

**ANÁLISIS TECTÓNICO DE LA PENINSULA DE NICOYA (COSTA RICA) Y SU
SIGNIFICADO PARA EL DESARROLLO ESTRUCTURAL-GEODINÁMICO DE AMÉRICA
CENTRAL MERIDIONAL**

Monika M. Gursky

Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L., Apartado postal 104, 67700 Linares, N.L., México

ABSTRACT

The southern Central American crustal segment underwent genetically complicated and polyphase events, before the actual isthmus formed. The lowermost unit of the Nicoya Peninsula is oceanic crust formed in a Pacific active ridge (Lower Nicoya Complex). This unit, overlain by deep-sea radiolarites, was transported by sea-floor spreading to its actual geotectonic position. NW-SE compression of the Central American-Caribbean region between the North and South American plates caused on the one hand the first compressive deformation (D₁; post-Albian/pre-Campanian) and on the other, conduits for the ascense of basaltic magmas (Oceanic Series of the Upper Nicoya Complex); the latter may correlate to the Great Flood-Basalt Event of the Caribbean. Consequently, subduction of the Pacific sea floor under the western margin of the magmatically thickened Caribbean plate started. This process caused a pressure to the NE which resulted in the second compressive deformation (D₂; Campanian); and contemporaneously, early island-arc volcanism was initiated which is, in the Nicoya Peninsula, only represented by its primitive extensions (Primitive Island-Arc Series of the Upper Nicoya Complex). Volcanism and subduction slowed down or ceased in the lower Tertiary. Another compression of the southern Central American isthmus between North and South America resulted in the third deformation (D₃; Eocene). Intensified pressure of the Pacific plate and rejuvenation of the subduction caused the fourth deformation (D₄; Miocene) and the formation of the Tertiary to recent island arc in the isthmus. The tectonic style (i.e. open, large-scale folding and fracture tectonics), indicates little crustal shortenings and a tectonic level close to the surface.

RESUMEN

El segmento cortical de América Central meridional sufrió cambios genéticamente complicados y polifásicos antes de la formación del istmo actual. La unidad inferior de la Península está formada por corteza oceánica generada en una dorsal activa del Paleopacífico (Complejo Inferior de Nicoya). Esta unidad, sobreyacida por radiolaritas de mar profundo, fue transportada a su posición geotectónica actual por movimientos de la expansión del fondo oceánico (sea floor spreading). Una compresión NW-SE de la región centroamericana-caribeña entre las placas norte y suramericanas generó por un lado la primera deformación compresiva (D₁; post-Albiana/pre-Campaniana) y por el otro formó ductos de ascenso para magmas basálticos (la Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya) que puede ser paralelo con el Gran Evento de Mantos Basálticos (Great Flood-Basalt Event) en el Caribe. Consecuentemente empezó la subducción del fondo pacífico bajo la margen occidental de la Placa Caribe engrosada por los mantos basálticos. Esto causó un empuje hacia el NE que resultó en la segunda deformación compresiva (D₂; Campaniana) y al mismo tiempo empezó a formarse un paleo-arco insular que está representado en la Península de Nicoya solamente por sus extensiones primitivas (Serie de Arco Insular Primitivo de Nicoya). Volcanismo y subducción se retardaron o interrumpieron en el Terciario Inferior. Otra compresión del istmo centroamericano entre las Américas causó la tercera deformación (D₃; Eocénica). El empuje

intensificado de la placa pacífica y el rejuvenecimiento de la subducción resultaron en la cuarta deformación (D₄; Miocénica) y la formación del arco insular Terciario-Reciente en el istmo. El estilo tectónico, caracterizado por plegamiento abierto hasta suave y derecho así como tectónica de fracturación, indica acortamientos pequeños y un nivel estructural cerca de la superficie.

1. LA PENINSULA DE NICOYA Y SUS UNIDADES GEOLOGICAS PRINCIPALES

La Península de Nicoya forma actualmente un segmento de la margen meridional de la Placa Caribe y está situada al noreste de la Fosa Mesoamericana en el límite con la Placa de Cocos del Pacífico (Fig. 1). Pertenece a la vertiente pacífica del istmo de Centroamérica meridional cuya característica es el basamento oceánico con una edad preponderantemente del Mesozoico tardío (WEYL, 1969a, 1972, 1980). Este basamento aflora en forma de un cinturón de cuerpos ofiolíticos desde el noroeste de Costa Rica hasta Panamá occidental continuando probablemente hasta las unidades ofiolíticas de Colombia y Ecuador (PICHLER & WEYL 1975; GOOSSENS et al. 1977).

Grandes áreas de Costa Rica noroccidental consisten de este basamento ofiolítico que se llama Complejo de Nicoya en esta región (DENGO, 1962a). La segunda unidad geológica principal es una cubierta sedimentaria del Cretácico Superior tardío y Cenozoico.

El basamento ofiolítico se subdivide en varias unidades. El piso geotectónico inferior aflora en la Península de Santa Elena; es un complejo ultramáfico de harzburgitas serpentizadas, dunitas, lertzolitas y magmatitas básicas que se interpreta como un fragmento del manto superior tectónicamente elevado (BOURGOIS et al., 1982; DESMET et al., 1985; HARRISON, 1953; TOURNON & AZEMA, 1980; TOURNON, 1984; WILDBERG, 1983, 1984).

El Complejo Inferior de Nicoya con sus toleítas olivínicas y basaltos alkali-olivínicos, brechas basálticas, gabros y plagiogranitos representa la unidad inferior de la Península de Nicoya (GURSKY et al., 1982). Estas rocas tienen una composición química de rocas oceánicas (WILDBERG, 1983, 1984) y se formaron en el Jurásico probablemente en una dorsal activa del Pacífico. Después llegaron a la región de Centroamérica meridional actual por un transporte del tipo "sea-floor spreading". En el área estudiada, esta unidad está principalmente extendida en el noroeste de la Península de Nicoya.

Secuencias relativamente homogéneas de radiolaritas de por lo menos 45 m de espesor ("Formación Punta Conchal"; H-J. GURSKY & SCHMIDT-EFFING, 1983) sobreyacen el Complejo Inferior de Nicoya y se formaron posiblemente desde el Liásico (DE WEVER en TOURNON,

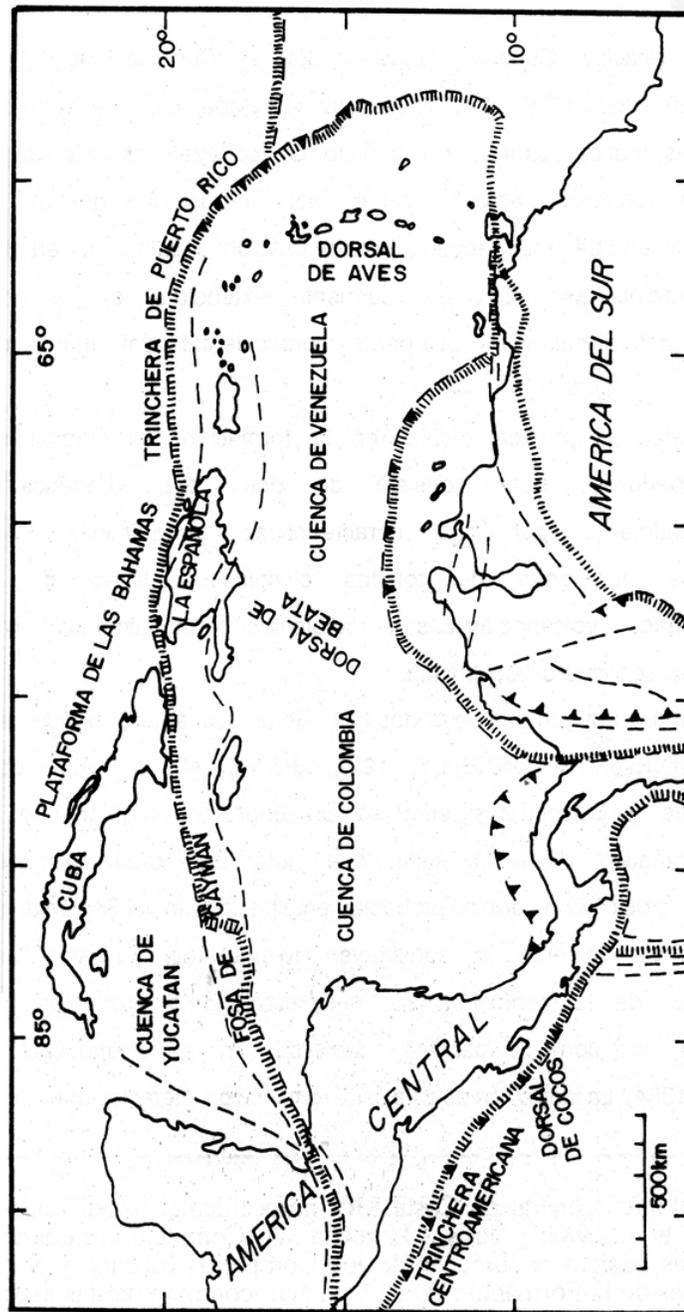


Fig. 1. Principales elementos estructurales y límites de placas tectónicas en la región del Caribe (simplificado según MATTSON, 1984). Líneas interrumpidas: fallas; líneas compuestas de rayitas: límites aproximados de placas; los triángulos indican rumbos de movimientos.

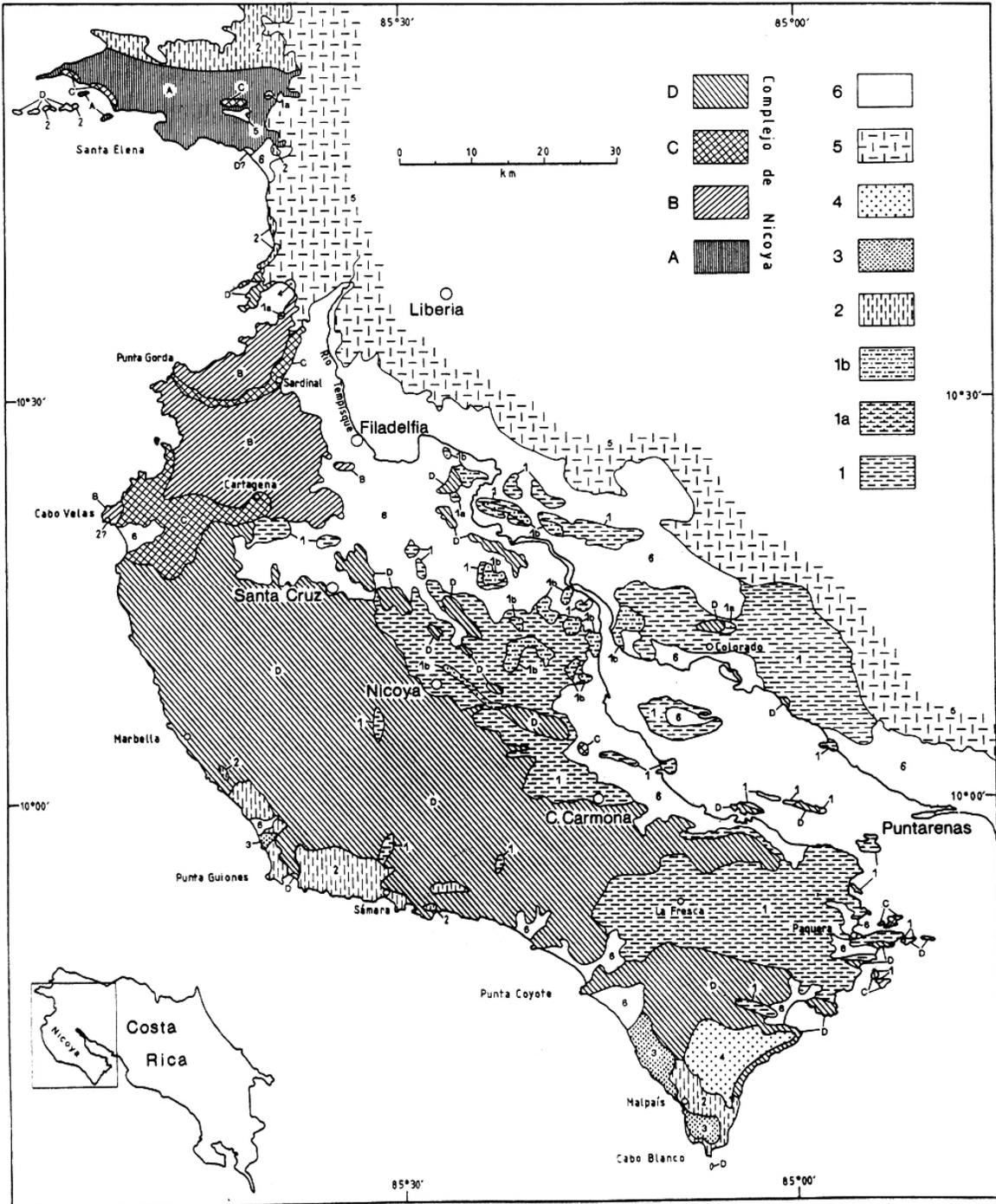
1984) hasta el Cretácico Superior (quizá hasta el Cenomaniano/Turoniano; BAUMGARTNER, 1984, SCHMIDT-EFFING, 1979). Caracterizan la etapa de sedimentación pelágica después de la primera fase magmática, cuando un pedazo de corteza oceánica migró desde el lugar de su origen hasta su posición actual, antes del inicio de nuevas actividades magmáticas. Horizontes de nódulos de manganeso se intercalaron localmente en la sedimentación de mar profundo. Las radiolaritas están principalmente extendidas en el noroeste de la Península, donde circundan estructuralmente la parte noroccidental del complejo formando un cinturón de pliegues.

Nueva actividad magmática resultó en la formación del Complejo Superior de Nicoya en el Cretácico Superior. Este consiste de dos series genéticamente distintas que se diferencian especialmente por sus características geoquímicas (WILDERG, 1983, 1984). Ambas series se componen de toleítas olivínicas, toleítas de cuarzo subordinadas y abundantes brechas volcanoclásticas; radiolaritas parcialmente muy contaminadas por detrito magmático solo se formaron localmente.

La unidad más antigua de las dos, la Serie Oceánica, puede ser correlacionada con el "Great Flood-Basalt Event" (DONNELLY, 1975; BURKE et al., 1978) del Caribe que causó por medio de derrames y diquestratos enormes un engrosamiento anormal de la corteza oceánica. El desarrollo magmático de esta serie que está distribuida principalmente en el centro y sureste de la Península de Nicoya, terminó probablemente hasta el fin del Santoniano.

La unidad más reciente la constituyen toleítas de un arco insular primitivo presentes en el oeste y sur de la península; se interpretan como productos de procesos de fundición acaecidos cuando la corteza pacífica comenzó a ser subducida bajo la Placa Caribe (WILDBERG, 1983, 1984). La formación de esta serie terminó con intercalaciones de lentes

Fig. 2. Mapa geológico general de Costa Rica noroccidental (modificado según DENGO, 1962; GURSKY et al., 1984; y otros).- Leyenda . A: Complejo ultramafítico de Santa Elena; B: Magmatitas básicas y brechas de los Complejos Inferior y Superior de Nicoya; C: Radiolaritas de la Formación Punta Conchal con magmatitas asociadas; D: Magmatitas básicas y brechas del Complejo Superior de Nicoya (incl. una fracción subordinada de rocas del Complejo Inferior de Nicoya); 1: Secuencias sedimentarias de agua profunda del Campaniano al Eoceno; 1a: Rocas sedimentarias de agua somera del Campaniano Superior al Maastrichtiano Inferior; 1b: Rocas sedimentarias de agua somera del Paleoceno al Eoceno; 2: Secuencias sedimentarias de agua profunda del Maastrichtiano al Eoceno; 3: Rocas sedimentarias de agua somera del Eoceno Superior al Oligoceno Superior; 4: Rocas sedimentarias de agua somera del Plioceno; 5: Rocas volcánicas del Mioceno al Holoceno; 6: Sedimentos del Cuaternario.



calcáreos en el Maastrichtiano (en Nicoya). Rocas ígneas de segmentos magmáticos más desarrolladas del arco insular empezaron a formarse quizá a partir del Campaniano (cf. FISCHER & PESSAGNO, 1965, SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985). Estos segmentos más "maduros" deben haber funcionado a partir del Campaniano como áreas de procedencia de las series espesas de turbiditas volcanodetríticas en la cubierta del basamento ofiolítico. Estas secuencias contienen guijarros de andesita (p.e. SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985, BAUMGARTNER et al., 1984) que no pueden proceder de la Península de Nicoya.

La sucesión cronológica y los traslapes regionales de los diferentes eventos magmáticos del Complejo Inferior de Nicoya y de las dos series del Complejo Superior de Nicoya así como los tipos de su origen (intrusiones, conductos de efusiones, diques y diquestratos, derrames superficiales) resultaron aparentemente en penetraciones mutuas de las magmatitas químicamente distintas e íntimamente asociadas en muchas áreas (cf. WILDBERG, 1983, 1984).

La actividad magmática del basamento ofiolítico terminó en la península por un lado en el límite Santoniano/Campaniano (Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya) y por el otro aproximadamente en el Maastrichtiano Medio (Serie de Arco Insular Primitivo del Complejo Superior de Nicoya). En Quepos y la Península de Osa en el sur de Costa Rica, magmatismo ofiolítico posiblemente de origen diferente debido a características químicas (H. WILDBERG, 1986, com. oral) continuó hasta el Paleoceno o Eoceno (SCHMIDT-EFFING, 1979, AZEMA et al., 1979). El volcanismo del arco insular del Terciario hasta el Reciente se restringe principalmente al istmo central y cubre allí casi completamente su antecesor del Cretácico-Terciario Inferior.

Las secuencias sedimentarias sobreyacentes al Complejo de Nicoya (Fig. 3) empiezan en diferentes tiempos debido al desarrollo magmático polifásico y localmente diferenciado. Las facies y los espesores varían considerablemente (STIBANE et al., 1977, BAUMGARTNER et al., 1984, LUNDBERG, 1982a-b, GURSKY et al., 1984). Influencias tectónicas complican adicionalmente la situación paleogeográfica ya localmente diferenciada. La tendencia general va -con variaciones- de facies marinas profundas a someras (cf. SEYFRIED & SPRECHMANN, 1986). Los sedimentos de la cubierta se pueden caracterizar en forma general según tres regiones; una clasificación más detallada según tipos de secciones sedimentarias se da en H.-J. GURSKY et al. (1984). En el área oriental que abarca el centro, sureste y sur así como este de Nicoya, la sedimentación empieza en el Campaniano Inferior con rocas silíceas

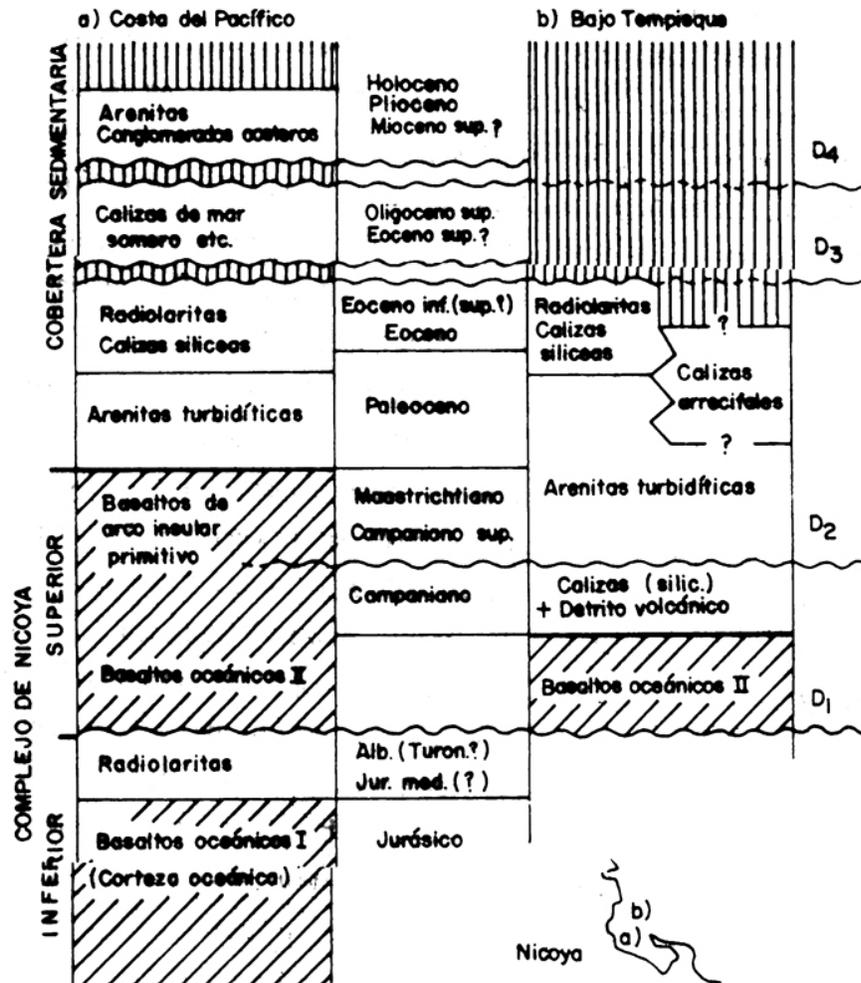


Fig. 3. Esquema estratigráfico generalizado de la Península de Nicoya con clasificación de las edades de las deformaciones D₁ a D₄.

contaminadas con detrito volcanogénico así como areniscas que pasan después a calizas pelágicas y margas (SCHMIDT-EFFING, 1979). Siguen areniscas turbidíticas de material volcanodetrítico (LUNDBERG, 1982a-b) que están cubierta -por lo menos en el norte de esta zona- por calizas de agua somera del Paleoceno/Eoceno, mientras que el sur está caracterizado por turbiditas areníticas y calcáreas (DENG, 1962a) de una facies de mar más profundo. En el norte siguen radiolaritas de agua profunda ricas en detrito (Eoceno; SCHMIDT-EFFING, 1979, HEIN et al., 1983, H.-J. GURSKY, 1984).

