pasó a formar parte de la placa norteamericana. El Escarpe

de Hess permaneció activo en el área de la Península de Santa Elena hasta la conclusión del proceso de colisión y provocó hasta ese instante un hundimiento constante de la antepuesta cuenca de Nicaragua.

A continuación comenzó en el área centroamericana un nuevo episodio de fuerte actividad volcánica. Es a partir de este momento, que los segmentos norte y sur del arco de isla de Costa Rica muestran un desarrollo sedimentario común. Delante del noroeste de Sudamérica comenzó la subducción de corteza del Caribe, a partir de la cual surgiría el futuro cinturón Sinu de Colombia (PINDELL & BARRETT, 1990). El oriente de Panamá estaba situado en esta época posiblemente en el área fronteriza entre ambos sistemas de subducción, uniéndolos a través de un sistema de strike-slip. Esto aclararía los fuertes levantamientos en el área del Darién y la sedimentación preferentemente no-volcánica ligada a estos (véase WEYL, 1980; MAURASSE, 1990).

A partir del Oligoceno, el desarrollo estructural del espacio caribeño noroccidental está influido por la reorganización de los sistemas de placas del sureste del Pacífico. El desmembramiento de la placa de Farallón llevó a la formación del sistema de Cocos-Nazca y creó así condiciones diferenciadas de convergencia ante el arco de isla centroamericano. Mientras en Panamá se produjo una convergencia frontal, que llevó consigo un período de actividad volcánica reforzada (véase WEYL, 1980; MAURASSE, 1990), los segmentos de arco de isla septentrionales se caracterizaron por una convergencia en ángulo, que llevó a levantamientos y a la formación de pequeñas cuencas en zonas de falla, a lo largo del arco exterior (véase SEYFRIED et al., 1991; EYNATTEN et al., 1992 b). La consiguiente subducción de corteza más caliente fué, posiblemente junto con la convergencia en ángulo, la causante del cese temporal del proceso de acreción en el norte de Costa Rica.

La historia más reciente del istmo centroamericano está marcada sobre todo por la colisión del arco de isla con Sudamérica. Los antiguos sistemas de subducción se encuentran hoy en día en el área del valle de Atrato, así como en la Serranía de Baudó, en Colombia (véase BOURGOIS et al., 1982; PINDELL & BARRETT, 1990). La colisión de Panamá oriental y la Cordillera Occidental tuvo lugar en el Mioceno y llevó a la formación del "Panamá Deformed

Belt", que se extiende hasta Costa Rica (véase VITALI et al., 1985; PINDELL & BARRETT, 1990; SEYFRIED et al., 1991). Tras el final de la colisión en el Mioceno se formó un nuevo margen de placa en el área del Canal en Panamá. Este límite de placa permaneció activo hasta el Mioceno Superior (8 Ma), trasladándose a continuación al actual área de la "Panamá Fracture Zone" (véase MacKAY & MOORE, 1990; PINDELL & BARRETT 1990). El levantamiento para crear el actual istmo se produce desde el Plioceno.

AGRADECIMIENTOS

Quiero en primer lugar expresar mi agradecimiento al Deutscher Akademischer Auswahldienst (DAAD) y el Deutsche Forschungsgemeinschaft (Se 490/1-1; Se 490/1-2; Se 490/1-3), que han hecho posible la realización de este trabajo. A las siguientes instituciones de Costa Rica y Nicaragua quiero agradecer el apoyo, tanto en el campo como a nivel de laboratorio: la Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE), el Instituto Nicaragüense de la Minería (INMINE), y la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica.