En la región sedimentaria septentrional, al noreste y aproximadamente paralela a la descrita, existieron áreas elevadas dando ambientes favorables para el desarrollo de arrecifes de rudistas en el Campaniano Superior/Maastrichtiano Inferior (SCHMIDT-EFFING, 1979, STIBANE et al., 1977, SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985, 1986).

La zona occidental abarca la región sedimentaria de Nicoya occidental y meridional, o sea el litoral pacífico de la península con el área principal de la Serie de Arco Insular Primitivo. Aquí la sedimentación comienza aparentemente en algunos lugares ya en el Campaniano con rocas calcáreas y silíceas (p.e. la sección de Terciopelo; STIBANE et al., 1977). Después del fin del volcanismo del arco insular primitivo, en el Maastrichtiano Superior, en Nicoya occidental empiezan calizas pelágicas y después turbiditas volcanodetríticas espesas del Paleoceno; éstas dan lugar a radiolaritas y calizas silíceas del Eoceno Inferior. La sedimentación termina con calizas de mar somero y areniscas del Oligoceno Superior, que sobreyacen discordantemente a rocas del Eoceno. En el sur el desarrollo es un poco diferente (cf. LUNDBERG, 1982a-b, BAUMGARTNER et al., 1984): calizas de mar somero en posición sobreyacente y discordante empiezan posiblemente en el Eoceno Superior. La unidad más reciente está formada por areniscas y conglomerados de agua muy somera; sigue después de otra discordancia y es del Mioceno/Plioceno (SPRECHMANN, 1982) o Plioceno/Pleistoceno (AGUILAR & FISCHER, 1984).

2. LOS EVENTOS TECTONICOS Y SU ANALISIS

El desarrollo polifásico y complicado del Complejo de Nicoya y la variabilidad litológica y estratigráfica de su cubierta sedimentaria, causan la gran complejidad geológica de la Península de Nicoya. Esto y los parcialmente diferentes métodos de estudio de los investigadores antecedentes (p.e. AZEMA et al., 1985; BAUMGARTNER, 1984; BAUMGARTNER et

al., 1984; BOURGOIS et al., 1984; DE BOER, 1979; DENGÓ, 1962a; GALLI OLIVIER, 1979; KUIJPERS, 1980a-b; SCHMIDT-EFFING, 1979, 1980; SEYFRIED, 1986; STIBANE et al., 1977.;TOURNON, 1984) explican, por qué se publicaron modelos diferentes y parcialmente muy contradictorios acerca del emplazamiento de la ofiolita y su historia estructural (discusión en M. GURSKY, 1986).

DENGÓ (1962a), DE BOER (1979) y KUIJPERS (1980a-b) presentaron resultados de algunos estudios tectónicos detallados. Sin embargo, estos resultados solo abarcan aspectos parciales de las estructuras tectónicas y no son compatibles entre sí provocando muchas nuevas preguntas.

El presente trabajo que se basa esencialmente en los análisis tectónicos sistemáticos y detallados de afloramientos representativos en toda la Península de Nicoya, tiene como finalidad trazar los elementos estructurales principales y los eventos deformativos reconocibles así como la reconstrucción de la historia tectónica tomando en cuenta los hechos magmáticos, sedimentarios, estratigráficos y geotectónicos que se conocen hasta la fecha.

Un resultado fundamental de los estudios tectónicos es la comprobación, que dicho segmento cortical fue afectado durante su historia por varias fases diferenciables de deformación compresiva así como fases de extensión. Se pueden reconstruir por lo menos cuatro fases compresivas con pliegues y fracturas de un nivel estructural somero. "D₁" es la más antigua y afectó el Complejo Inferior de Nicoya y la Formación Punta Conchal con una compresión WNW-ESE. En la península, la clasificación de su edad no puede ser indicada más exactamente que entre "post-Albiano" y "pre-Campaniano" (= Cretácico Superior temprano). La segunda deformación compresiva "D₂" fue causada en el Campaniano por una compresión NE-SW. La tercera deformación "D₃" formó en el Eoceno direcciones parecidas a D₁ por su compresión NW-SE. La última deformación claramente comprobable es "D₄" que ocurrió en el Mioceno y se debe a una compresión NE-SW. Entre estas fases compresivas, levantamientos y tectónica extensiva resultaron en deformaciones adicionales de tipo ruptura.

Deslizamientos sindiagenéticos de diferentes tipos y dimensiones ocurrieron frecuentemente; pueden ser contemporáneos con las deformaciones tectónicas o independientes de ellas. Los pliegues sindiagenéticos son generalmente diferenciables de las estructuras tectónicas aplicando parámetros geométricos sencillos. Localmente, en sedimentos no completamente litificados, se observan también estructuras transicionales de estructuras tectónicas a sindiagenéticas.

3. NATURALEZA Y ESTILO DE LOS PLIEGUES TECTONICOS

Las cuatro deformaciones compresivas resultaron en plegamientos a escala regional que afectaron la corteza del noroeste de Costa Rica durante su crecimiento sucesivo (megapliegues del primer orden, a escala de decenas de km).

Esta deformación regional fue localmente acompañada por la formación de pliegues menores con la participación de estructuras de ruptura. La orientación de las costas noroeste y sur a sureste de la Península de Nicoya están definidas por fallas paralelas. En muchas áreas ondulaciones de segundo orden (escala de Km hasta decenas de Km) están representadas por la distribución y el rumbo de regiones sedimentarias. Solamente pliegues de tercer orden (escala de decenas hasta varios cientos de m) o pliegues especiales que los acompañan localmente (cuarto orden, escala de menos de un metro hasta varios m) en las series sedimentarias de la península, se pueden analizar directamente en el campo.

El estilo de los pliegues es muy parecido en las cuatro deformaciones; por eso, a continuación se presentan juntos los análisis de la morfología de los pliegues. La nomenclatura usada se basa en las descripciones de HOBBS et al. (1976) y RAGAN (1980).

3.1 Significado de la litología para el comportamiento deformacional

Las rocas ígneas generalmente no presentan plegamientos locales. Las propiedades físicas y el nivel somero de las deformaciones causaron que la deformación de los materiales se efectuó principalmente en forma de numerosas fracturas y diaclasas parcialmente hasta la escala microscópica. Solamente algunos horizontes de lavas almohadilladas presentan ondulaciones de magnitudes de decenas hasta varios cientos de metros. Los movimientos internos se produjeron esencialmente dentro de los márgenes hialoclásticos de las almohadillas que por su parte pueden presentar foliaciones concéntricas. Se supone que hay pliegues suaves de una magnitud poco mayor que aquellos observados p.e. por SIGURDSSON (1967) en la plataforma basáltica de Islandia (magnitud de unos diez Km); de vez en cuando tales megaestructuras se señalan en fotografías aéreas de la Península de Nicoya.

Las radiolaritas de la Formación Punta Conchal presentan considerables variaciones en su comportamiento plástico durante la primera deformación, ya que sus grados diagenéticos

fueron muy diferentes debido al largo intervalo cronológico que abarcan. Durante la segunda deformación todas las radiolaritas tuvieron aparentemente grados diagenéticos comparables con respecto a sus propiedades mecánicas. No se observa una diferenciación en el estilo y mecanismo del plegamiento, tal como se presentó durante D_1 . Parece que la plasticidad fue generalmente menor, ya que pliegues especiales tienden hacia ángulos de abertura mayores y las deformaciones de ruptura se destacan más. La orientación espacial y geometría de las estructuras de D_2 del cuarto orden fueron fuertemente influenciadas por inhomogeneidades causadas por la D_1 .

Las deformaciones D_3 y D_4 no eran suficientemente intensas para originar plegamientos especiales en las rocas mecánicamente rígidas del Complejo de Nicoya, sea radiolaritas o magmatitas. El inventario estructural de D_3 se restringe en el complejo ofiolítico a ondulaciones de magnitudes mayores y tectónica de ruptura. Las rocas sedimentarias sobreyacentes al complejo se diferencian en tres grupos basándose en su grado de plasticidad: Las series volcanodetríticas caracterizadas por su tendencia a formar pliegues menores relativamente grandes con ángulos interflancos mayores y mayor presencia de fracturaciones, demuestran una plasticidad claramente menor que las series silíceo-calcáreas que pueden ser plegadas en escala mucho menor. En esta última serie la madurez diagenética relativamente poco desarrollada jugó posiblemente un papel importante (como en una parte de la Formación Punta Conchal). No obstante, el contenido calcáreo y volcanodetrítico es generalmente tan alto en las rocas silíceas que la diagénesis se desarrolló rápidamente formando ópalo CT, zeolitas y calcita. También las calizas macizas de la Formación Barra Honda (Paleoceno según DENGÓ, 1962a; probablemente Campaniano Superior según SPRECHMANN et al., 1987) ocupan una posición mecánica especial; pudieron ser plegadas solamente suavemente y en escala muy grande y acompañadas por fallas. Sedimentos con litificación incompleta y cerca de la superficie tenían la tendencia de formar horizontes de deslizamientos espesos aparentemente también en conexión con movimientos tectónicos (especialmente las secuencias volcanodetríticas).

3.2 La morfología de los pliegues

En cortes transversales (cortes ac) los pliegues especiales del tercer y cuarto orden de las rocas sedimentarias, muestran preponderantemente la geometría clásica de pliegues paralelos y abiertos hasta suaves. Muchas veces está presente también la forma especial, el

pliegue concéntrico. Pliegues isoclinales, reportados p.e. por KUIJPERS (1980) como resultado de su primera fase tectónica son siempre de origen sindiagenético en forma de deslizamientos.

El pliegue tectónico se desarrolla en el caso de un anticlinal encima de una complicación variable de la estratificación normal en la base del pliegue. Generalmente empieza encima de una falla o flexura que afecta solamente a pocas capas; o una capa individual se despega de la capa subyacente por una ondulación simple y de escala menor en combinación con la migración de material más suave, arcilloso y menos competente hacia el vacío generado. Muchos pliegues se inician con una ondulación muy suave de algunas capas consecutivas presentándose un incremento de la amplitud hacia arriba.

El núcleo, el centro de estos pliegues es generalmente complicado por una o varias fallas, menos frecuentemente también por microplegamiento (Fig. 4b), adelgazamiento de flancos de capas competentes o engrosamiento de intercalaciones lutíticas en las charnelas (Fig. 6a). Las capas siguientes hacia arriba tienen una amplitud y longitud mayor y muestran frecuentemente charnelas dobladas con crestas angulosas en forma de V (Fig. 4c). Cuando se forman vacíos en estos lugares entre las capas, material lutítico más suave puede llenarlos y engrosar las capas lutíticas en las charnelas. A veces los flancos de estas partes disarmónicas de los pliegues están influenciados por fallas, o algunas capas acufan a escalas de pocos cm o dm. Más arriba en el perfil las charnelas se hacen sucesivamente más anchas y redondas (zona paralela) y después las capas plegadas reducen sucesivamente la amplitud hasta que la estratificación vuelva a ser plana (Fig. 4c, 5e). El mecanismo principal del plegamiento, fue la flexión simple en combinación con deslizamiento de las capas competentes entre sí y sobre las capas incompetentes. Solo en los núcleos hay modificaciones de este comportamiento con irregularidades con respecto al plegamiento isopaco.

En algunos casos el comportamiento difiere en forma y orden del mecanismo descrito. Se trata de algunos horizontes superiores de la Formación Punta Conchal que estuvieron diagenéticamente menos litificados en el momento de ser plegados por D_1 y por eso reaccionaron mucho más plásticamente. Los pliegues generalmente ya no son paralelos; capas competentes en las charnelas están muchas veces engrosadas debido a un alargamiento (aplastamiento) de los flancos. Fallas irregularmente curvadas son frecuentes en los flancos. Amplitud y extensión paralela al eje a (aquí extensión "vertical" de toda la

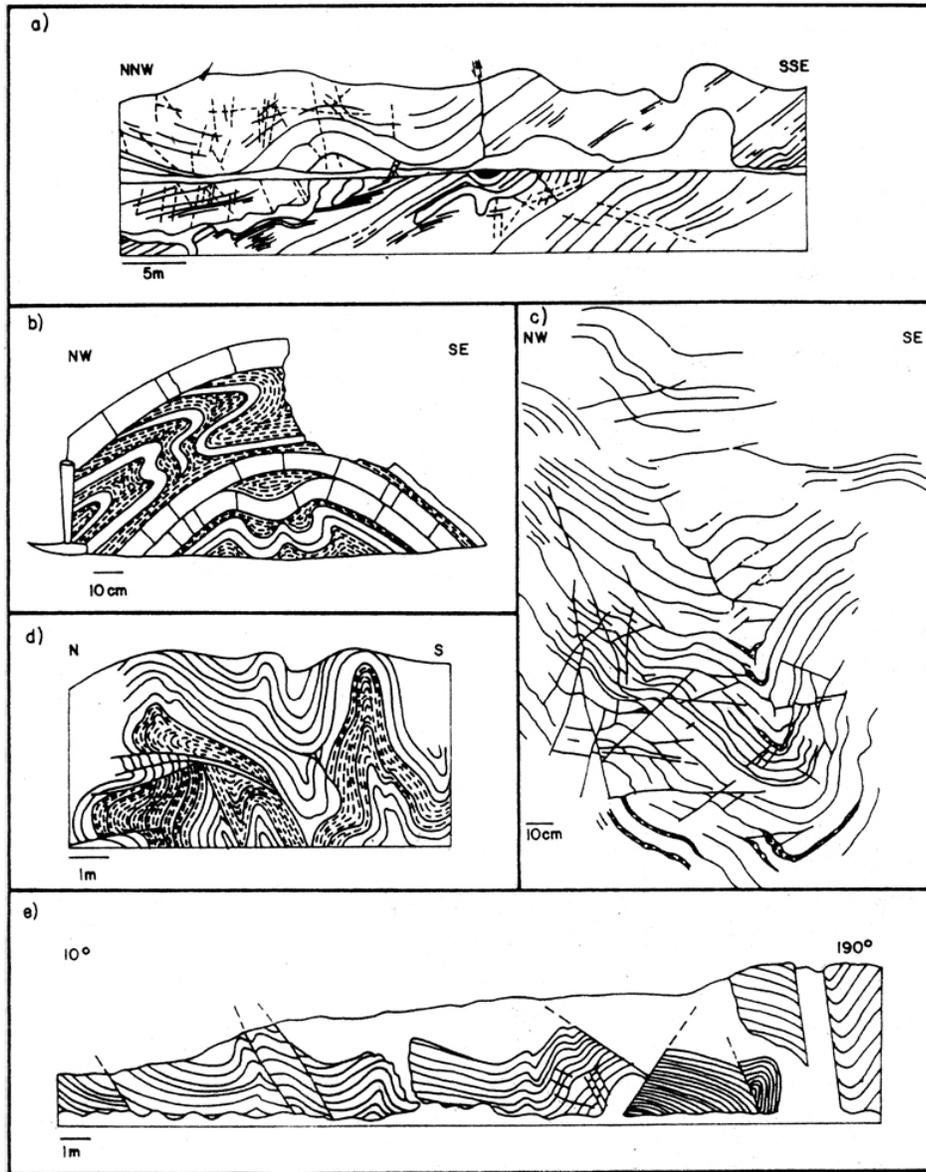


Fig. 4. Radiolaritas de la Formación Punta Conchal plegadas por D_1 . a) sección de carretera a 0.5 km al Norte del Río Morote al lado oriental de la carretera La Mansión-Colonia Carmona (aprox. 39770E|22740N); b) anticlinal con capas sindiagenéticamente deslizadas replegadas por D_1 y un núcleo plegado a escala menor, plataforma de mareas de la Punta Sabana oriental (aprox. 33705E|26585N); c) sinclinal en una pequeña pedrera a 250 m al SE de Nancital (aprox. 35785E|28215N); d) y e) afloramientos a 1 km al SSE de Huacas (34150E|26050N), e: plegamiento abierto hasta suave a lo largo del camino, d: plegamiento cerrado e irregular en una antigua pedrera a aprox. 7 m arriba de (e) en radiolaritas plásticas.