BIBLIOGRAFIA

- APPEL, H., 1990: Geochemie und K/Ar-Datierung an Magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika. - Diplomarbeit, Univ. Mainz: 149 págs. (inédito).
- ASTORGA, A., 1987: El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente Pacífica de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: origen, evolución y dinámica de las cuencas profundas relacionadas con el margen convergente de Centroamérica. - Tesis de Licenciatura, Univ. de Costa Rica: 250 págs. (inédito).
- ASTORGA, A., 1988: Geodinámica de las cuencas del Cretácico Superior-Paleógeno de la región "forearc" del sur de Nicaragua y Norte de Costa Rica. - Rev. geol. Amer. Central, 9: 1-40.
- ASTORGA, A., FERNANDEZ, J. A., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L. G., 1989: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución Cretácico Superior-Cenozoica y potencial de hidrocarburos. - En: Transact. - Fourth Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Conference, San José (Costa Rica).
- AZEMA & TOURNON, J., 1980: La Péninsule de Santa Elena, Costa Rica: un massif ultrabásique charrié en marge pacifique de l'Amérique centrale. - C.R. Acad. Sc. Paris, 290, D: 9-12.
- BAUMGARTNER, P.O., MORA, C., BUTTERLIN, J., SIGAL, J. CLACON, 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.
- BAUMGARTNER, P.O., 1987: Tectónica y sedimentación del Cretácico Superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central). - En: Barbarin, J.M., Gursky, H.-J. & Meiburg, P. (Eds.): El Cretácico de México y América Central. - Actas Fac. Cienc. Tierra, Univ. Autónoma Nuevo León, Linares: 2, 251-260.
- BELLIZZIA, A. & DENGÓ, G., 1990: The Caribbean mountain system, northern South America; A summary. - En: DENGÓ, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 167-175.
- BERRANGE, J.P. & THORPE, R.S., 1988: The Geology, Geochemistry and emplacement of the Cretaceous-Tertiary ophiolitic Nicoya-Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica. - Tectonophysics, 147: 193-220.
- BOURGOIS, J., AZEMA, J., TOURNON, J., BELLON, H., CALLE, B., PARRA, E., TOUSSAINT, J., GLAÇON, G., FEINBERG, H., DE WEVER, P. & ORIGLIA, I., 1982: Ages et structures des complexes basiques et ultrabasiques de la façade pacifique entre 3° N et 12° (Colombie, Panama et Costa-Rica). - Soc. Géol. France Bull., 1982 (7): 545-554.
- BOURGOIS, J., AZEMA, J., BAUMGARTNER, P.O., TOURNON, DESMET, A. & AUBOUIN, J., 1984: The geologic history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (Legs 67 and 84 off Guatemala): a synthesis. - Tectonophysics, 108: 1-32.
- BOWLAND, C.L., 1984: Seismic stratigraphy and structure of the western Colombia Basin, Caribbean Sea. - M.S. thesis, University of Texas, Austin: 248 págs. (inédito).
- BUCK, S.P. & BOTTJER, D.J., 1985: Continental slope deposits from a Late Cretaceous, tectonically active margin, southern California. - J. Sediment. Petrol., 55: 843-855.
- CALVO, C., 1987: Las calizas neríticas de la vertiente Pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: épocas y sistemas de sedimentación asociadas, con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central Meridional. - Tesis de Licenciatura, Univ. de Costa Rica: 165 págs. (inédito).
- CASE, J.E., MacDONALD, W.D., 1990: Crustal structure of the Caribbean region. - En: DENGÓ, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: Plate 3.
- CASE, J.E., MacDONALD, W.D. & FOX, P.J., 1990: Caribbean crustal provinces; Seismic and gravity evidence. - En: DENGÓ, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 15-36.
- CORRIGAN, J., MANN, P. & INGLE, J.C. Jr., 1990: Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panamá-Costa Rica. - Geol. Soc. Amer. Bull., 102: 628-652.
- DELONG, S.E., HODGES, F.N. & ARCULUS, R.J., 1975: Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga Island, Alaska, and the occurrence of alkaline rocks in island arcs. - J. Geol., 83: 721-736.
- DE BOER, J., 1979: The outer arc of the Costa Rican orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Peninsulas). - Tectonophysics, 56: 221-259.
- DENGÓ, G., 1962: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. - IX + 112 págs., Instituto Geográfico de Costa Rica, San José.