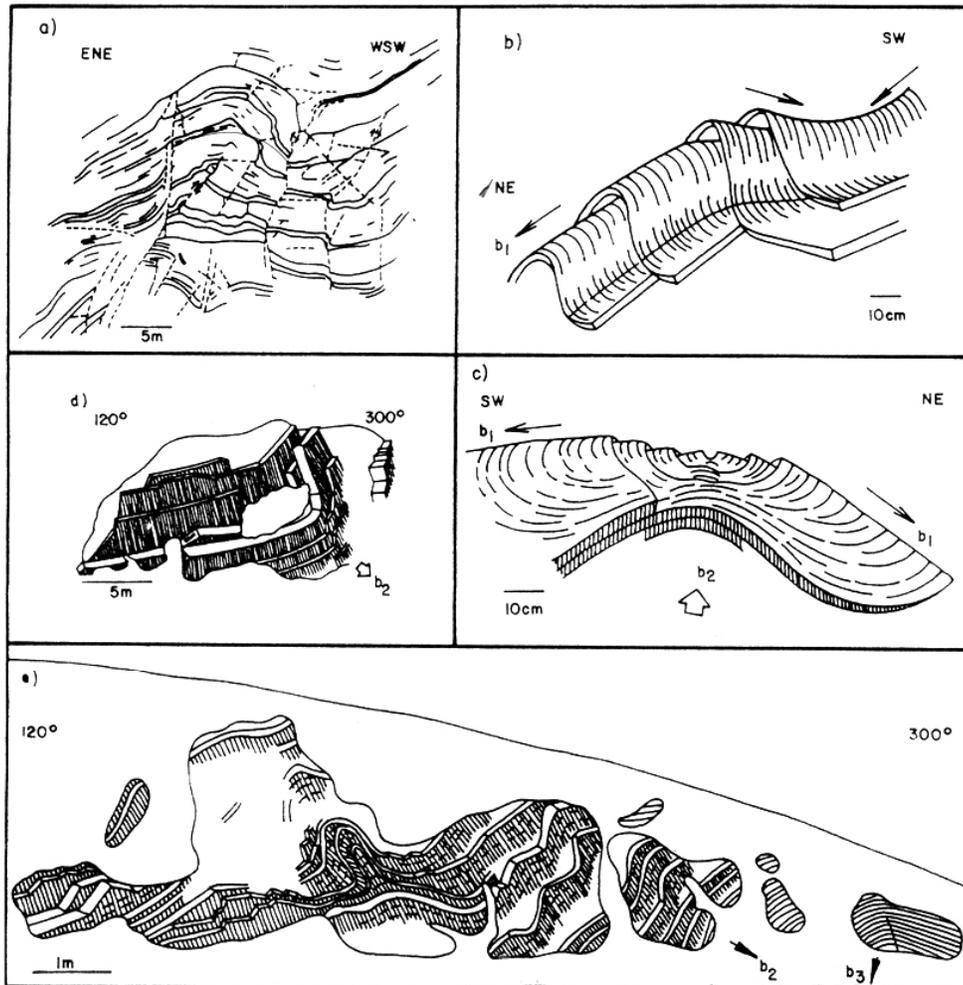


Fig. 5. Plegamiento en radiolaritas de la Formación Punta Conchal (a - c) y calizas clásticas de la Formación Sabana Grande (sensu DENGÓ, 1962) en la cubierta de la ofiolita (d - e).
 a) pliegue menor D_2 con vergencia en el acantilado del lado norte de la Punta Conchal (33880E|26440N); b) anticlinal D_1 replegado por D_2 en el acantilado del lado oriental de la Punta Sabana (33705E|25686N); c) un anticlinal D_2 repliega un anticlinal D_1 en la plataforma de mareas de la Punta Sabana oriental (33705E|26585N); d) y e) sección de carretera al SW de la carretera Santa Cruz-Nicoya, a aprox. 0.5 km al E de Nambí (27230E|24335N); d: vista al SW de un pliegue D_2 con eje casi vertical buzando hacia el NW, parte SE del afloramiento (b_2 aprox. N40W|80NW), e: vista al SW de la parte central y noroccidental del afloramiento de pliegues D_2 con ejes de inmersiones fuertes hacia el NW (b_2 aprox. N40W|75NW, casi paralelos a la pared). Las estructuras D_2 son menos prominentes hacia el NW, así que el replegamiento D_3 se exprime allí como plegamiento especial notable (b_3 aprox. N50E|35NE, inmersión hacia el observador).

estructura; "profundidad del plegamiento") son más grandes y los ángulos interflancos son más pequeños que en las estructuras arriba descritas, ya que el mecanismo del plegamiento es diferente (Fig. 4d). Contrario a muchas otras zonas clásticas de plegamiento, este comportamiento más plástico aparentemente no se debe a una profundidad cortical mayor con temperatura elevada, sino a la mayor cercanía a la superficie y al consecuentemente menor grado de madurez diagenética y litificación.

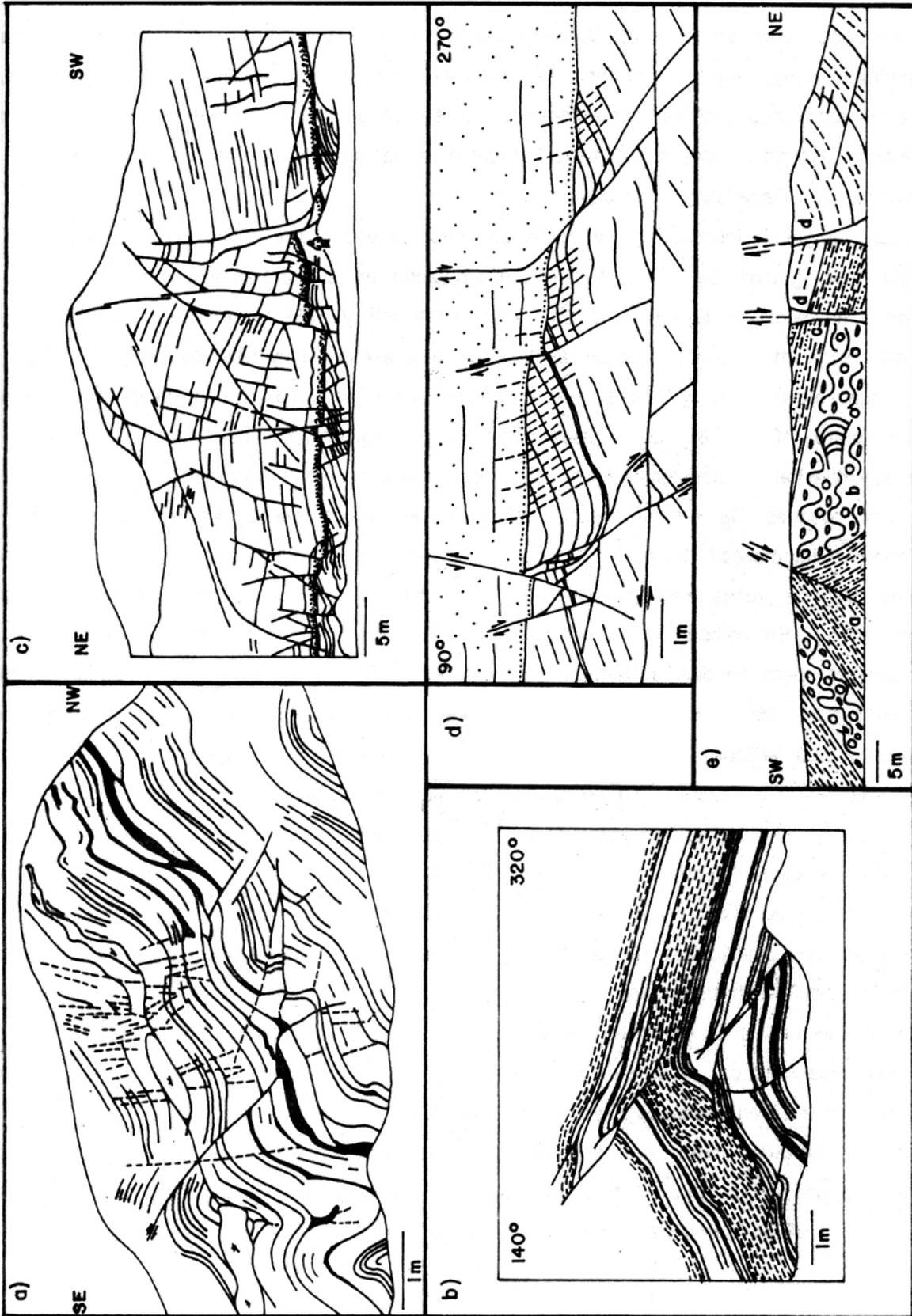
Los ángulos interflancos proporcionan otro criterio para diferenciar pliegues en rocas de diferentes grados de plasticidad y para caracterizar el apretamiento de estructuras. Los ángulos interflancos de los pliegues D_1 varían entre 40° y 155° , el promedio es de 92° ; o sea, se trata en la mayoría de pliegues abiertos hasta suaves o muy abiertos (según HOBBS et al., 1976) que representan un apretamiento relativamente pequeño. Los pliegues cerrados con ángulos entre 40° y 60° se formaron en los horizontes de radiolaritas plásticas y menos litificadas y muestran ángulos significativamente menores que el máximo y el promedio.

Los pliegues D_2 en las radiolaritas de la Formación Punta Conchal están caracterizados por ángulos interflancos entre 85° y 150° con un promedio de 114° . Las mediciones en pliegues D_2 de rocas sedimentarias de las coberturas del Campaniano Inferior presentan el mismo rango. En comparación con los pliegues D_1 , los pliegues D_2 son también abiertos hasta muy abiertos, pero tienden a ángulos aún mayores. Se ve claramente que no hay mediciones con menos de 85° . En la D_1 , estos valores aparecen en estructuras de los mencionados horizontes radiolaríticos superiores con mayor plasticidad, cuyas propiedades especiales durante la D_1 se habían evidentemente "normalizado" hasta el comienzo de la D_2 . El apretamiento parece ser igual al de la D_1 y relativamente pequeño.

Los ángulos interflancos (60° hasta 150°) de los pliegues D_3 abiertos hasta muy abiertos, son parecidos a los de la D_2 ; el promedio es prácticamente idéntico (115°). La mayoría de las mediciones procede de los sedimentos silíceo-calcáreos de la cubierta que son más "susceptibles" al plegamiento.

D_4 muestra una intensidad menor que sus tres precursores. Las rocas sedimentarias afectadas reaccionaron solo subordinadamente con pliegues especiales muy abiertos en escala que permita el análisis en los afloramientos existentes.

Otro indicador para el apretamiento y la plasticidad es la relación entre altura y anchura de un pliegue ("height to width", H/W; HANSEN, 1971). Su máximo para la D_1 alcanza 0.3 hasta 0.3, el promedio es 0.53. Esto significa para la geometría de los pliegues: sus



anchuras superan siempre sus alturas. El apretamiento es pequeño, y la plasticidad de las rocas fue relativamente baja.

La distribución estadística para pliegues D_1 muestra una "cola" significativa hacia la derecha a relaciones altas. Las mediciones en pliegues de radiolaritas más plásticas caen en este sector (0.78-1.43) y documentan así el apretamiento más grande de los pliegues especiales, ya que el material "obedeció" más al plegamiento. Con eso también se formaron pliegues, cuya altura supera la anchura (valores > 1).

El valor para el máximo de la relación H/W de los pliegues D_2 es entre 0.3 y 0.4 (como en la D_1). Sin embargo, el promedio (0.37) es mucho más pequeño, porque falta la "cola" hacia la derecha a los valores mayores que representan un comportamiento más plástico. Apretamiento y plasticidad corresponden a los datos para los pliegues D_1 en radiolaritas más antiguas y más maduras. Por la falta de afloramientos con cortes transversales apropiados en pliegues D_2 de la cubierta, no se pudo evaluarlos correspondientemente.

Los valores H/W de los pliegues D_3 son casi idénticos con los de la D_2 . Independientemente de esto, se presenta una tendencia a estructuras con dimensiones más grandes: las alturas y anchuras absolutas de los pliegues son generalmente más grandes que en la D_2 . Por un lado esto se debe seguramente a diferencias en los materiales (areniscas); por el otro se pueden también postular profundidades más grandes, porque ahora la cubierta tiene espesores de muchos cientos de metros. Esto resulta además en una "profundidad del plegamiento" más grande que en los casos de las deformaciones antecedentes.

Fig. 6. Estructuras D_3 y D_4 en la cubierta sedimentaria del Complejo de Nicoya. a) pliegues menores D_3 y fallas normales más recientes en la pedrera al oeste de la carretera Santa Cruz-Belén (aprox. 6 km al norte de Santa Cruz, 36350E|25670N) en rocas silíceas del Paleoceno/Eoceno; b) anticlinal D_3 en rocas clásticas turbidíticas de la Formación Rivas (término según DENGÓ, 1962) en la sección de carretera a 1.5 km al noreste de la Cd. de Nicoya a lo largo de la carretera Nicoya-La Mansión (aprox. 37890E|23720N). Las flexuras a lo largo de las fallas inversas que deforman las charnelas, demuestran parcialmente flexuras secundarias indicando movimientos en sentido opuesto (fallas normales después de D_3). c) y d) acantilado en la Punta Pelada (aprox. 35240W|21510N) con calizas areníticas gruesas del Oligoceno Sup. deformadas por D_4 que descansan discordantemente sobre turbiditas del Paleoceno plegadas por D_3 y después erosionadas, c: sobrevista, d: detalle de la discordancia. La esquistosidad de fractura D_3 en las rocas subyacentes al plano de la discordancia está deformada por fallas normales más recientes parcialmente paralelas. e) plegamiento especial D_4 muy abierto y asociado con fallas en rocas clásticas de la Formación Rivas (término según DENGÓ, 1962) en un afloramiento a lo largo del camino La Mansión- Puerto Moreno cerca de Tres Esquinas (aprox. 39370E|23880N). Leyenda: a y c: alternancias de margas con areniscas finas y limolitas calcáreas; b: brecha caótica y polimictica (deslizamiento o "mud flow" ?); d: margas arenosas con capas delgadas de caliza blanca.

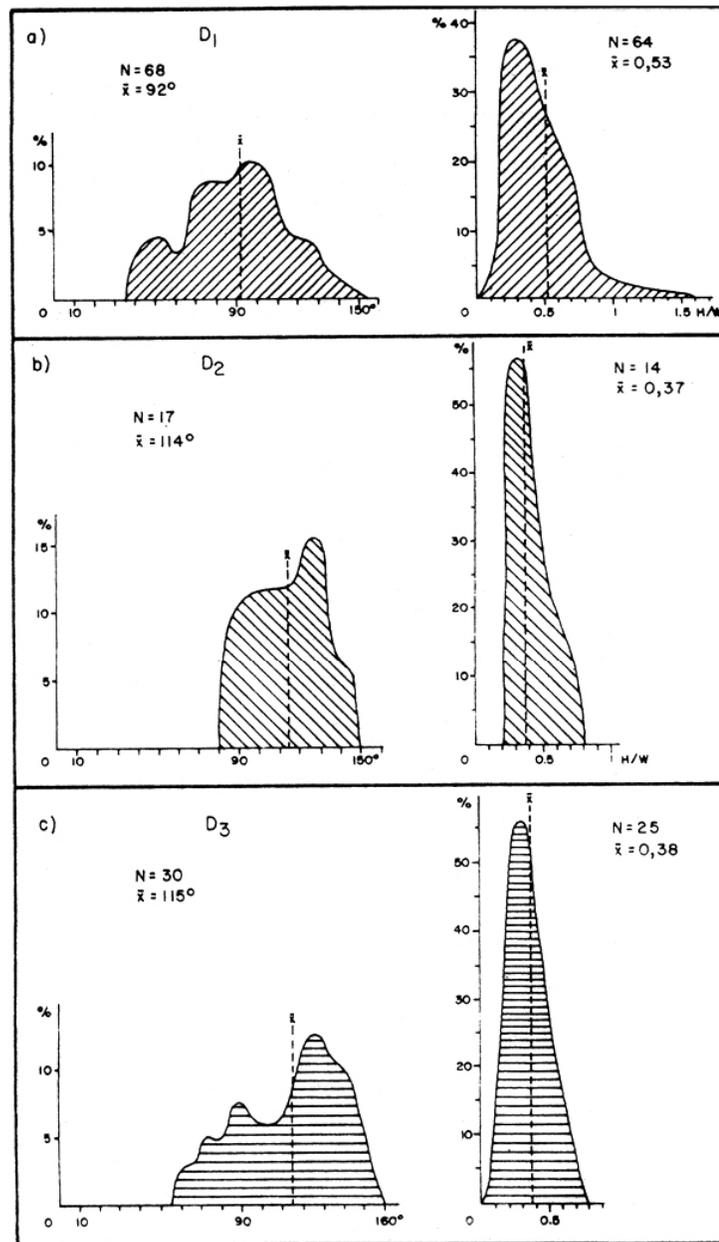


Fig. 7. Angulos interflancos y relaciones H/W de a) pliegues D₁ en radiolaritas del Complejo de Nicoya; b) pliegues D₂ en radiolaritas del Complejo de Nicoya; c) pliegues D₃ en rocas sedimentarias de la cubierta de la ofiolita (explicación en el texto)..

Los planos axiales o las superficies de la charnela de los pliegues D_1 hasta D_4 están generalmente verticales hasta subverticales creando pliegues derechos; no son siempre perfectamente planos, sino pueden a veces ser ligeramente ondulados. Pliegues especiales en los flancos de estructuras de órdenes mayores son un poco asimétricos; el flanco más corto y la vergencia indican el rumbo al núcleo del anticlinal siguiente. No se observan vergencias regionales generales. Las inmersiones originales de los ejes o de las líneas de charnela de pliegues D_1 hasta D_4 fueron en su mayoría horizontales. Deformaciones posteriores pueden transformar los pliegues derechos y horizontales de D_1 hasta D_3 a pliegues acostados o casi verticales.

La extensión vertical de algunos pliegues paralela al eje a, o sea el espesor de un horizonte afectado por un pliegue individual antes de perderse hacia arriba y abajo ("profundidad") es al máximo de pocos metros para los pliegues D_1 del cuarto orden y muchas veces menos de 1 m. Pliegues D_2 de este orden tienden a valores más altos (hasta 15 m de "profundidad") que aún son mayores en pliegues D_3 comparables. A pesar de todo esto, la "profundidad del plegamiento" de estos pliegues disarmónicos es relativamente pequeña. Este hecho así como la predominancia de pliegues paralelos se interpretan como indicios para una tectónica de un piso muy somero durante todas las cuatro deformaciones.

Las unidades estratigráficamente más viejas muestran aparte de las tendencias arriba descritas la presencia local de una esquistosidad de fractura subvertical durante las deformaciones D_2 y D_3 . A veces se restringe a los núcleos de los pliegues, pero en otros casos penetra también partes más extendidas.

En cortes paralelos al eje b la morfología de los pliegues depende de varios factores. Los pliegues D_1 hasta D_4 se generan normalmente en forma cilíndrica o casi cilíndrica con ejes paralelos entre sí. Deformaciones por pliegues posteriores pueden transformarse secundariamente a pliegues cónicos, curvilineales u otros. Si interfieren dos generaciones de pliegues, los más recientes pueden ya originalmente adquirir formas cónicas, curvilineales o cualesquiera (p.e. en la Punta Sabana y Punta Conchal; fig. 5).

3.3 Cuantificación de la compresión

Basándose en los pliegues paralelos, se puede calcular cuantitativamente la compresión si se considera la deformación dentro de los estratos como despreciable (MATTAUER, 1976, HOBBS et al., 1976). Sin embargo los valores calculados son únicamente

representativos para los afloramientos respectivos y no pueden ser generalizados.

El acortamiento en pliegues especiales D_1 es entre 10 y 30%. La deformación D_1 de los horizontes radiolaríticos más plásticos resultó en un acortamiento solo aparente de aproximadamente 50%; este valor tiene que ser considerado con cuidado, ya que estas radiolaritas están caracterizadas por deformaciones internas adicionales (e.g. alargamiento de los flancos). Afloramientos con plegamientos especiales D_2 proporcionaron máximos de 25% y para D_3 de 20%, respectivamente. Los afloramientos con pliegues D_4 no permitieron determinaciones cuantitativas.

Debido a los datos aislados realizados en afloramientos no se permiten conclusiones definitivas sobre los acortamientos cuantitativos del segmento cortical de Costa Rica noroccidental. No obstante es probable que no superaron los máximos numéricos en los afloramientos analizados y al contrario fueron mucho menores.

4. CARACTERISTICAS DE LA PRIMERA DEFORMACION (D_1)

4.1 Clasificación de la edad

Las rocas más antiguas de la Península de Nicoya fueron afectadas por una compresión tectónica ya antes del fin del desarrollo magmático del Complejo de Nicoya. Afectó al Complejo Inferior de Nicoya y radiolaritas sobreyacentes hasta por lo menos el Albiano Superior (afloramiento Río Morote), quizá hasta el Turoniano. Para radiolaritas deformadas por la D_1 , BAUMGARTNER (1984) indica en la región de Sardinal en aparentemente dos localidades, edades entre el Albiano y el Cenomaniano, quizá también Turoniano.

Basándose en propiedades especiales de las estructuras deformacionales de las radiolaritas (arriba descritas) se concluye que la primera deformación ocurrió por lo menos en algunas regiones antes o durante el inicio de la producción magmática del Complejo Superior de Nicoya: algunos horizontes estratigráficamente superiores no estuvieron completamente litificados. Sistemas de diaclasas genéticamente relacionados con pliegues D_1 así como vacíos sedimentarios (p.e. poros en esqueletos de radiolarios de ópalo CT) fueron rellenados con minerales hidrotermales formados de soluciones acuáticas tardías durante y subsecuentes al magmatismo de la Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya (en áreas donde falta la Serie de Arco Insular Primitivo; M. GURSKY, 1986; GURSKY & GURSKY, 1988).

Sin embargo la ausencia de deslizamientos potentes en las partes superiores de las radiolaritas podría señalar, que ellas ya estaban cubiertas por derrames de basalto antes del inicio de D_1 .

No se puede precisar el inicio ni la duración de la formación de la Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya. Se conoce solamente la edad de su límite superior: le sobreyacen sedimentos de la cubierta a partir del Campaniano a más tardar (H.-J. GURSKY et al., 1982). La edad de la primera deformación D_1 en consecuencia solo puede ser aproximadamente clasificada en el Cretácico Superior entre Albiano Superior y Campaniano (post-Albiano/pre-Campaniano). Si las radiolaritas cerca de Sardinal pertenecen al Turoniano, el intervalo de formación se reduce aún más (Turoniano/pre-Campaniano).

4.2 Orientación de los pliegues

El rumbo general de los ejes b_1 es NE-SW ($38-218^\circ$); los ejes reconstruidos (para pliegues cilíndricos) y K_1 (para pliegues cónicos) tienen la misma orientación (Fig. 8). Las dispersiones parcialmente considerables se deben probablemente en gran parte a un leve plegamiento en cortina a gran escala durante replegamientos por deformaciones posteriores.

Los ejes b_1 tienen inmersiones variables; excepcionalmente alcanzan hasta 90° . El máximo de las inmersiones es entre 0 y 40° hacia el NE o SW y los ejes de pliegues especiales replegados oscilan generalmente dentro de este máximo.

Los ejes proporcionan informaciones sobre las posiciones regionales del replegamiento para la segunda fase, ya que los primeros se formaron originalmente como elementos horizontales. Los valores de los ejes tanto b_2 como π_1 y K_1 caen en un círculo mayor. El eje reconstruido del último ("super b_2 ") tiene un rumbo NW-SE ($307-127^\circ$), o sea perpendicular a los ejes b_1 . Interesantemente este eje "super b_2 " está horizontal en los diagramas de π_1 y K_1 así como buza con aproximadamente 10° hacia el NW en el diagrama de b_1 . Las mediciones fueron principalmente tomadas en el sector noroccidental de la Península de Nicoya, que es el único donde las partes más antiguas del Complejo de Nicoya afloran. Se concluye que esta región, después de la deformación D_1 , no fue afectada por inclinaciones importantes a escala regional (p.e. vuelcos de bloques) tomando en cuenta adicionalmente la orientación derecha de los pliegues. Un vuelco ligero alrededor de un eje igual o parecido a b_2 no se puede excluir completamente por la distribución ligeramente asimétrica de los ejes de D_1 , pero causas primarias pueden ser responsables para esto.

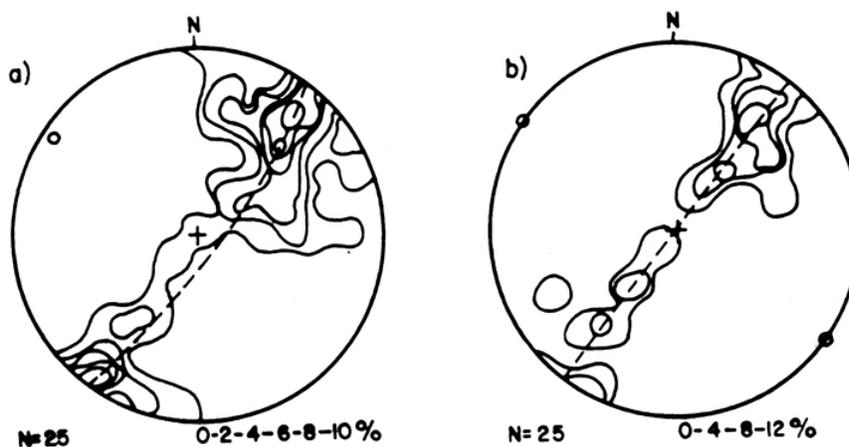


Fig. 8. Diagramas de a) ejes b_1 y b) ejes construidos πk de radiolaritas de la Formación Punta Conchal en el noroeste de la Península de Nicoya con los ejes "super- b_2 " reconstruidos (círculos; explicación en el texto).

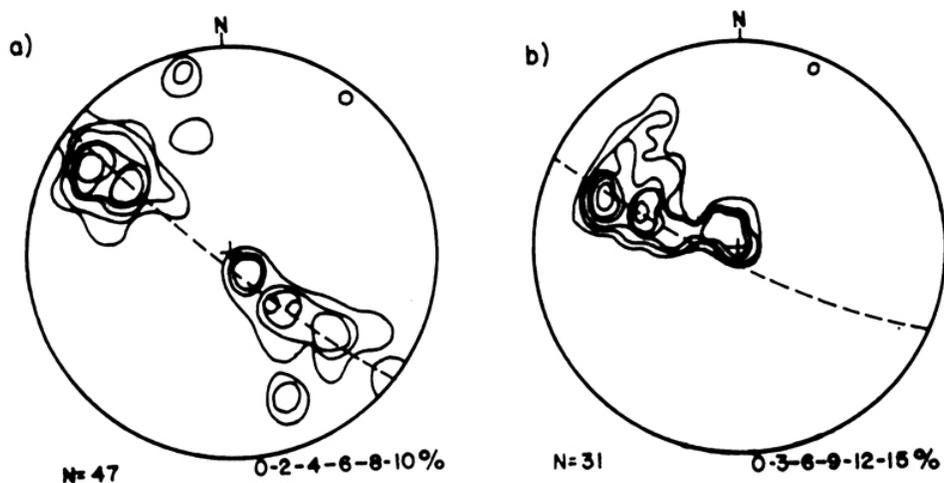


Fig. 9. Distribución de los ejes b_2 , π_2 y k_2 y reconstrucción de los ejes "super- b_3 " (círculos) en a) radiolaritas de la Formación Punta Conchal del noroeste de la Península de Nicoya y b) rocas sedimentarias del Campaniano Inferior del centro de la península (explicación en el texto).

4.3 Estructuras regionales

El resultado de la primera deformación fue el plegamiento regional de la corteza oceánica que subyace el noroeste de Costa Rica (megapliegues del primer orden, escala de decenas de Km). Entonces el noroeste de la Península de Nicoya y áreas adyacentes se encontraron en o cerca de una posición anticlinal; las rocas más antiguas de la península afloran exclusivamente en dicha región. Hacia el SE siguió un sinclinorio, que se destacó hasta el Terciario por su posición paleogeográfica hundida. Debido a su relleno sedimentario espeso, el Complejo Inferior de Nicoya aquí generalmente ya no alcanza el nivel de erosión.

En la Península de Santa Elena al noroeste de Nicoya la situación es diferente: aquí afloran las rocas geotectónicamente más bajas del basamento ofiolítico. Una posición anticlinal de estas ultrabasitas puede haber acentuado su elevación; sin embargo, un sobrecorrimiento (TOURNON & AZEMA, 1980; TOURNON, 1984) o fuertes movimientos verticales p.e. a lo largo de fallas de transformación pueden ser de mayor importancia.

En el noroeste de la Península de Nicoya la distribución de las radiolaritas y la orientación de sus rumbos sugieren una ondulación en escala de kilómetros hasta decenas de kilómetros (pliegues del segundo orden), que está parcialmente disfrazada a causa de pliegues superpuestos durante deformaciones posteriores.

Al norte de Sardinal, en el área de Huacas y en la zona costera al noreste del Cabo Velas las radiolaritas muestran pliegues típicos del tercer orden en escalas de cientos hasta varios cientos de metros. Un buen ejemplo se encuentra en el extremo nororiental de la Punta Sabana, donde un anticlinal D_1 buza hacia el NE en dirección al mar.

Pliegues del cuarto orden están localmente presentes en zonas centrales y, como pliegues adventivos, en los flancos de anticlinales y sinclinales; pliegues aún más pequeños son escasos. El plegamiento de radiolaritas superficiales y plásticas resultó en fenómenos especiales (véase arriba). Buenos ejemplos de estos pliegues especiales se encuentran en la carretera de la Ciudad de Nicoya a Ciudad Carmona cerca del Río Morote (aproximadamente 39770E/22740N), cerca de Nancital (35785E//228215N), Cartagena (35325E/26190N), Huacas (34150E/26050N y 34120E/26000N), en la Punta Conchal (33880E/26440N) y Punta Sabana (33705E/26585N0); descripciones detalladas se dan en M. GURSKY (1986).

5. CARACTERISTICAS DE LA SEGUNDA DEFORMACION (D₂)

5.1 Clasificación de la edad

La edad de la segunda fase tectónica se puede precisar mucho mejor que la de la primera fase. La segunda deformación afectó al Complejo Inferior de Nicoya con las radiolaritas sobreyacentes, a la Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya así como a la parte inferior de la cubierta. No se puede indicar, hasta cual grado la Serie Arco Insular del Complejo Superior de Nicoya fue involucrada, porque su inicio todavía no se ha determinado con exactitud. Sin embargo, esta serie y la segunda deformación están genéticamente relacionadas.

STIBANE et al., (1977) describen en Nicoya central un perfil de carretera "Santa Cruz-Nicoya" desde basaltos del basamento hasta la cubierta y citan algunas dataciones. En varios lugares afloran calizas silíceas de la "Formación Sabana Grande" (sensu DENGÓ 1962a) cuya edad está indicada como Campaniano Inferior tardío por STIBANE et al. En estas localidades cerca de Nambí (hojas Diríá, 3046 I, y Talolinga, 3146 IV) la segunda deformación D₂ está verificada como el primer y más antiguo evento deformacional. Las estructuras D₂ aquí presentes, fueron replegadas por las deformaciones D₃ y D₄.

Alrededor de 350 m más al sureste de los afloramientos arriba mencionados, afloran a lo largo de la carretera areniscas turbidíticas volcanodetríticas de la unidad estratigráfica sobreyacente, la "Formación Rivas" (sensu DENGÓ 1962a) aquí datadas como Campaniano Superior (STIBANE et al. 1977). DENGÓ (1962a) cita para dicha formación edades desde Campaniano hasta Maastrichtiano Medio y posiblemente Maastrichtiano Cuspidal en diferentes regiones de Nicoya central; RIVIER (1983) indica Campaniano hasta incluso Paleoceno. H.-J. GURSKY et al. (1984) clasifican la formación como Campaniano y Maastrichtiano ("Profiltyp Santa Ana"). Aquí como en todos los demás afloramientos de Nicoya central, estas areniscas turbidíticas ya no fueron afectadas por la segunda deformación D₂; sus estructuras tectónicas más antiguas pertenecen a la tercera deformación D₃. Por medio de estas dataciones paleontológicas la culminación de la D₂ en Nicoya central se puede precisar como Campaniano. No se pueden indicar la duración efectiva ni diferencias regionales cronológicas que son concebibles debido al ambiente geológico especial; faltan dataciones adicionales de afloramientos adecuados.

5.2 Orientación de los pliegues

Los pliegues D_2 tienen un rumbo NW-SE, casi perpendicular al de la D_1 (Fig. 9). Las mediciones en estructuras de la D_2 en la Formación Punta Conchal se efectuaron en el noroeste de la península, donde su rumbo general ($305-125^\circ$) es idéntico con ejes "super b_2 " reconstruidos en la misma región a base de ejes b_1 deformados. Los afloramientos con rocas sedimentarias de la cubierta deformadas durante la D_2 se encuentran en Nicoya central en el área entre Santa Cruz y la Ciudad de Nicoya. Su rumbo general estadístico está ligeramente rotado hacia WNW-ESE ($290-110^\circ$) en comparación con los valores arriba citados. Esta diferencia puede ser causada por una ligera variación regional en comparación con Nicoya noroccidental, por suaves vuelcos regionales de bloques o por un plegamiento D_3 en cortina. El último está posiblemente representado por la dispersión de los valores b_2 de la cubierta a lo largo de círculos menores. No obstante hay que tomar en cuenta, que la cantidad de mediciones es todavía pequeña para conclusiones definitivas, así que posibles inexactitudes podrían influir.

La inmersión de los ejes D_2 varía en todo el intervalo entre 0 y 90° ; el rumbo de la inmersión en Nicoya noroccidental (radiolaritas del Complejo de Nicoya) puede buzarse hacia el NW o SE, y las mediciones caen sobre un círculo mayor casi completo. Una inmersión uniforme hacia NW se observa en la región restringida con cubierta sedimentaria deformada por D_2 en Nicoya central. No es probable, que la formación de los pliegues D_2 en la Formación Punta Conchal fue generalmente en posición horizontal; sino más bien se formaron en posiciones horizontales hasta moderadamente inclinadas según sus relaciones con estructuras D_1 . Solamente para las capas de la cubierta no afectada antes de la D_2 , se puede suponer que los ejes se formaron en una posición originalmente horizontal.

Los círculos mayores, en los cuales caen los valores b_2 , π_2 y K_2 , tienen ejes aproximadamente horizontales que se orientan hacia NW (Formación Punta Conchal) o NNW (cubierta). Las inhomogeneidades primarias de los ejes y posibles plegamientos en cortina secundarios y suaves, no permiten la interpretación directa de los ejes de los círculos mayores como ejes "super b_3 ". Sin embargo es obvio, que la tercera deformación D_3 superpuesta, originó estructuras orientadas hacia el noreste.

5.3 Estructuras regionales

El estilo e intensidad de la segunda deformación D_2 son muy parecidos a los de D_1 . A

pesar del hecho que la corteza oceánica se había engrosado aún más, fue deformada de una manera comparable a una escala regional (megapliegues del primer orden); los procesos de ruptura estuvieron posiblemente más involucrados. Una consecuencia de la D_2 fue un cambio considerable de la profundidad paleogeográfica del segmento cortical de la actual Península de Nicoya. Sedimentos de mar somero y detrito volcánico que indican zonas sobre el nivel del mar, están por primera vez presentes a partir del Campaniano Superior, o sea directamente después de la D_2 .

Las radiolaritas de la Formación Punta Conchal y los sedimentos más inferiores de la cubierta muestran deformaciones del segundo hasta cuarto orden. La estructura más destacada es el "Sinclinorio de Nicoya", que está orientado NW-SE paralelamente al eje principal de la Península de Nicoya (Fig. 10) y va desde Nicoya noroccidental (zona axial probablemente alrededor de Playas del Coco, hoja Carrillo Norte) vía Nicoya central y oriental al sureste de la península. Debido a una deformación más reciente (D_3) y supuesta inmersión primaria, este sinclinorio buza en el noroeste de la península hacia el noroeste, así generando el tramo semicircular característico de afloramientos de las radiolaritas de la Formación Punta Conchal de la zona noroccidental. Esta interpretación tectónica parece ser contradictoria a datos geoquímicos (WILDBERG, 1983, 1984) que sugieren la dominancia del Complejo Inferior en el interior del semicírculo (Fig. 2); una explicación de este problema podría ser la posible existencia de deformaciones tectónicas adicionales y antiguas zonas de erosión (pre- d_2) en el noroeste.

El nivel de erosión relativo, causado por D_1 y deformado por tectónica más reciente, es más alto en el centro y sureste de la Península de Nicoya; así que en el sinclinorio formado aquí en el Campaniano, las series sedimentarias hasta el Eoceno están parcialmente preservadas.

Al noreste de este sinclinorio se formó durante D_2 en la región de la actual cuenca del Tempisque un alto paleogeográfico con orientación NW-SE (anticlinales o horsts), sobre el cual crecieron localmente colonias de rudistas en el Campaniano Superior hasta Maastrichtiano Inferior (Colorado, hoja Abangares; Bolsón, hoja Tempisque; y al noreste de la Playa Panamá, hoja Carrillo Norte; cf. STIBANE et al., 1977). También SEYFRIED & SPRECHMANN (1985) sugieren un "archipiélago volcánicamente inactivo" de origen tectónico. STIBANE et al. (1977) llaman a esta zona "la dorsal de Colorado".

En Nicoya noroccidental, el Sinclinal de Nicoya es seguido al suroeste por un

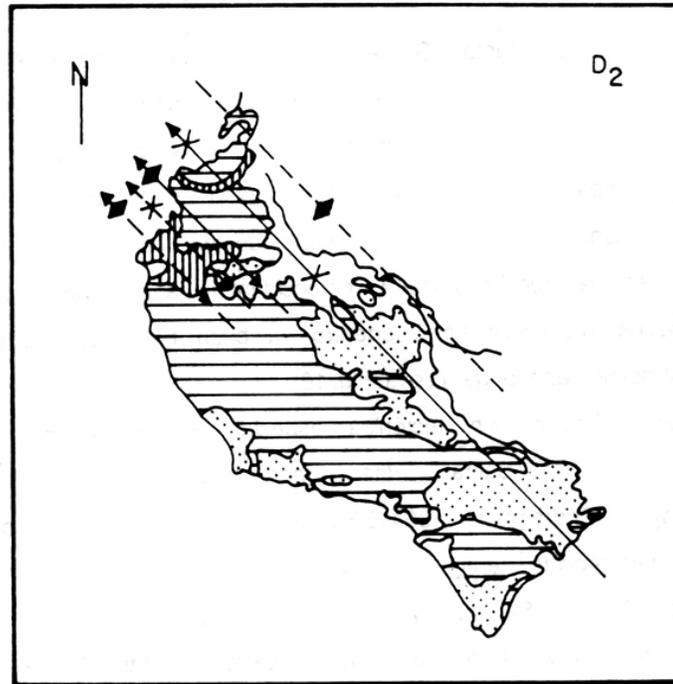


Fig. 10. Mapa generalizado de la Península de Nicoya con megaestructuras D_2 . - Leyenda. Blanco: aluviones; puntos: cubierta sedimentaria; rayas horizontales: magmatitas y brechas del Complejo de Nicoya; rayas verticales: Formación Punta Conchal con magmatitas asociadas; rombos: ejes de anticlinales; cruces: ejes de sinclinales (explicación en el texto).

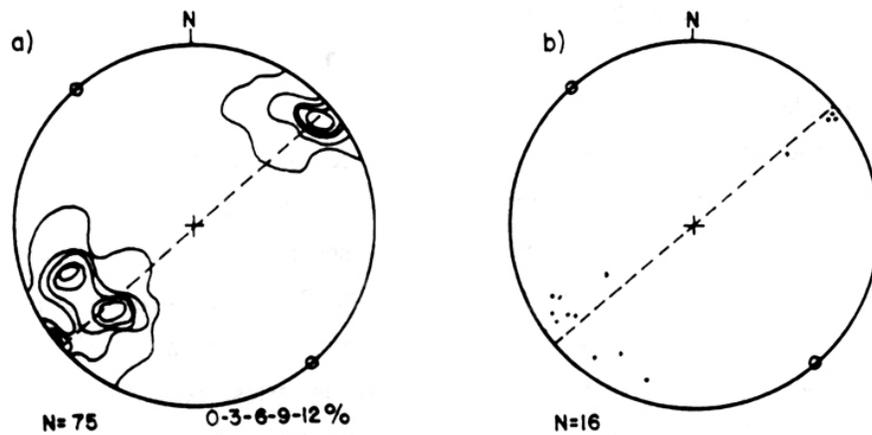


Fig. 11. Diagramas de a) ejes b_3 y b) ejes π_3 de rocas sedimentarias de la cubierta de la ofiolita en la Península de Nicoya (excepto el noroeste u noreste de la península) con los ejes "super- b_4 " reconstruidos (círculos; explicación en el texto).

anticlinorio (p.e. área de la Punta Gorda sur) dominado especialmente por el Complejo Inferior de Nicoya. En dicha región, la extensión y deformación de los tramos radiolaríticos suroccidentales, señalan que otra estructura compleja sigue hacia el suroeste. Esta estructura no es completamente reconstruible; podría tratarse de otra combinación sinclinatorio-anticlinorio. Un anticlinorio D_3 superpuesto causa el buzamiento de esta estructura hacia NW en la región costera noroccidental (área entre las Puntas Conchal y Nombre de Jesús); pocos kilómetros tierra adentro ya buza hacia el SE, donde está disfrazada por las magmatitas del Complejo Superior de Nicoya (Fig. 10).