- DENGÓ, G., 1985: Mid America; tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwest Columbia. - En: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (Eds.) 1985: The ocean basins and margins, Vol. 7: 123-180.
- DONNELLY, T.W., 1975: The geological evolution of the Caribbean and the Gulf of Mexico. - En: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (eds.): The Ocean Basins and Margins, Vol. 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean. - New York, Plenum Press: 663-689.
- DONNELLY, T.W., 1989: Geologic history of the Caribbean and Central America. - En: BALLY, A.W. & PALMER, A.R. (Eds.): The Geology of North America - An Overview: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. A: 299-321.
- DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J., MAURY, R., SCHELENKENS, H., SMITH, A.L., WADGE, G. & WEST-ERCAMP, D., 1990: History and tectonic setting of Caribbean magmatism. - En: DENGÓ, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 339-374.
- DUNCAN, R.A. & HARGRAVES, R.B., 1984: Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. - Geol. Soc. Amer. Mem., 162: 81-93.
- ESCALANTE, G., 1990: The geology of southern Central America and western Colombia. - En: DENGÓ, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 201-230.
- EYNATTEN, H. von, SCHMIDT, H. & WINSEMANN, J., 1992 b: Plio- Pleistocene outer arc basins in southern Central America. - En: FROSTICK, L. & STEEL, R. (eds.): Sedimentation and Tectonics. - Special Publication, International Association of Sedimentologists (en prensa).
- FISHER, S. P. & PESSAGNO, E.A., 1965: Upper Cretaceous strata of Northwestern Panama. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 49: 433-444.
- GALLI OLIVIER, C., 1979: Ophiolite and island-arc volcanism in Costa Rica. - Geol. Soc. Amer. Bull., 90: 444-452.
- GALLOWAY, W.E. & BROWN, L.F. Jr., 1973: Depositional systems and shelf-slope relations on cratonic basin margin, Uppermost Pennsylvanian of north-central Texas. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57: 1185-1218.
- GOSE, W.A., 1983: Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic history of southern Central America. - J. Geophys. Res., 88, No. B 12: 10585-10592.
- GOSE, W.A., 1985: Caribbean tectonics from a paleomagnetic perspective. - En: STEHLI, F. G. & WEBB, S.D. (Eds.): The Great American Biotic Interchange. - Plenum Publishing Corporation: 285-301.
- GRÖSSER, J.R., 1989: Geotectonic evolution of the Western Cordillera of Columbia: New aspects from geochemical data on volcanic rocks. - J. South Amer. Earth Sci., 2: 359-369.
- GURSKY, H.-J., 1984: Die Sedimentgesteine im ophiolitischen 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 págs. (inédito).
- GURSKY, M., 1986: Tektonische und thermische Deformationen im ophiolitischen Nicoya-Komplex und seinem, sedimentären Auflager (Nicoya-Halbinsel Costa Rica) und ihre Bedeutung für die geodynamische Entwicklung im südlichen Zentralamerika. - Diss. Univ. Marburg: 230 págs. (unveröffentlicht).
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R., WRIGHT, R. C., STOVER, L. E., BAUM, G., LOUITT, T., GOMBOS, A., DAVIES, T., PFLUM, C., ROMINE, K., POSAMENTIER, H. & DU CHENE, R. J., 1987: Mesozoic-Cenozoic cycle chart, Cenozoic. - Fig. 4-4, Short Course in conjunction with the "sequence, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface" conference, course notes, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Sept. 1988.
- HENNINGSSEN, D., 1966 a: Notes on the stratigraphy and paleontology of the upper Cretaceous and Tertiary sediments in southwestern Costa Rica. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 88: 1404-1420.
- HENNINGSSEN, D. & WEYL, R., 1967: Ozeanische Kruste im Nicoya-Komplex von Costa Rica (Mittelamerika). - Geol. Rdsch., 57: 33-47.
- HOWELL, D.G., CROUCH, J.K., GREENE, H.G., MCCULLOCH, D.S. & VEDDER, J.G., 1980: Basin development along the late Mesozoic and Cenozoic California margin: a plate tectonic margin of subduction, oblique subduction and transform tectonics. - En: BALANCE, P.F. & READING, H.G. (Eds.): Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. - Spec. Publ. int. Assoc. Sediment., 4: 43-62.
- KARIG, D.E., SAREWITZ, D.R. & HAECK, G.D., 1986: Role of strike-slip faulting in the evolution of allochthonous terranes in the Philippines. - Geol., 14: 852-855.