Afloramientos característicos con tectónica especial D_2 de la Formación Punta Conchal se encuentran cerca de Santa Rita (aproximadamente 35670E/28065N), Sardinal (35680E/26440N), Playa Pedregosa (33415E/26460N) y al este de la Playa Real (33550E/26360N). Interferencias entre D_1 y D_2 con pliegues superpuestos están bien representadas en las Puntas Sabana y Conchal. Varios perfiles con tectónica D_2 en sedimentos de la cubierta afloran a lo largo de la carretera entre Santa Cruz y la ciudad de Nicoya: cerca del Río Grande (desde 36990E/24490N hasta 37050E/24450N), Quebrada Ojochal (36700E/24560N) y Nambí (34230E/24335N; 37275E/24310N; 37295E/24295N). El primer afloramiento cerca de Nambí mencionado arriba muestra adicionalmente interferencias entre D_2 y D_3 . Descripciones detalladas se dan en M. GURSKY (1986).

6. CARACTERISTICAS DE LA TERCERA DEFORMACION (D_3)

6.1 Clasificación de la edad

El desarrollo magmático del basamento ofiolítico en la Península de Nicoya ya había terminado mucho antes de la tercera deformación. En el Maastrichtiano Medio hasta Superior (STIBANE et al., 1977; SCHMIDT-EFFING, 1979), la sedimentación de la cubierta empezó sobre la unidad más reciente del Complejo de Nicoya, la Serie de Arco Insular Primitivo, en la sección costera de Garza (hoja Garza, 3045 I). Lentes de caliza pelágica están intercaladas en las partes superiores de dicha serie. La edad de estas calizas es Maastrichtiano Medio (STIBANE et al., 1977), lo que significa que no hay un hiato mayor entre el Complejo de Nicoya y su cubierta en esta área. Sin embargo, en otras regiones de Costa Rica, el volcanismo básico continuó por lo menos hasta el Paleoceno, y las secuencias de la cubierta no empiezan antes del Paleoceno/Eoceno Inferior (p.e. Quepos; SCHMIDT-EFFING, 1979; AZEMA et al., 1979).

D₃ ocurrió cuando el desarrollo de la cubierta sedimentaria ya estaba muy avanzada. Las rocas más recientes todavía afectadas por D₃ son, en Nicoya central, radiolaritas calcáreas del Paleoceno/Eoceno (STIBANE et al., 1977, HEIN et al., 1983), que afloran en la carretera entre Santa Cruz y Belén. En la sección costera entre Ostional y Puerto Carrillo (hojas Garza, 3045 I; Cerro Azul, 3145 IV), D₃ puede ser observada hasta en rocas silíceo-calcáreas o calizas silíceas del Eoceno Inferior (STIBANE et al., 1977). Levantamientos y erosión de las rocas sedimentarias plegadas ocurrieron después de la D₃. Posteriormente areniscas calcáreas con macroforaminíferos y litarenitas de mar somero, preservadas en el área de Punta Pelada-Punta Nosara (sección costera Ostional-Carrillo), se depositaron en el Oligoceno Superior (DENGO, 1962a; SPRECHMANN, 1982) con discordancia angular sobre una superficie de erosión; no fueron afectadas por la D₃. Calizas similares se formaron ya en el Eoceno Superior (SPRECHMANN, 1982; BAUMGARTNER et al., 1984) al sur de Malpaís (hoja Cabuya 3114 I) sobreyaciendo a una serie del Paleoceno/Eoceno plegada por D₃. Según una comunicación escrita de C. MORA (1986, a través de R. SCHMIDT-EFFING), esta serie plegada alcanza probablemente el Eoceno Superior temprano, y después de una discordancia siguen capas posiblemente del Oligoceno Superior/Mioceno Inferior. Sin embargo, la discordancia no es muy pronunciada en los afloramientos costeros cerca de Malpaís. La serie inferior de capas delgadas está plegada por D₃; las calizas superiores de capas gruesas no muestran pliegues, sino solamente un buzamiento ligero y fallas menores. Numerosas fallas de la serie inferior más antigua no continúan en la unidad superior más reciente. SPRECHMANN (1982) y LUNDBERG (1982a) afirman que la discordancia general ocurre entre los sedimentos del Eoceno y Oligoceno y su substrato.

De todos modos, la tercera deformación D₃ puede ser limitada al intervalo del Eoceno Medio al Oligoceno Medio. Los afloramientos en el área de Malpaís indican que el Eoceno es probable.

6.2 Orientación de los pliegues

Las estructuras de la D₃ tienen una orientación muy parecida a la de la primera deformación D₁: NE-SW, aproximadamente perpendiculares a los pliegues D₂. Su rumbo general de 50-230° (Fig. 11) difiere solamente 12° del rumbo de los pliegues D₁. El eje "super-b₃" reconstruido con restricciones a base de ejes D₂ de la Formación Punta Conchal en el noroeste de la Península de Nicoya, tiene un rumbo de 40° que se desvía ligeramente del

rumbo general D_3 en la cubierta del resto de la península. Los pliegues D_3 se formaron en forma horizontal y derecho; solamente en algunos sedimentos del Campaniano Inferior se observan especialidades debido a inhomogeneidades D_2 preexistentes. Estos pliegues D_3 fueron replegados por la D_4 , de manera que sus ejes tienen ahora inmersiones con ángulos variables hacia NE o SW. El ángulo más inclinado medido en estructuras claramente tectónicas es de 55° . Ya no se ocupa todo el espectro hasta 90° debido a la baja intensidad de la D_4 . La distribución de los ejes b_3 y Π_3 en los diagramas de la fig. 13 indican que la D_4 superpuesta tiene ejes con orientación NW-SE ($140-320^\circ$) en posición horizontal.

6.3 Estructuras regionales

La tercera deformación D_3 casi no difiere de las dos anteriores con respecto a su estilo e intensidad. Los pliegues D_3 son más fácilmente reconstruibles que las estructuras más antiguas, porque, por un lado, fueron replegadas solamente por un acto que además fue poco intensivo, y por el otro, las rocas afectadas son en gran parte unidades sedimentarias bien definidas que permiten más fácilmente el análisis tectónico en contraposición a las magmatitas del Complejo de Nicoya.

Tres estructuras mayores son reconocibles (Fig. 12):

- el Anticlinorio de Nicoya noroccidental que llama la atención por la deformación de estructuras más antiguas,

- el Sinclinorio Punta Guiones-Ciudad de Nicoya, en el cual afloran la cubierta de la faia costera Ostional-Carrillo y de la región entre Ciudad de Nicoya y el Río Tempisque, y

- el Anticlinorio de Colonia Carmona, en el cual aflora el Complejo de Nicoya a través de toda la anchura de la península.

La envolvente de los pliegues baja hacia el SE, de manera que allí afloran otra vez sedimentos de la cubierta. La deformación D_4 más reciente se nota por la variación de la inmersión de los pliegues D_3 . En toda la sección Ostional-Carrillo las estructuras sumergen sin excepción hacia el SW rumbo al Pacífico. En esta zona con sus amplios afloramientos orientados perpendicularmente al rumbo de las capas, se observan también el plegamiento abierto del segundo orden a escala de kilómetros hasta varios kilómetros que está influenciada por fallas; este plegamiento puede ser localmente acompañado por ondulaciones de órdenes menores hasta pliegues especiales. Observaciones igualmente buenas se pueden

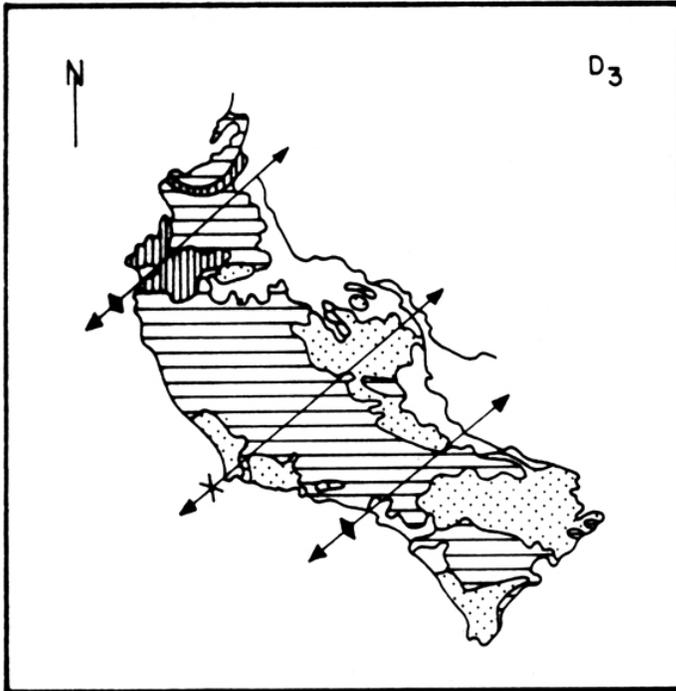


Fig. 12.

Mapa generalizado de la Península de Nicoya con megaestructuras D₃ (véase leyenda fig. 10; explicación en el texto).

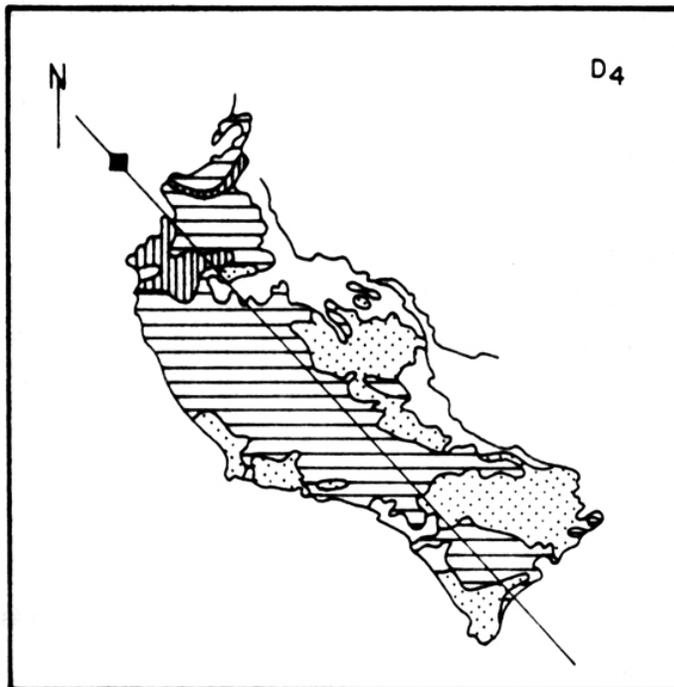


Fig. 13.

Mapa generalizado de la Península de Nicoya con la posición aprox. del eje del Anticlinorio de Nicoya (D₄). Hacia el noreste sigue el Sinclinorio del Tempisque (no indicado; véase leyenda fig. 10; explicación en el texto).

también hacer en el área de la Ciudad de Nicoya. Pliegues especiales claramente relacionados con la tercera deformación D_3 , no son demostrables en las radiolaritas dentro del Complejo de Nicoya.

Zonas características con estructuras especiales de la D_3 son: la sección costera entre Ostional y Carrillo, el área de la Ciudad de Nicoya (aproximadamente 37890E/23720N), otros numerosos afloramientos a lo largo de la carretera entre La Mansión y Puerto Moreno, además las pedreras 6 km al norte de Santa Cruz en la carretera a Belén (aprox. 36350E/25670N). En el sur de la península hay ejemplos en la Isla de Cabuya (41750E/17600N).

7. CARACTERISTICAS DE LA CUARTA DEFORMACION (D_4)

7.1 Clasificación de la edad

La cuarta deformación fue el último y el menos intensivo acto tectónico compresivo en la Península de Nicoya. Todas las unidades magmáticas y sedimentarias arriba mencionadas fueron afectadas. En el área de las Puntas Pelada y Nosara (hoja Garza, 3045 I) aflora la serie más reciente todavía influenciada por D_4 : son arenitas y arenitas calcáreas de mar somero; la serie está solo localmente preservada ("Formación Masachapa" sensu DENGÓ, 1962a; Oligoceno Superior; DENGÓ, 1962a; SPRECHMANN, 1982). Después de D_4 , las áreas de sedimentación estuvieron aún más restringidas debido a levantamientos y erosión. Estratos no afectados por D_4 solamente hay en el extremo sur de la península (hoja Cabuya, 3144 I), donde afloran conglomerados y areniscas de la "Formación Montezuma" (DENGÓ, 1962a); sedimentos clásticos finos posiblemente comparables se encuentran en un lugar en el interior de la Bahía Culebra en Nicoya noroccidental (hoja Carrillo Norte, 3047 I). DENGÓ (1962a) y FISCHER (1981) le asignan una edad del Mioceno, AGUILAR & FISCHER (1984) indican Plioceno hasta Holoceno. La secuencia fue ligeramente levantada, pero está horizontal; no está plegada ni generalmente fallada. Las dataciones de los sedimentos todavía afectados y ya no influenciados, permiten la ubicación de D_4 en la Península de Nicoya en el Mioceno.

7.2 Orientación de los pliegues

Los ejes D_4 son principalmente horizontales; inmersiones ligeras debido a fallas más recientes causadas por levantamientos y procesos distensivos, sin embargo, son posibles.

Los ejes tienen una orientación NW-SE (aproximadamente 140-320°; Fig. 13 y 15), o sea son prácticamente paralelos a los lados largos de la península y del Golfo de Nicoya, cuyo origen se debe en gran parte a la cuarta deformación D_4 . La dirección de la compresión responsable fue casi perpendicular con respecto a la D_3 y muy parecida a la de la D_2 .

7.3 Estructuras regionales

En la cuarta deformación se formaron dos megaestructuras principales:

- el Anticlinorio de Nicoya, cuyo eje coincide aproximadamente con la línea mediana de la Península de Nicoya (KUIJPERS, 1980 usa el término "domo de Nicoya") y en cuyo núcleo afloran unidades del Complejo de Nicoya; y
- el Sinclinorio del Tempisque, debido al cual la cuenca del Río Tempisque y el Golfo de Nicoya deben su existencia.

Debido a esto, las estructuras D_3 del litoral pacífico de la península surgen hacia el SW (con ligeras variaciones). En el otro flanco del anticlinorio en las áreas extendidas con sedimentos de la cuenca del Tempisque, la D_4 es identificable también debido a plegamiento local muy abierto del segundo, tercer y localmente cuarto orden.

Afloramientos caracterizados por tectónica D_4 hay a lo largo de carretera la Mansión-Puerto Moreno (p.e. cerca de Tres Esquinas, aproximadamente 39370E/23880N) y en la Punta Pelada (aprox. 35240E/21510N).

8. LOS PLIEGUES SINDIAGENÉTICOS NO TECTÓNICOS

Las radiolaritas de la Formación Punta Conchal así como especialmente las secuencias de la cubierta sedimentaria del basamento, se depositaron sobre un substrato con relieve temporalmente brusco, fuertes cambios de relieve y considerables fases de inestabilidad tectónica y/o volcánicas. Consecuentemente, en casi todas las unidades sedimentarias, horizontes de deslizamientos sindiagenéticos con carácter plegado hasta caótico fueron intercalados; tienen espesores de pocos centímetros hasta varias decenas de metros. En muchos casos, la identificación de fenómenos de plegamiento como de origen sindiagenético no compresivo no es posible a primera vista, de modo que para la separación de elementos tectónicos tuvieron que ser definidos criterios adecuados.

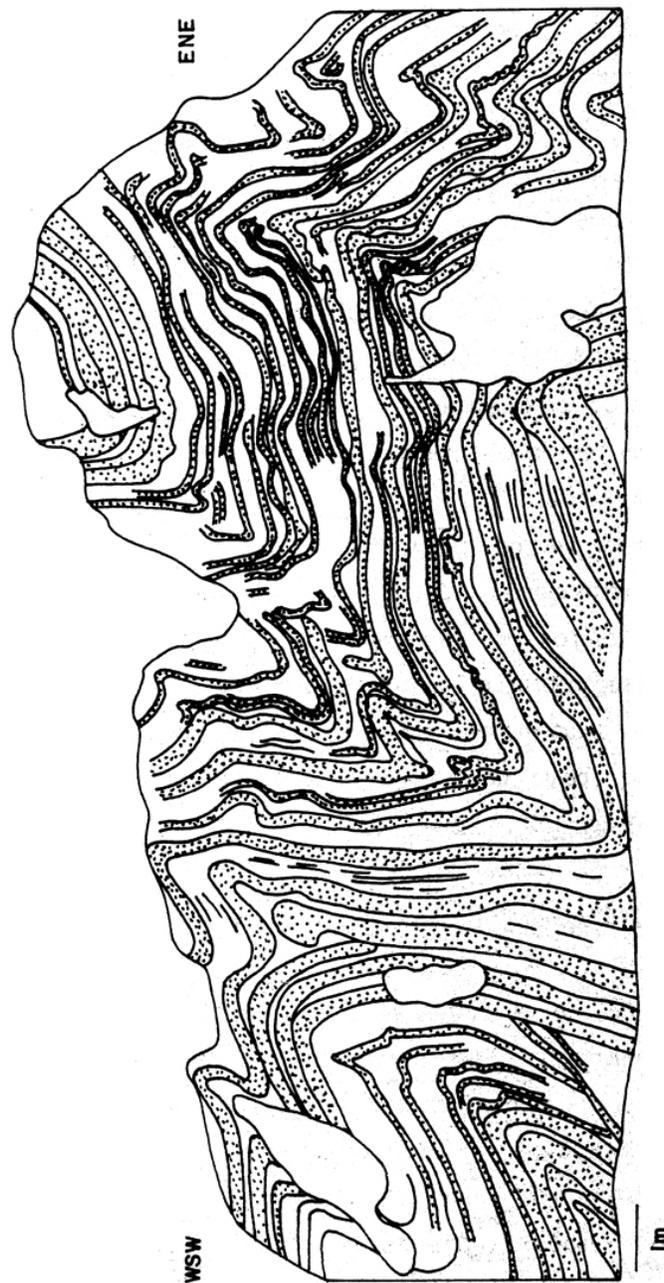


Fig. 14. Vista parcial de un horizonte de deslizamiento syndiagenético de varias decenas de metros de espesor en areniscas turbidíticas del Paleoceno en la Playa Blanca (sureste de la Península de Nicoya; aprox. 43260E119400N). Destaca la fuerte disharmonía del plegamiento asociada con muchas capas rotas.

Principalmente, deslizamientos y plegamiento tectónico pueden resultar en morfologías idénticas de los pliegues, si los sedimentos son comparables (GUTERMAN, 1980; WOODCOCK, 1976); y los diferentes pliegues de un horizonte de deslizamiento pueden mostrar una buena constancia de las direcciones de sus ejes. La diferenciación genética clara de las estructuras es esencial con respecto al análisis tectónico regional. Así se evita de interpretar elementos pseudotectónicos erradamente como direcciones nuevas, estilos cambiados o fases adicionales de deformaciones compresivas complicando falsamente el desarrollo tectónico. KUIJPERS (1980a-b) considera los pliegues de deslizamiento generalmente identificables en las radiolaritas del Complejo de Nicoya como de origen tectónico general y postula consecuentemente para ellas y las magmatitas subyacentes un plegamiento isoclinal de magnitudes hasta pocos metros.

Hay algunos criterios para diferenciar entre pliegues tectónicos y sindiagenéticos (cf. HELWIG 1970, WOODCOCK 1976, 1979), p.e. la orientación de diaclasas en los pliegues. Numerosos afloramientos en la Península de Nicoya muestran los límites inferiores o superiores de horizontes definidos de deslizamientos permitiendo la identificación segura: Capas subyacentes no afectadas están sobreyacidas por conjuntos de estratos deslizados y plegados con pliegues volcados o recumbentes con respecto a las capas circundantes. Las capas deslizadas están sobreyacidas por capas no deformadas a lo largo de contactos sedimentarios parcialmente con relleno de irregularidades del relieve. En las radiolaritas del Complejo de Nicoya los espesores de tales horizontes generalmente no exceden algunos metros (cf. H.-J. GURSKY 1984, p. 112 ff.); en sedimentos de la cubierta pueden alcanzar más de varias decenas de metros.

El análisis estadístico de los parámetros de pliegues claramente deslizados proporcionan criterios adicionales de diferenciación simple para las rocas de la Península de Nicoya; estos criterios se deben a la pequeña compresión tectónica de la región. Los pliegues de origen tectónico son generalmente derechos y siempre abiertos hasta suaves, o sea tienen ángulos interflancos grandes. Los pliegues de deslizamiento formados como elementos recumbentes con superficies axiales horizontales hasta poco inclinadas en material todavía muy plástico en o cerca de la superficie sedimentaria, tienen un máximo de los ángulos interflancos de $0-10^\circ$. Los ángulos más grandes observados en radiolaritas son de 35° y en sedimentos de la cubierta de 50° . Los ángulos de pliegues tectónicos son siempre mayores, incluso en aquellas radiolaritas que fueron plegadas tectónicamente durante la D_1 en un estado poco litificado (Fig. 4d, 7 y 15).

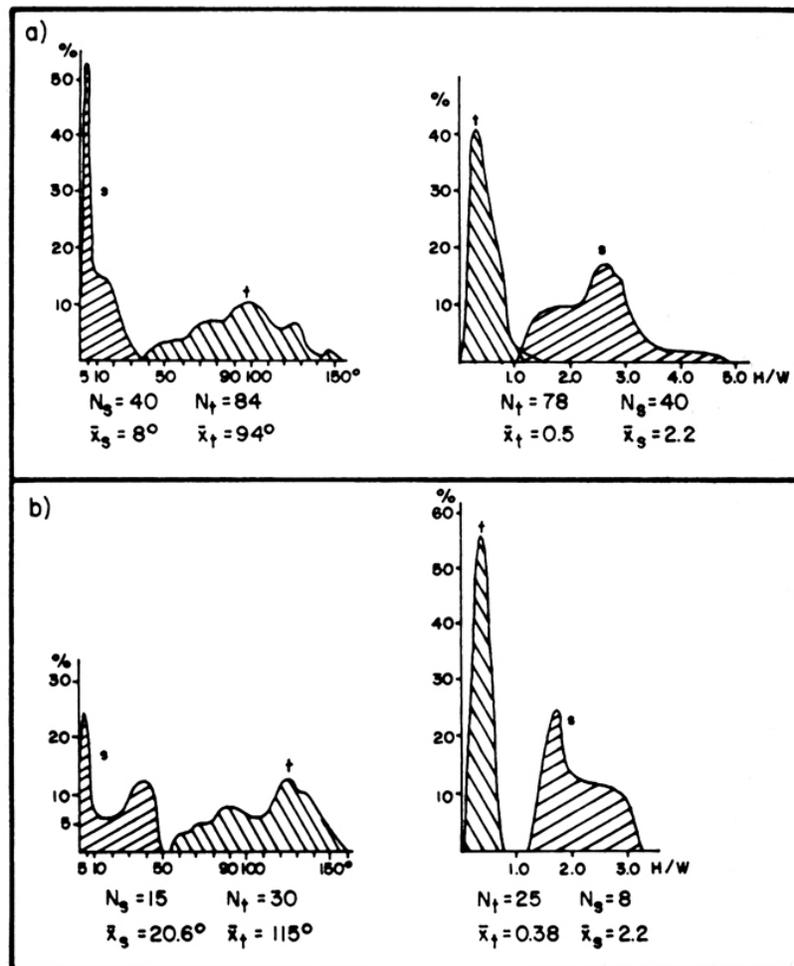


Fig. 15. Angulos interflancos y relaciones HIW en pliegues tectónicos (t) y syndiagenéticos (s) en a) radiolaritas de la Formación Punta Conchal y b) rocas sedimentarias de la cubierta de la ofiolita (explicación en el texto).

La diferenciación es igualmente unívoca en las relaciones entre altura y anchura (H/W) de los pliegues. Los pliegues en sedimentos deslizados en estado de poca litificación son siempre más altos que anchos como expresión de su plasticidad pronunciada, mientras que formas tectónicas presentan lo contrario (Fig. 9). En los casos de las rocas estudiadas en la Península de Nicoya, estos dos parámetros de pliegues en combinación con criterios adicionales de campo son generalmente suficientes para la diferenciación clara entre estructuras de deslizamiento sindiagenético y de compresión tectónica.

9. LA HISTORIA ESTRUCTURAL DE LA PENINSULA DE NICOYA

En el transcurso de la formación del Complejo de Nicoya y su cubierta sedimentaria, se observan cuatro eventos diferentes de tectónica compresiva, que resultaron en el plegamiento de las rocas a partir del Cretácico Superior:

- D₁ en el intervalo post-Albiano - pre-Campaniano,
- D₂ en el Campaniano,
- D₃ en el Eoceno y
- D₄ en el Mioceno.

Las dos diferentes direcciones principales de compresión

- aproximadamente NW-SE (durante D₁ y D₃) y
- aproximadamente NE-SW (durante D₂ y D₄)

sugieren que el esfuerzo deformacional inducido se basó en por lo menos dos diferentes causas. Fenómenos de "plegamiento cruzado" (ondulación axial contemporánea al acto de plegamiento, "cross folding") pueden ser excluidos.

Las fases compresivas con plegamiento y fallamiento alternaron con eventos de distensión caracterizados por tectónica de ruptura.

9.1 Evaluación de estilo y nivel de las deformaciones

Las características del estilo deformacional son principalmente idénticas en los cuatro plegamientos. Los pliegues de todas las magnitudes (megapliegues hasta pliegues especiales) son abiertos hasta suaves, generalmente derechos y paralelos y frecuentemente incluso concéntricos. La compresión consecuentemente pequeña nunca excede el 30% (ó 50%

como excepción y con toda reserva) en plegamiento local. Por eso el acortamiento total del segmento cortical fue probablemente aún menor. La ausencia de esquistosidad general acompañante subraya la compresión pequeña y el nivel estructural somero. Solo localmente se observan fenómenos comparables con esquistosidad de fractura en pliegues D_2 y D_3 . También la profundidad pequeña del plegamiento o sea el plegamiento disarmónico indican un nivel estructural superior. Estructuras tectónicas transicionales a deformación sindiagenética tectónica en rocas sedimentarias no completamente litificadas (p.e. radiolaritas de la Formación Punta Conchal durante D_1 , calizas silíceas del Terciario Inferior en la cubierta a lo largo de la costa occidental de la península durante D_3) no solo indican un nivel somero sino incluso representan plegamiento extremadamente cerca de la superficie (quizá existen hacia arriba transiciones a deslizamientos sindiagenéticos). Frecuentemente se observan sistemas de diaclasas tectónicas que fueron rellenadas con minerales de diagénesis temprana o incipiente (p.e. calizas silíceas del Terciario Inferior en la costa occidental y cerca de Santa Cruz en Nicoya central). Estas diaclasas comprueban adicionalmente que la deformación tectónica ocurrió en parte todavía durante la diagénesis temprana e indican consecuentemente un piso superficial extremo del tectonismo.

Esto explica, por qué se observan solamente raros casos de plegamiento o flexiones en las rocas ígneas del Complejo de Nicoya. Su reacción típica ante las compresiones fue el comportamiento rígido expresado p.e. en fallas y otras estructuras tipo ruptura. La deformación de ruptura en general, es de mucha importancia en rocas ígneas y sedimentarias del Complejo de Nicoya y su cubierta. Las fases de compresión fueron seguidas por períodos repetidos con distensiones (fases de levantamientos), durante las cuales se formaron grábenes de varias escalas. Una posición geotectónica característica para tectónica distensiva en una margen con subducción, tal como existió en Centroamérica meridional a partir del Cretácico Superior, es la región "antearco" (fore arc) de un arco insular. La Península de Nicoya se encuentra en tal posición desde el inicio del arco insular principal en el Cretácico Superior en el centro de la Costa Rica ístmica (cf. LUNDBERG, 1982a-b).

Estructuras distensivas clásicas pueden adicionalmente formarse durante un acto de compresión en una posición definida: en analogía con la cúspide de un anticlinal que al plegarse compensa la falta de capacidad dilatativa con la formación de pequeños grábenes, tal reacción puede ocurrir a escala mayor en las capas superiores de una espesa secuencia plegada (posiblemente durante la D_4 en las calizas del Oligoceno Superior en la Punta Pelada).

Algunos autores tienen diferentes opiniones con respecto al estilo deformacional. Según KUIJPERS (1980a-b), cuya opinión está compartida por BAUMGARTNER (1984a), TOURNON (1984) y BOURGOIS et al. (1982, 1984) pero sin proporcionar resultados de análisis tectónicos propios, realizados en afloramientos, ocurrió durante una compresión Santoniana un gran sobrecorrimiento acompañado por plegamiento isoclinal tanto de las radiolaritas como de las magmatitas subyacentes del Complejo de Nicoya. Por medio de esta hipótesis, KUIJPERS quiere también explicar la existencia de intercalaciones radiolaríticas en basalto, que según su opinión no pueden ser el resultado de procesos primarios, sedimentarios y magmáticos: Interpreta intercalaciones claramente sedimentarias de p.e. sedimentos radiolaríticos de poco espesor (p.e. Punta Sabana Oriental, cuesta de Huacas) como núcleos de pliegues isoclinales. Sin embargo, tomando en cuenta las propiedades mecánicas de magmatitas macizas y el piso tectónico definitivamente somero, tal hipótesis de plegamiento isoclinal debe ser rechazada por estas razones. Según los análisis que forman la base del presente trabajo, todos los pliegues isoclinales y apretados en las radiolaritas con ángulos de apertura menores de aproximadamente 35° , son exclusivamente el resultado de deslizamientos sindiagenéticos; su abundancia relativa se explica con el relieve probablemente pronunciado (cf. también H.-J. GURSKY, 1984).

Otro fenómeno mencionado por KUIJPERS (1980a-b) en el Complejo de Nicoya, son sus llamados "planos secundarios s". Estos planos descritos como tan penetrativos que pueden borrar localmente la estratificación, se formaron según KUIJPERS durante una compresión en el Eoceno hasta Mioceno como planos horizontales posteriormente deformados a pliegues abiertos NW-SE. Estudios detallados de los afloramientos citados por KUIJPERS (1980a) indican que se trata de estructuras locales de diferentes orígenes; él interpreta como "planos secundarios s" p.e. sistemas locales de planos correspondientes a esquistosidad de fractura o grupos de diaclasas o pequeñas fallas paralelas (Fig. 7 a 9 en KUIJPERS, 1980a; afloramiento de radiolarita al sur del camino de Coyolito a Portegolpe al norte de la Loma Yucal, noroeste de la península) y parcialmente incluso la estratificación primaria de radiolaritas macizas (fig. 11 en KUIJPERS, 1980a; afloramiento al N de la carretera Sardinal-Comunidad, aproximadamente 1 Km al NE de Sardinal, noroeste de la península). Según los resultados del presente trabajo, este fenómeno "planos s₂" no tiene el significado ni el origen que KUIJPERS le atribuye. La gran mayoría de los afloramientos en magmatitas y radiolaritas del complejo ofiolítico y en la cubierta no presenta tales fenómenos.

El estilo deformacional de los cuatro eventos compresivos se puede resumir como sigue: Las deformaciones ocurrieron en un piso tectónico alto hasta superficial en sedimentos no completamente litificados. El acortamiento fue pequeño en estos eventos, y las estructuras plegadas resultantes son abiertas hasta suaves y están acompañadas por deformaciones de tipo ruptura. Hubo deslizamientos en las capas más superficiales no litificadas. Estas observaciones son válidas para el primer plegamiento de las radiolaritas de la Formación Punta Conchal así como para los demás plegamientos durante el desarrollo de la cubierta sedimentaria. La ausencia general de un metamorfismo regional de sepultura en las rocas del Complejo de Nicoya y su cubierta (cf. M. GURSKY, 1986) comprueba adicionalmente la conclusión de un nivel estructural alto de las unidades geológicas de la Península de Nicoya.

9.2 Relaciones de edad entre los eventos magmáticos, sedimentarios y tectónicos

Las relaciones de edad entre sedimentación y diagénesis de las radiolaritas del Complejo de Nicoya y de los sedimentos de la cubierta, por un lado, y magmatismo, actividades hidrotermales y eventos tectónicos, por el otro, son de importancia elemental para la interpretación de relaciones genéticas y la historia geológica.

El desarrollo se inició con una unidad de corteza oceánica (el Complejo Inferior de Nicoya) que fue afectada primero por una alteración hidrotermal del tipo "oceanridge metamorphism" de grado bajo hasta medio y después por una del tipo "oceanfloor metamorphism" de grado bajo (facies de zeolitas), ambas caracterizadas por presión baja (M. GURSKY, 1986). Desde el Jurásico hasta el Cretácico Superior, las radiolaritas de mar profundo de la Formación Punta Conchal se depositaron sobre esta unidad. Estas dos unidades fueron deformadas por la primera compresión tectónica D_1 , durante la cual localmente se formaron estructuras deformacionales de sedimentos poco litificados con transiciones a pliegues de deslizamiento. Esto indica que las radiolaritas todavía no estuvieron cubiertas por magmatitas potentes en ese tiempo. El relleno hidrotermal de sistemas de diaclasas tectónicas en las radiolaritas así como de poros diagenéticos p.e. en esqueletos de radiolarios ocurrió parcialmente en un estado de diagénesis incipiente; se debe al magmatismo de la Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya, que además causó metamorfismo térmico local hasta altos grados de las radiolaritas. Consecuentemente el magmatismo generados de la Serie Oceánica que fue causado por procesos suprarregionales,

está en estrecha relación cronológica con la primera deformación D_1 . Se inició contemporáneamente o poco después. Esto sugiere también una relación genética, como se explica más en detalle al final del presente capítulo.

A partir del Santoniano/Campaniano, la sedimentación de la cubierta empezó con carácter pelágico sobre las magmatitas o brechas volcanoclásticas del Complejo de Nicoya. Productos clásticos de la erosión de rocas volcánicas dominaron temporalmente después de la segunda deformación D_2 en el Campaniano. Contemporáneamente se formó un volcanismo de arco insular primitivo en la región de la Península de Nicoya que terminó en el Maastrichtiano Medio. Parece que las partes más maduras de este evento magmático se desarrollaron en la región de Costa Rica no peninsular; FISHER & PESSAGNO (1965) describieron "andesitas" al Campaniano en la región fronteriza entre Costa Rica y Panamá en la vertiente caribe del istmo. Rocas de este arco insular más maduro proporcionaron probablemente la mayoría del volcanodetrito para las series turbidítico-areníticas del Cretácico Superior-Terciario Inferior en Nicoya, en las cuales se encontraron en el Paleoceno cantos andesíticos procedentes de rocas que no afloran en la península. Esto significa que el inicio de la subducción de la placa pacífica (Farallón) bajo la caribe con la generación de un arco insular centroamericano fue relacionado cronológica y genéticamente con la segunda deformación D_2 que fue causada por una compresión NW-SW (empuje de la placa pacífica). La Península de Nicoya se encontró entonces en una posición "ante arco" (fore-arc position) a partir del Cretácico Superior. Una información interesante adicional es que en el Cretácico Cuspidal hubo el primer intercambio de faunas entre América septentrional y meridional (FERRUSQUIA, 1977; cf. SEYFRIED & SPRECHAMANN, 1986), que se efectuó probablemente a través de este temprano arco insular emergido.

Criterios para la causa de la tercera deformación D_3 (Eoceno) no se encuentran dentro de la Península de Nicoya. No es paralela a un evento magmático; al contrario, ocurrió en un intervalo de inactividad magmática del arco insular en Costa Rica. Sedimentos silíceo-calcáreos del Eoceno Inferior en el oeste y centro de Nicoya, fueron plegados por la D_3 en un estado de diagénesis temprana (cerca de la superficie), ya que sistemas de diaclasas tectónicas se rellenaron con minerales diagenéticos. Es probable que -como en la D_1 la cual además tenía una dirección compresional parecida- procesos suprarregionales fueron la causa.

La deformación D_4 del Mioceno con compresión NE-SW está relacionada con el reinicio

del volcanismo del arco insular en Costa Rica no peninsular, donde se formó ahora el arco Terciario hasta Reciente. Esto significa que la subducción de la placa pacífica (Cocos) continuó otra vez y generó así el empuje ("stress") necesario para la cuarta deformación de las rocas en Nicoya.

9.3 Influencias de acontecimientos externos

Las causas de las deformaciones D_1 y D_3 no son explicables a base del desarrollo geotectónico-magmático-sedimentario de la Península de Nicoya o de Costa Rica entera, al contrario de las deformaciones D_2 y D_4 . Hay que considerar procesos en el Caribe o en su periferia. La placa caribe, de la cual Centroamérica meridional forma parte, se interpreta generalmente como un fragmento de la placa pacífica que se introdujo entre las dos Américas (p.e. DUNCAN & HARGRAVES, 1984; MALFAIT & DINEKLMAN, 1972; MATTSON, 1984). DONNELLY (1985) supone que se formó "in situ" debido a la separación de las dos Américas a partir del Jurásico Medio. Los movimientos de las placas adyacentes (las americanas y la pacífica) pueden influir en el desarrollo deformacional en Centroamérica meridional mediante la generación de esfuerzos de empuje.

El magmatismo de la Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya está cronológicamente vinculado con la primera deformación D_1 de la región de Nicoya en el Cretácico Superior. Este magmatismo se interpreta como una extensión del Gran Evento de Derrames de Basalto ("Great Flood--Basalt Event" según DONNELLY, 1975, 1985; cf. H.-J. GURSKY, 1984, WILDBERG, 1983, 1984) en el Caribe que causó un engrosamiento enorme de la corteza oceánica. Según DONNELLY (1985), tectónica distensiva debido a la separación de las dos Américas pudo ser la causa para este magmatismo.

Compresiones de la placa Caribe entre las dos Américas resultaron en los plegamientos D_1 y D_3 con dirección NE-SW; y posiblemente fallas asociadas con la deformación D_1 fungieron como ductos de ascenso para magmatitas adicionales. Se supone que la abertura del Atlántico sur en el Cretácico Superior fue la razón para estos acontecimientos, ya que influyó los movimientos relativos de América Norte y Sur (NEMEC, 1980; SHAGAM 1975). América del Sur se movía repetidamente hacia el norte o sur durante el Meso y Cenozoico o hizo rotaciones (DEHANDSCHUTTER, 1985). DONNELLY (1985) supone un cambio de los movimientos relativos entre América del Norte y del Sur en el límite entre el Coniaciano y el Santoniano (D_1 ?) con una transformación del régimen distensivo en uno compresivo; un

evento comparable, pero menos fuerte, ocurrió según él en el Eoceno (D_3 ?). BURKE et al. (1978) observaron una deformación interna de la corteza del Caribe central y oriental con pliegues y fallas, que parcialmente tienen direcciones NW-SW como la D_1 y D_3 , pero en otras regiones muestran un rumbo NW-SE o N-S. Estos autores suponen una edad post-Eoceno Medio para esta deformación, lo que es comparable en grandes rasgos con la D_3 en Nicoya. También comprueban que, debido al espesor anormal de la placa caribe, sus estructuras presentan reacción al esfuerzo en forma intermedia entre las de corteza continental y oceánica. Deformaciones del Cretácico Superior fueron comprobadas frecuentemente (cf. MATTSON, 1984; p.e. en Colombia, IRVING, 1975; Venezuela, MARESCH, 1974; La Española, BOURGOIS et al., 1980; Cuba, KHUDOLEY, 1967; Centroamérica septentrional, WILSON, 1974), lo que sugiere que la D_1 del Cretácico Superior (post-Albiano/pre-Campaniano, quizá Coniaciano/Santoniano?) representa una extensión de un evento caribe abarcando también Costa Rica noroccidental en su posición marginal con respecto a la placa norteamericana.