- KUANG, S.J., 1971: Estudio geológico del Paíffico de Nicaragua. - Catastro de Inventario de Recursos Naturales, División de Geología, Inform. Geol., 3: 1-101, Managua, Nicaragua.
- KUYPERS, E.P., 1979: Analisis sedimentológico de la Formación Punta Carballo (Mioceno), Costa Rica. - Inst. Geogr. Nac., Inf. Semestr. 1979 (2): 77-94.
- LEWIS, F.J. & DRAPER, G., 1990: Geology and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. - En: DENGGO, G. & CASE, J. E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 77-140.
- MacKAY, M. E. & MOORE, G. F., 1990: Variation in deformation of the South Panamá accretionary prism: response to oblique subduction and trench sediment variation. - Tectonics, 9: 683-698.
- MANN, P., SCHUBERT, C. & BURKE, K., 1990: Review of Caribbean neotectonics. - En: DENGGO, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 307-338.
- MATAMUTO, T., OHTAKE, M., LATHAM, G. & UMANA, J., 1977: Crustal structure of southern Central America. - Bull. Seismol. Soc. Am., 67: 121-134.
- MAURRASSE, F.J.-M.R., 1990: Stratigraphic correlation for the circum-Caribbean region. - En: DENGGO, G. & CASE, J. E. (eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: Plates 4, 5A, 5.
- MAURY, R.C., WESTBROOK, G.K., BAKER, P.E., BOUYASSE, Ph. & WESTERCAMP, D., 1990: Geology of the Lesser Antilles. - En: DENGGO, G. & CASE, J. E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 141-166.
- MESCHEDE, M., SICK, M. & FRISCH, W., 1988: Paläomagnetische und geochemische Untersuchungen an den Ophiolitkomplexen von Costa Rica und Panamá. Ein plattentektonisches Modell. - Tagungsheft 11. Geowiss. Lateinamerika-Koll.: 93, Hannover.
- MONTENAT, C., OTT d'ESTEVOU, P., LAROUZIERE, F.D. & BEDU, P., 1987: Originalité géodynamique des bassins néogènes du domaine bétique oriental. - Notes et Mémoires, Total, 21: 11-49.
- MOONEY, W.D., 1980: An East Pacific-Caribbean ridge during the Jurassic and Cretaceous and the evolution of western Colombia. - En PILGER, R. H. jr. (Ed.): The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Houston Geol. Soc. Contin. Educat.: 55-74.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R., 1987: Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. - En: LEGGETT, J.K. & ZUFFA, G.G. (Eds.): Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies. - Graham and Trotman: 1-38.
- OBANDO, J.A., 1986: Sedimentología y tectónica del Cretácico y Paleógeno de la región de Golfito, Península de Burica y Península de Osa, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - Tesis de Licenciatura, Univ. de Costa Rica: 211 págs. (inédito).
- PICHLER, H. & WEYL, R., 1973: Petrochemical Aspects of Central American Magmatism. - Geol. Rdsch., 62: 357-396.
- PICHLER, H., STIBANE, FR. & WEYL, R., 1974: Basischer Magmatismus und Krustenbau im südlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh.: 102-126.
- PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F., 1990: Geological evolution of the Caribbean region; A plate tectonic perspective. - En: DENGGO, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region: The Geology of North America. - Geol. Soc. Amer., Vol. H: 405-432.
- ROSS, M.I. & SCOTESE, C.R., 1988: A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and the Caribbean region. - En: SCOTESE, C.R. & WAGNER, W.W. (Eds.): Mesozoic and Cenozoic Plate reconstructions. - Tectonophys., 155: 139-168.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1979: Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanisches Paläokraste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Mittelamerika. - Geol. Rdsch., 68 (2): 467-494.
- SEYFRIED H. & SPRECHMANN, P., 1986: Über die Frühgeschichte (Campan bis Eozän) der südlichen mittelamerikanischen Landbrücke. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1: 38-55.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A. & CALVO, C. & LAURITO, C., 1987: Sequence response (cyclicality, biostratigraphy, ichnofacies) to subsidence, sea-level fluctuations, and exceptional events in Cenozoic fore arc basins of southern Central America. - 8th Res. Conf. SEPM/GCS (Innovative biostratigraphic approaches to sequence analysis: new exploration opportunities): 131-141.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A., AMANN, H., CALVO, C., KOLB, W., SCHMIDT, H. & WINSEMANN, J., 1991