El Eoceno fue una época de importantes actividades tectónicas no solo para Costa Rica noroccidental, sino también para la placa caribe central (BURKE et al., 1978), Cuba (KHUDOLEY 1967), Puerto Rico (KAYE, 1957), el Caribe meridional (BELL, 1972) y los Andes septentrionales (IRVING, 1975; SHAGAM, 1975), entre otros.

9.4 Discusión de conceptos estructurales y geodinámicos antecedentes

DENGO (1962a) reconoció las dos direcciones principales de los pliegues, pero diferenció tres eventos tectónicos y un solo cambio de la dirección de la compresión. Debido a la escasez de datos paleontológicos (algunas secuencias terciarias se clasificaron como cretácicas), resultaron problemas con dataciones de las deformaciones tectónicas. La primera deformación según DENGO, no precisada con respecto a la edad, corresponde a la D_1 ; la segunda, "laramídica", a la D_2 del Campaniano; DENGO no consideró una deformación del Eoceno correspondiente a la D_3 ; y su tercer plegamiento en el Mioceno equivale a la D_4 .

Los conceptos de KUIJPERS (1980a-b) sobre el desarrollo estructural son muy diferentes de los resultados aquí presentados. Él considera una compresión E-W como el primer acto, que causó un plegamiento isoclinal y un sobrecorrimiento regional. Según él, la siguiente compresión entre el Eoceno Inferior y el Mioceno generó, aparte de sus "planos secundarios" (véase arriba), pliegues en diferentes direcciones; NW-SE hasta NNW-SSE así como E-W y NNE-SSW; en el Complejo de Nicoya solamente NW hasta NNW, en la cubierta

todas las direcciones. Su tercera fase con una "domificación" de la península puede ser incluida en el marco de la D_4 . Esto significa, que también KUIJPERS reconoce las direcciones variables de los pliegues; pero su interpretación no es satisfactoria. Los pliegues isoclinales que le sugieren una compresión E-W, son de origen gravitativo y se formaron en conexión con pendientes inclinadas de un paleorelieve orientado N-S (cf. H.-J. GURSKY, 1984, Fig. 66). Los pliegues tectónicos más antiguos con rumbo NE no son reconocidos por KUIJPERS; y él agrupa los pliegues D_2 y D_3 a pesar de sus direcciones muy diferentes en una sola fase con la edad de la D_3 . Supuestamente incluye las estructuras D_4 en su segunda fase, ya que habla solamente de una "domificación" de la península con respecto a su tercera fase. No percibe que la Península de Nicoya no representa un domo, sino un verdadero anticlinorio y la cuenca del Tempisque un sinclinorio.

DE BOER (1979), que publica por primera vez mediciones detalladas y diagramas estructurales sobre la península, presenta también un modelo tectónico de tres fases. Al contrario de KUIJPERS (1980a-b), empieza con una compresión N-S; la segunda compresión tiene según él un rumbo N-S hasta NE-SW; y la tercera, del post-Oligoceno, presenta un rumbo también NW-SW. DE BOER explica las compresiones con un esfuerzo inducido durante la subducción de la placa pacífica. Describe pliegues con rumbo NE-SW p.e. en radiolaritas del complejo (Fig. 8 y 10), pero no los considera en su modelo geotectónico.

Se puede resumir que solamente DENGO (1962a) presentó un concepto sobre el desarrollo de los eventos tectónicos coincidente en grandes rasgos con el análisis tectónico de Nicoya, en el cual se basa el presente trabajo.

Otros autores quienes discuten la estructura tectónica de la Península de Nicoya (p.e. TOURNON, 1984; BOURGOIS et al., 1984; AZEMA et al. 1985), no presentan análisis detallados del desarrollo estructural. Sus conceptos así como otros modelos geotectónicos se discuten en lo siguiente.

GALLI-OLIVIER (1977, 1979) interpreta el complejo ofiolítico como un prisma de acreción consistente de corteza oceánica, que se formó a partir del Santoniano o Campaniano Temprano cuando empezó la subducción de la placa pacífica bajo la placa caribe. Se rechaza esta idea para la Península de Nicoya a base de varios argumentos: En prismas de acreción, rocas sedimentarias dominan normalmente sobre rocas ígneas (p.e. KARIG & SHARMAN; 1975), probablemente debido a las propiedades mecánicas de las últimas. No se conocen hasta ahora prismas de acreción que consistan casi únicamente de material magmático con pocas

intercalaciones sedimentarias. No se identificaron zonas penetrativas de cizallamiento con mezclas tectónicas en diferentes materiales hasta la formación de melanges sensu GALLI-OLIVIER durante el mapeo de la costa occidental y noroccidental de la península o estudios en el interior de la misma. Todas las zonas de cizallamiento en el Complejo de Nicoya parecen ser de importancia local. También hay que rechazar su aseveración de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura (cf. M. GURSKY, 1986). Además el desarrollo sedimentario de la cubierta del complejo ofiolítico rebate la hipótesis de acreción, ya que a partir del Santoniano o Campaniano hay sedimentación continua en la mayoría de las regiones de la península, paralelamente al volcanismo de tipo arco insular primitivo en el litoral pacífico. Estos hechos no son compatibles con un concepto de prisma de acreción.

KUIJPERS (1980a-b) postula un sobrecorrimiento regional para el desarrollo geotectónico de la Península de Nicoya. Según él, un fragmento de corteza oceánica más reciente ("Esperanza nappe") fue sobrecorrido sobre una unidad de corteza oceánica más antigua con radiolaritas sobreyacentes ("Matapalo unit"); esta última fue plegada isoclinalmente durante este acto. Sin embargo, los pliegues isoclinales de las radiolaritas fueron causadas por deslizamientos sindiagenéticos (véase 3.2), y la superficie de sobrecorrimiento no aflora en ninguna parte. Su argumento principal para el sobrecorrimiento es la aseveración, que no hay diques ni diquestratos en las radiolaritas (Formación Punta Conchal sensu GURSKY & SCHMIDT-EFFING, 1983) con la excepción de la porción básica de los perfiles, a pesar del hecho que están sobreyacidas por rocas ígneas. Este argumento se basa posiblemente en un error de observación, ya que en muchos lugares se observa que secciones completas de radiolaritas están afectadas por intrusiones magmáticas e incluso potentes chimeneas volcánicas penetrativas existen (p.e. Punta Nombre de Jesús; cf. M. GURSKY, 1986 y H.-J. GURSKY, 1984). Su argumento de una ausencia general de metamorfismo de contacto en las radiolaritas no es correcto (M. GURSKY, 1986). En varios lugares se observa claramente que basaltos sobreyacentes con contacto magmático a secciones radiolaríticas, y en estos lugares no se ven planos de sobrecorrimiento entre las radiolaritas termometamórficas y los basaltos sobreyacentes. KUIJPERS (1980a-b) explica intercalaciones delgadas de radiolarita en basalto como núcleos de pliegues isoclinales cuyos flancos están formados por basalto (p.e. Punta Sabana oriental). El desatiende tanto el metamorfismo térmico frecuentemente muy marcado (hasta condiciones de alto grado; M. GURSKY, 1986) como el hecho que en los dos contactos pueden aflorar diferentes tipos de radiolarita, sin que existan fallas responsables.

BAUMGARTNER (1984a) respalda esta hipótesis de sobrecojimiento regional; BAUMGARTNER et al. (1984) y TOURNON (1984), al contrario, concluyen que la "nappe de Matapalo" sobreyace a la "unidad Esperanza". No toman en cuenta ni explican los diferentes orígenes de las dos unidades del Complejo Superior de Nicoya (Serie Oceánica y Serie de Arco Insular Primitivo, sensu GURSKY et al., 1982, 1984; WILBERG, 1983, 1984), cuyos basaltos sobreyacen la Formación Punta Conchal o están localmente intercalados en sus secuencias (= radiolaritas de la "nappe de Matapalo" según los mencionados autores). De una manera parecida, BOURGOIS et al. (1984) y AZEMA et al. (1985) sugieren un sobrecojimiento regional desde el norte hacia el sur en el Santoniano.

Sin embargo, la situación tectónica de la Península de Santa Elena parece ser diferente de la de Nicoya. TOURNON & AZEMA (1980) y TOURNON (1984), entre otros, describen una superficie de sobrecojimiento con formación de brechas, mezclas de materiales y milonizaciones que indican una cabalgadura del macizo ultramáfico sobre basaltos y radiolaritas del Complejo de Nicoya. Contrario a esto, el estilo y la intensidad de la deformación de las rocas de la Península de Nicoya, los análisis tectónicos, las demás observaciones en los afloramientos así como los datos sobre el tipo geoquímico y origen de las tres unidades magmáticas genéticamente diferentes (cf. M. GURSKY, 1986; WILDBERG, 1983, 1984; H.-J. GURSKY, 1984; GURSKY et al., 1982, 1984) no han proporcionado hasta la fecha pruebas concluyentes para la existencia de estructuras de sobrecojimientos regionales en la península. Hay que subrayar que para tal hipótesis ni se han presentado datos comprobantes, ni se conocen hechos geológicos que exijan cabalgaduras a gran escala.

STIBANE et al. (1977) y SCHMIDT-EFFING (1979, 1980) presentaron opiniones diferentes sobre el origen del Complejo de Nicoya y el desarrollo de la península. Interpretan el basamento ofiolítico como una parte de una dorsal asísmica submarina que fue agregada al istmo costarricense mediante un "brinco del límite de placa" ("plate-boundary jumping") en combinación con un cizallamiento lateral contemporáneo. Según estos autores, predominó tectonismo de ruptura con saltos verticales que resultó en deslizamientos gravitativos de sedimentos y su plegamiento sindiagenético. Estos fenómenos sí son importantes en muchas rocas de la Península de Nicoya, pero no son suficientes para explicar el desarrollo estructural descrito -especialmente el plegamiento del primer y segundo orden- del Complejo de Nicoya y su cubierta.

9.5 El desenvolvimiento geotectónico

La historia de las deformaciones de la región de la Península de Nicoya está relacionada con el desarrollo magmático-geotectónico de Costa Rica y de toda la placa caribe y por eso puede ser explicada satisfactoriamente solo en este marco entero. La historia geológica en la región de la Península de Nicoya empezó en el Jurásico en una dorsal activa del Pacífico que produjo corteza oceánica moviéndose hacia el NE. Estas rocas magmáticas, el Complejo Inferior de Nicoya, sufrieron una alteración hidrotermal del tipo "metamorfismo de dorsal oceánica" (M. GURSKY, 1986). Durante la etapa de migración por "sea-floor spreading" (Fig. 16A), radiolaritas y rocas asociadas de la Formación Puntas Conchal se acumularon sobre las magmatitas. Un tectonismo de ruptura oceánico y una alteración hidrotermal del tipo "metamorfismo de fondo oceánico" ocurrieron contemporáneamente (M. GURSKY, 1986). Desplazamientos verticales así como el relieve magmático del subsuelo fueron probablemente las causas principales para los deslizamientos sindiagenéticos en las radiolaritas.

En el Cretácico Superior, un pedazo de esta corteza pacífica (el Complejo Inferior de Nicoya) había migrado tan lejos entre Norte y Sudamérica, que también la región de Costa Rica se encontró en el régimen de esfuerzos de estas placas grandes. Una convergencia de las últimas, posiblemente causada por la abertura del Atlántico sur, resultó en la compresión de la corteza caribe encajonada entre los dos bloques continentales. Durante este proceso se formaron pliegues con rumbo NE asociados con fallas (D_1 , post-Albiano/pre-Campaniano; véase Fig. 17a) en la región de la actual Península de Nicoya, posiblemente favorecidos por su posición marginal con respecto a la placa norteamericana. Aproximadamente en el mismo momento, magmatitas del "Gran Evento de Derrames de Basalto" del Caribe cuyos ductos de ascenso fueron posiblemente formados por la compresión del Caribe, llegaron a la región de Centroamérica meridional: se formó la Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya (Fig. 16B). Partes de las secuencias radiolaríticas de la Formación Punta Conchal sufrieron un metamorfismo de contacto hasta el grado medio o alto (M. GURSKY, 1986).

En el Cretácico Cuspidal, la placa del Caribe engrosada por este magmatismo oceánico secundario, fue separada de la del Pacífico por la formación de una zona de subducción al oeste de la región nicoyana (Fig. 16C); la placa pacífica (Farallón) empezó con su subducción bajo la margen suroccidental del Caribe. El empuje hacia el NE causó en el Campaniano la segunda deformación D_2 con un plegamiento orientado NW-SE (Fig. 17b) acompañado por

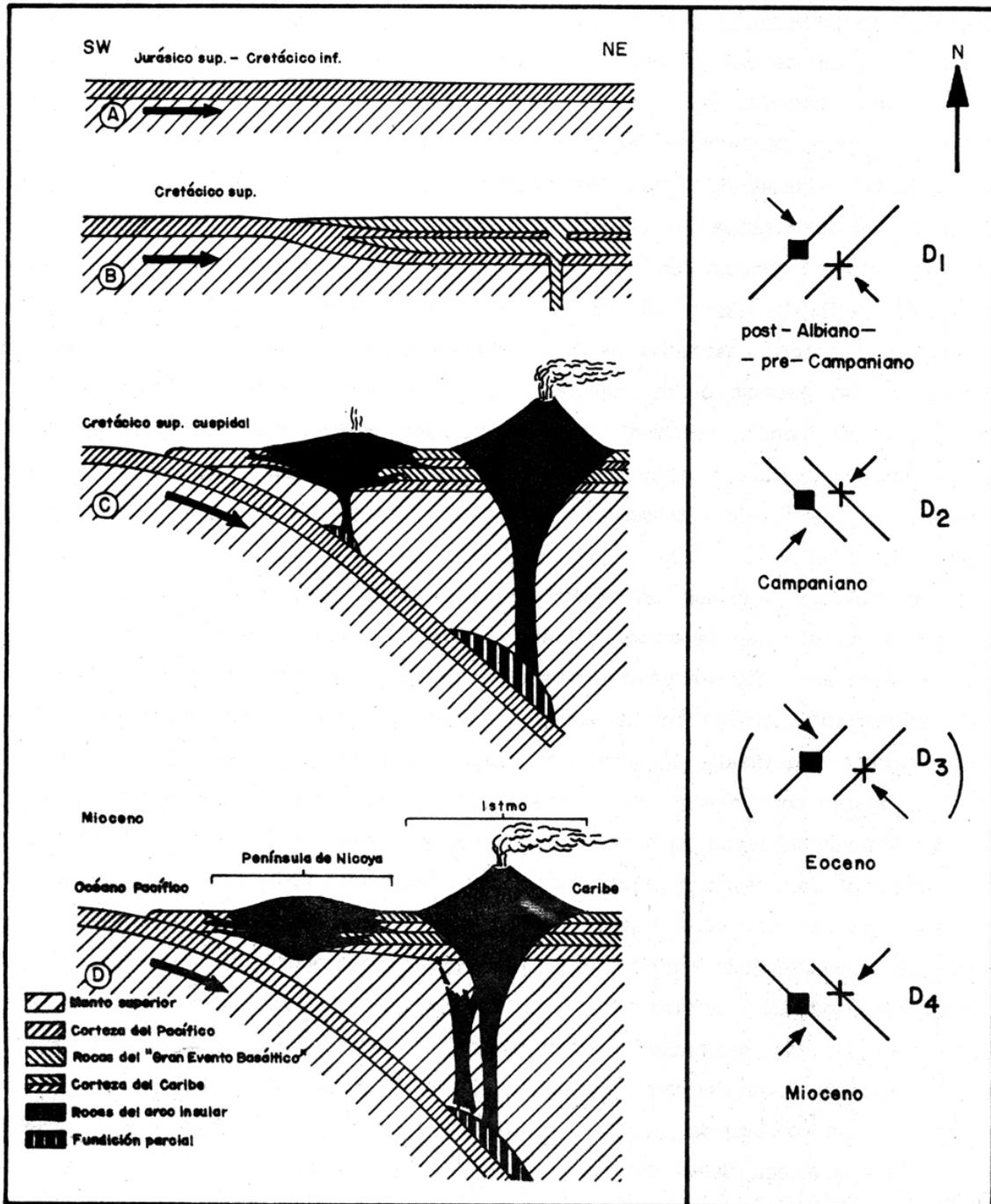


Fig. 16. Modelo del desarrollo geotectónico-magmático del Complejo de Nicoya en la margen de placas en Centroamérica meridional (modificado según WILDBERG, 1984) y las relaciones con edades y direcciones de las deformaciones tectónicas compresivas (explicación en el texto).

tectónica de fallas. Contemporáneamente, se formó en el lado caribe de esta margen intraoceánica un arco insular cuyos productos erosionados influyeron fuertemente el desarrollo sedimentario de la Península de Nicoya desde el Campaniano hasta el Paleoceno. Extensiones químicamente primitivas formaron la Serie de Arco Insular Primitivo del Complejo Superior de Nicoya. Este primer volcanismo de arco insular terminó en el Maastrichtiano en la región de la Península de Nicoya, mientras que posiblemente continuó hasta el Terciario Inferior en otras partes de Costa Rica.

Aparentemente hubo una interrupción del desarrollo del arco insular al inicio del Terciario, que fue posiblemente relacionada con una subducción más lenta o nula de la placa pacífica. Esto ocurrió paralelamente a una subsidencia fuerte en la Península de Nicoya, donde se depositaron en el Paleoceno/Eoceno radiolaritas pelágicas calcáreas después de calizas de mar somero del Paleoceno (?) y turbiditas volcanodetríticas; esto indica que prácticamente ya no hubo áreas emergentes que proporcionaran detrito. Otra convergencia de las dos Américas causó en el Eoceno procesos deformativos en varias partes del Caribe. Se formó un régimen de esfuerzos parecido al de la primera deformación en Costa Rica noroccidental. Esta tercera deformación D_3 resultó, aparte de estructuras de ruptura en un plegamiento cuyo rumbo está ligeramente rotado al estenoreste en comparación con el rumbo noreste de los pliegues D_1 (Fig. 17c).

El empuje de la placa pacífica (ahora Cocos) no se notó hasta en el Mioceno. Debido al rejuvenecimiento de la subducción, reinició el volcanismo de arco insular en la parte central del istmo de Costa Rica (Fig. 16D), y la culminación de la cuarta deformación D_4 en la Península de Nicoya fue también en el Mioceno. Durante esta compresión se formaron pliegues con rumbo NW como en la D_2 , acompañados otra vez por un tectonismo de fallas (Fig. 17d). Esta última fase es principalmente responsable del contorno y morfología actual de la península y sus alrededores.

Nicoya representa ahora un anticlinorio en cuyo núcleo aflora el basamento ofiolítico; el sinclinorio que sigue al NE, generó la cuenca del Tempisque en la cual la cubierta sedimentaria está preservada en grandes partes.

La península se levantó después de esta deformación D_4 hasta la fecha. Fases de levantamientos y/o domificados acompañadas por tectónica distensiva se intercalaron también entre las fases compresivas. Deformaciones sindiagenéticas de origen gravitativo en los horizontes sedimentarios superiores caracterizaron tanto las épocas de deformación como los intervalos de inactividad tectónica.

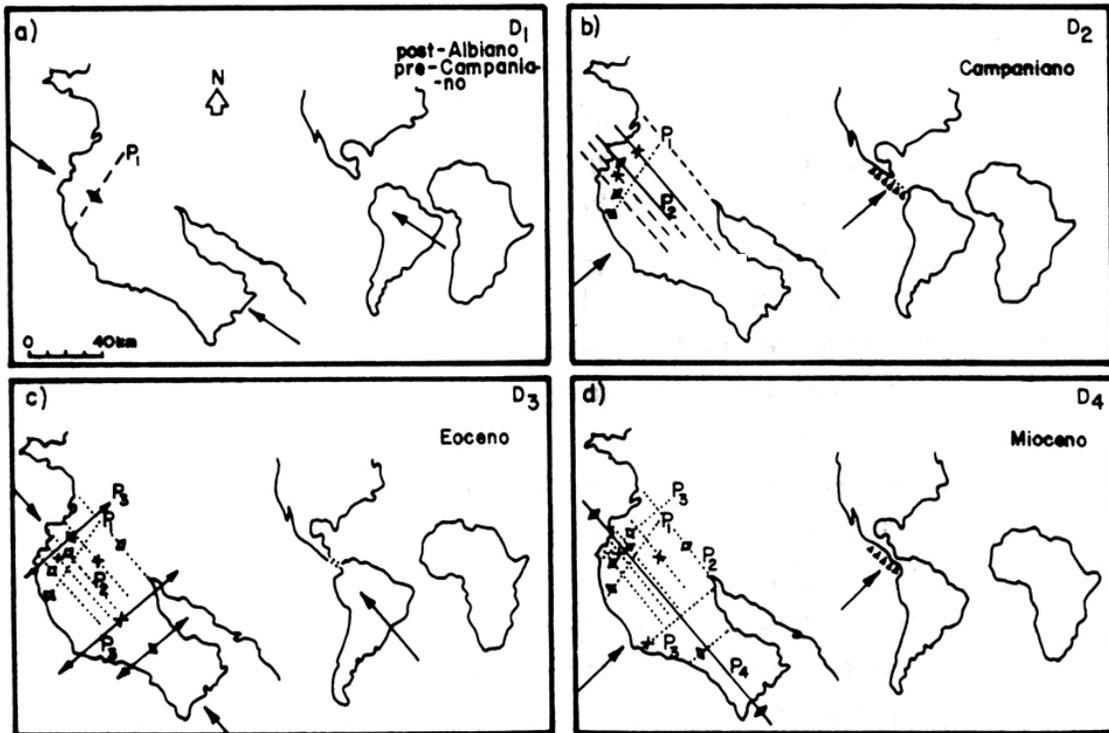


Fig. 17. Croquis relacionando las fases deformacionales en el noroeste de Costa Rica, megaestructuras resultantes según la reconstrucción y posibles causas geotectónicas (explicación en el texto).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD) y a su representante para América Central, Dr. P. Sprechmann, por la ayuda económica para la impresión de esta publicación.

BIBLIOGRAFIA

- Aguilar, T. & Fischer, R., 1984: Mollusken aus der Montezuma-Formation (Costa Rica).- Geowiss. Lateinamerika-Koll., Marburg, Tagungsh. pág. 21; Marburg.
- Anderson, T.H. & Schmidt, V.A., 1983: The evolution of Middle America and the Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time.- Bull. Soc. Geol. America, 94: 941-966; Boulder.
- Azema, J., Bourgois, J., Tournon, J., Baumgartner, P.O. & Desmet, A., 1985: L'orogène présénonien supérieur de la marge pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale).- Bull. Soc. Geol. France, 1985 (8), t.I, N° 2: 173-179; Paris.
- Azema, J., Glaçon, G., Tournon, J. & Vila, J.-M., 1979: Precisiones acerca del Paleoceno de Puerto Quepos y sus alrededores, provincia de Puntarenas, Costa Rica.- Inf. semestr. Inst. Geogr. Nac., Costa Rica, Julio-Dic., 1978: 77-88; San José.
- Baumgartner, P.O., 1984: El Complejo Ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Calloviense a Santoniense).- En: SPRECHMANN, P. (Ed.): Manual de geología de Costa Rica.- 1 (Estratigrafía): 115-123; Edit. Univ. de Costa Rica, San José.
- Baumgartner, P.O., Mora, C., Butterlin, J., Sigal, J., Glaçon, G., Azema, J. & Bourgois J., 1984: Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Cent., 1: 57--136; San José.
- Bell, J.S., 1972: Geotectonic evolution of the southern Caribbean area.- Mem. Geol. Soc. Amer., 132: 369-386; Boulder.
- Bhattacharji, S., 1958: Theoretical and experimental investigations on cross folding.- J. Geol., 66: 625-667; Chicago.
- Bourgois, J., Azema, J., Baumgartner, P.O., Tournon, J., 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; Amsterdam.
- Bourgois, J., Azema, J., Tournon, J., Bellon, H., Calle, B., Parra, E., Tousaint, J.-F., 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°N (Colombie, Panama et Costa Rica).- Bull. Soc. Géol. France, 1982, Série 7, 24 (3): 545-554; Paris.
- Bourgois, J., Villa, J.-M., Llinas, R. & Tavares, I., 1980: Tectónicas sobrepuestas en la Española (Antillas Mayores).- Mem. 9. Congr. Geol. Caribe, Santo Domingo, 1: 55-58; Santo Domingo.

- Buffler, R.T., 1981.: Geologic structure of the forearc region off the west coast of Costa Rica in the vicinity of the Nicoya Peninsula - results of a multifold seismic reflection study.- *Ocean Marg. Drill. Progr.*, preliminar. draft: 54 págs.; Galveston (Univ. of Texas Austin).
- Burke, K., Fox, P.J. & Sengor, A.C., 1978: Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean.- *J. geophys. Res.*, 83, B 8: 3949-3954; Washington.
- Crook, K.A.W., 1980: Fore-arc evolution and continental growth: a general model.- *J. struct. Geol.*, 2 (3): 289-303; Oxford.
- De Boer, J., 1979: The outer arc of the Costa Rican orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Penínsulas).- *Tectonophysics*, 56: 221-259; Amsterdam.
- Dehandschutter, J., 1985: Lineaments in the northern Andes and their bearing on the geodynamic evolution in the leading corner of the South-America plate.- *Mem. 6. Congr. latinoamer. Geol.*, Bogotá 1: 63-68; Bogotá.
- Dengo, G., 1962a: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica.- 112 págs.; Inst. Geogr. Nac. de Costa Rica, San José.
- Dengo, G., 1962b: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica.- *En*: *Petrologic studies: a volume to honor A. F. Buddington*: 133-161; *Geol. Soc. Amer.*; Boulder.
- Desmet, A., Tourmon, J., Azema, J. & Bourgois, J., 1985: Le matériel ophiolitique foré du Leg 84 (Fosse du Guatemala) et les ophiolites du Massif de Santa Elena (Costa Rica). Comparaison pétrologique et géochimique.- *Bull. Soc. Géol. France*, 1985 (8), t. 1, 3: 309-328; Paris.
- Donnelly, T.W., 1975: The geological evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico. Some critical problems and areas.- *En*: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (Eds.): *The ocean basins and margins. Vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean*: 663-689; *Plenum*, New York.
- Donnelly, T.W., 1985: Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region.- *En*: STEHLI, F.G. & WEBB, S.D. (Eds.): *The great American biotic interchange*: 89-121; *Plenum*, New York.
- Duncan, R.A. & Hargraves, R.B., 1984: Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame.- *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 162: 81-93; Boulder.
- Ferrusquia-Villafranca, I., 1977: Distribution of Cenozoic vertebrate faunas in Middle America and problems of migration between North and South America.- *En*: FERRUSQUIA-VILLAFRANCA, I. (Ed.): *Conexiones terrestres entre Norte y Sudamérica*.- *Bol. Inst. Geol. Univ. Nac. Autón. México*, 101: 193-321; México D.F.
- Fischer, R., 1981: El desarrollo paleogeográfico del Mioceno de Costa Rica.- *An. 2. Congr. Latinoamer. Paleont.*, Porto Alegre: 565-579; Porto Alegre.
- Fisher, S.P. & Pessagno, E.A., 1965: Upper Cretaceous strata of northwestern Panama.- *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 49 (4): 433-444; Tulsa.

- Galli-Olivier, C., 1977: Edad de emplazamiento y período de acumulación de la ofiolita de Costa Rica.- *Cienc. Tecnol., Univ. de Costa Rica*, **1** (1): 81-86; San José.
- Galli-Olivier, C., 1979: Ophiolite and island-arc volcanism in Costa Rica.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **90** (1): 444-452; Boulder.
- Goossens, P.J., Rose, W.I. & Flores, D., 1977: Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of South America.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **88** (2): 1711-1720; Boulder.
- Gose, W.A., 1983: Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic history of southern Central America.- *J. Geophys. Res.*, **88** (B 12): 10.585-10.592; Washington.
- Gursky, H.-J., 1984: Die Sedimentgesteine im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Ober-Jura bis Alt-Tertiär von Costa Rica): ihre Verbreitung, Fazies und geologische Geschichte mit Berücksichtigung der Radiolarite.- 394 págs.; Tesis de doctorado, Univ. Marburg.
- Gursky, H.-J. & Gursky, M.M., 1988: Thermal alteration of chert in the ophiolite basement of Southern Central America.- *Ed.*: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous rocks of the Pacific and Tethys regions*: Springer, New York (en prensa).
- Gursky, H.-J., Gursky, M.M., Schmidt-Effing, R. & Wildberg, H., 1984: Karten zur Geologie von Nordwest-Costa Rica (Mittelamerika) mit Erläuterungen.- *Geologica et Palaeontologica*, **18**: 173-182; Marburg.
- Gursky, H.-J., Gursky, M.M., Schmidt-Effing, R. & Wildberg, H., 1985: The geologic development of the ophiolite basement in southern Central America.- *Mem. 6. Congr. Latinoamer. Geol.*, Bogotá, **1**: 31-35; Bogotá.
- Gursky, H.-J. & Schmidt-Effing, R., 1983: Sedimentology of radiolarites within the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, Central America.- *Dev. Sedimentol.*, **36**: 127-142; Amsterdam.
- Gursky, H.-J., Schmidt-Effing, R., Strebin, M.M. & Wildberg, H., 1982: The ophiolite sequence in northwestern Costa Rica (Nicoya Complex): outlines of stratigraphical, geochemical, sedimentological, and tectonical data.- *Actas 5. Congr. Latinoamer. Geol. Buenos Aires*, **3**: 607-619; Buenos Aires.
- Gursky, M.M., 1984: Die Bedeutung hydrotermaler und metamorpher Prozesse im Ophiolith-Komplex Costa Ricas und seinem Auflager.- *9. Geowiss. Lateinamer. Koll., Marburg, Tagungsh.*: 80-81; Marburg.
- Gursky, M.M., 1986: Tektonische und thermische Deformationen im ophiolithischen Nicoya-Komplex und seinem sedimentären Auflager (Nicoya-Halbinsel, Costa Rica) und ihre Bedeutung für die geodynamische Entwicklung im südlichen Zentralamerika.- 229 págs.; Tesis de doctorado, Univ. Marburg.
- Guterman, V.G., 1980: Model studies of gravitational gliding tectonics.- *Tectonophysics*, **65** (1/2): 111-126; Amsterdam.
- Hansen, E., 1971: Strain facies.- 207 págs.; Springer, Berlin-Heidelberg-New York.

- Harrison, J.V., 1953: The geology of the Santa Elena Peninsula in Costa Rica, Central America.- 7. Pac. Sci. Congr. Proc., New Zealand, 2: 102-114; Christchurch.
- Hein, J.R., Kuijpers, E.P., Denyer, P. & Sliney, R.E., 1983: Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from western Costa Rica.- Dev. Sedimentol., 36: 143-174; Amsterdam.
- Helwig, J., 1970: Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians.- J. Geol., 78: 172-187; Chicago.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F., 1976: An outline of structural geology.- 571 págs.; Wiley, New York-London-Sydney-Toronto.
- Irving, E.M., 1975: Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 856, 47 págs.; Washington.
- James, M.E., 1985: Evidencia de colisión entre la miniplaca Bloque Andino y la placa norteamericana desde el Mioceno Medio.- Mem. 6. Congr. Latinoamer. Geol., Bogotá; 1: 69-89; Bogotá.
- Jefferis, R.G. & Voight, B., 1981: Fracture analysis near the mid-ocean plate boundary, Reykjavik-Hvafjörður area, Iceland.- Tectonophysics, 78 (3/4): 171-236; Amsterdam.
- Johnson, A.M., 1977: Styles of folding, mechanics and mechanisms of folding of natural elastic materials.- Dev. Geotect., 11, 406 págs.; Elsevier; Amsterdam-Oxford-New York.
- Karig, D.E. & Sharman, G.F., 1975: Subduction and accretion in trenches.- Bull. Geol. Soc. Amer., 86: 377-389; Boulder.
- Kaye, C.A., 1957: Notes on the structural geology of Puerto Rico.- Bull. Geol. Soc. Amer., 68: 103-118; Boulder.
- Khudoley, K.M., 1967: Principal features of Cuban geology.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 51 (5): 668-677; Tulsa.
- Kusssmaul, S. & Sprechmann, P., 1982: Estratigrafía de Costa Rica (América Central), II: Las unidades litoestratigráficas ígneas.- Actas 5. Congr. Latinoamer. Geol., Buenos Aires, 1: 73-79; Buenos Aires.
- Kuijpers, E.P., 1980a: La geología del complejo ofiolítico de Nicoya, Costa Rica.- Inf. Semestr. Inst. Geogr. Nac., Costa Rica, Julio-Dic., 1979: 15-76; San José.
- Kuijpers, E.P., 1980b: The geologic history of the nicoya ophiolite complex, Costa Rica, and its geotectonic significance.- Tectonophysics, 68: 233-255; Amsterdam.
- Lundberg, N., 1982a: Evolution of the forearc landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica and southern Mexico.- 256 págs.; Ph.D. Thesis, Univ. California, Santa Cruz (tesis inédita).

- Lundberg, N., 1982b: Evolution of the slope landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica.- Spec. Publ. Geol. Soc. London, 10: 431-447; London.
- Malfait, B.T. & Dinkelman, M.G., 1972: Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate.- Bull. Geol. Soc. Amer.- 83 (1): 251-272; Boulder.
- Maresch, W.V., 1974: Plate tectonic origin of the Caribbean Mountain System of northern South America: discussion and proposal.- Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 669-682; Boulder.
- Mattauer, M., 1976: Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre.- 524 págs.; Omega, Barcelona.
- Mattson, P.H., 1984: Caribbean structural breaks and plate movements.- Mem. Geol. Soc. Amer., 162: 131-152; Boulder.
- Nemec, M.C., 1980: A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean.- Mem. 9. Congr. Geol. Caribe, Santo Domingo: 23-34; Santo Domingo.
- Pichler, H. & Weyl, R., 1975: Magmatism and crustal evolution in Costa Rica.- Geol. Rdsch., 64 (2): 457-475; Stuttgart.
- Ragan, D.V., 1980: Geología estructural.- 207 págs.; Omega, Barcelona.
- Ramsay, J.G., 1960: The deformation of early linear structures in areas of repeated folding.- J. Geol., 68: 75-93; Chicago.
- Rivier, F., 1983: Síntesis geológica y mapa geológico del área del Bajo Tempisque, Guanacaste, Costa Rica.- Inf. Semestr. Inst. Geogr. Nac., Costa Rica, Enero-Junio, 1983: 7-30; San José
- Schmidt-Effing, R., 1979: Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Mittelamerika.- Geol. Rdsch., 68 (2): 457-494; Stuttgart.
- Schmidt-Effing, R., 1980: Rasgos fundamentales de la historia del Complejo de Nicoya (América Central meridional).- Brenesia, 18: 231--252; San José.
- Schmidt-Effing, R., Gursky, H.-J., Strebin, M.M. & Wildberg, H., 1980: The ophiolites of southern Central America with special references of the Nicoya Peninsula (Costa Rica).- Trans. 9 Caribbean Geol. Conf., Santo Domingo, 2: 423-429; Santo Domingo.
- Seyfried, H., 1986: Strukturgeschichte und Sedimentation an einem konvergenten Plattenrand: Das Beispiel der südlichen mittelamerikanischen Landbrücke.- Ed.: GIESE, P. (Ed.): 10. Geowiss. Lateinamer.- Koll., Berlin, Berliner Geowiss, Abh., A, Sonderbd.: 7-13; Berlin.
- Seyfried, H. & Sprechmann, P., 1985: Acerca de la formación del puente-istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniense al Eoceno.- Rev. Geol. Amér. Centr., 2: 63-87; San José.
- Seyfried, H. & Sprechmann, P., 1986: Über die Frühgeschichte (Campan bis Eozän) der

- südlichen mittelamerikanischen Landrücke.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1986 (111): 38-55; Stuttgart.
- Shagam, R., 1975: The northern termination of the Andes.- En: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (Eds.): The ocean basins and margins, Vo. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean: 325-420; Plenum, New York-London.
- Sigurdsson, H., 1967: Dykes, fractures, and folds in the basalt plateau of western Iceland.- Soc. Sci. Islandica, 38: 162-169; Reykjavik.
- Sprechmann, P., 1982: Estratigrafía de Costa Rica (América Central), I: Unidades estratigráficas sedimentarias.- Actas 5. Congr. Latinoamer. Geol., Buenos Aires, 1: 55-71; Buenos Aires.
- Sprechmann, P., (Ed.), 1984: Manual de geología de Costa Rica. T. 1. Estratigrafía.- 320 págs.; Edit. Univ. de Costa Rica, San José.
- Sprechmann, P., Astorga, A., Bolz, A. & Calvo, C., 1987: Estratigrafía del Cretácico de Costa Rica.- Actas Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., 2: 69-83; Linares/México.
- Stibane, F.R., Schmidt-Effing, R. & Madrigal, R., 1977: Zur stratigraphisch-tektonischen Entwicklung der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) in der Zeit von Ober-Kreide bis Unter-Tertiär.- Gießener Geol. Schr., 12 (Festschr. Richard WEYL): 315-358; Gießen.
- Tischer, G., 1962: Über K-Achsen.- Geol. Rdsch., 52 (1): 426-447; Stuttgart.
- Tourmon, J., 1984: Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: l'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andésites.- Mém. Sci. Terre: 335 págs.; Paris.
- Tournon, J. & Azema, J., 1980: Sobre la estructura y la petrología del macizo ultrabásico de Santa Elena (Provincia de Guanacaste, Costa Rica).- Inf. Semestr. Inst. Geogr. Nac., Costa Rica, enero-junio, 1980: 17-54; San José.
- Watkinson, A.J., 1981: Patterns of fold interference: influence of early fold shapes.- J. Struct. Geol., 3 (1): 19-23; Oxford.
- Weyl, R., 1969a: Geologische Bilder aus Mittelamerika. 1. Kreidezeitlicher Ozeanboden in Costa Rica.- Natur und Museum, 99 (9): 415-423; Frankfurt.
- Weyl, R., 1969b: Magmatische Förderphasen und Gesteinschemismus in Costa Rica (Mittelamerika).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969: 423-446; Stuttgart.
- Weyl, R., 1972: Ozeanische Kruste und Mantelgesteine in Costa Rica (Mittelamerika).- Dtsch. Forschgem. Forschber., 1972: 336-341; Wiesbaden.
- Weyl, R., 1980: Geology of Central America.- 371 págs.; Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Wildberg, H., 1983: Die Magmatite des Nicoya-Komplexes, Costa Rica, Zentralamerika.- 168 págs.; Tesis de doctorado, Univ. Münster (inédita).

- Widberg, H.G.H., 1984: Der Nicoya-Komplex, Costa Rica, Zentralamerika; Magmatismus und Genese eines polygenetischen Ophiolith-Komplexes.- Münster, Forsch. Geol. Paläont., 62: 123 págs.; Münster.
- Widberg, H., Gursky, H.-J., Schmidt-Effing, R. & Strebin, M.M., 1981: Der Ophiolith-Komplex der Halbinsel Nicoya, Costa Rica, Zentralamerika.- Zbl. Geol. Paläont., I, 3/4: 195-209; Stuttgart.
- Wilson, H.H., 1974: Cretaceous sedimentation and orogeny in Nuclear Central America.- Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol., 58 ((7): 1348-1396; Tulsa.
- Winkler, H.G.F., 1979: Petrogenesis of metamorphic rocks.- 348 págs.; Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- Woodcock, N.H., 1976: Structural style in slump sheets: Ludlow series, Powys, Wales.- J. Geol. Soc. London, 132: 339-415; London.
- Woodcock, N.H., 1979: Size of submarine slides and their significance.- J. Struct. Geol., 1 (2): 137-142; Oxford.