- Anatomy of an evolving Island Arc: tectonic and eustatic control in the south Central American forearc area. - En: MAC DONALD, D.I.M. (Ed.): Sea-level Changes at Active Plate Margins: Processes and Products.-Spec. Pubs. int. Assoc. Sediment., 12: 273-292.
- SICK, M., 1989: Paleomagnetism of the Ophiolite Complexes from the Southern Middle American Landbridge (Costa Rica and Western Panama). - Diss. Univ. Tübingen: 108 págs. (inédito).
- STOW, D.A.V., HOWELL, D.G. & NELSON C.H., 1985: Sedimentary, Tectonic, and Sea-Level Controls. - En: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems.- Springer: 15-22.
- SYLVESTER, A. G., 1988: Strike-slip faults. - Geol. Soc. Amer. Bull. 100: 1666-1703.
- TOURNON, J., TRIBOULET, C. & AZEMA, J., 1989: Amphibolites from Panama: anticlockwise P-T paths from a Pre-upper Cretaceous metamorphic basement in Isthmian Central America. - J. metamorphic Geol., 7: 539-546.
- VITALI, C., MAUFFRET, A., KENYON, N. & RENARD, V., 1985: Panamanian and Colombian deformed belts: An integrated study using Gloria and Seabeam transits and seismic profiles. - Symp. Geodynamique des Caraibes (Paris. 5-8 Fevrier 1985): 451-461.
- WALKER, R.G., 1984: Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California: a possible channel-levee complex. - J. Sediment. Petrol., 55: 279-290.
- WEYL, R., 1969: Magmatische Förderphasen und Gesteinschemismus in Costa Rica (Mittelamerika). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1969: 423-466.
- WEYL, R., 1980: Geology of Central America. - Borntraeger, Berlin, 371 págs.
- WILDBERG, H., 1984: Der Nicoya-Komplex, Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und Genese eines polygenetischen Ophiolith-Komplexes. - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 62: 123 págs.
- WINSEMANN, J. & SEYFRIED, H., 1991: Response of deep-water forearc systems to sea-level changes, tectonic activity and volcanoclastic input in central America. -En: MAC DONALD, D.I.M. (Ed.): Sea-level Changes at Active Plate Margins: Processes and Products.-Spec. Pubs. int. Assoc. Sediment., 12: 217-240.
- WINSEMANN, J., 1992: Tiefwasser-Sedimentationsprozesse und - produkte in den Forearc-Becken des mittelamerikanischen Inselbogensystems: eine sequenzstratigraphische Analyse. - Profil, 2, 218 págs.