

## DEFORMACION Y ESFUERZOS NEOTECTONICOS EN COSTA RICA

Walter K. Montero & Luis D. Morales

Escuela Centroamericana de Geología y Centro de Investigaciones Geofísicas, Apdo, 35, 2060  
Universidad de Costa Rica, Red Sismológica Nacional (ICE-UCR), San José, Costa Rica

**ABSTRACT:** Seismological, vulcanological, geomorphological and structural data and criterion are used in order to define stress trajectories and the neotectonic deformation that occur in the morphotectonic units of Costa Rica.

The neotectonic deformation data show that the trench-forearc-arc-backarc region has been subjected to maximum horizontal compressive stresses (ECHM) that correspond to the maximum principal stress ( $\sigma_1$ ). These stresses trend N30°E between the Middle American Trench and the forearc area. The predominant faulting is thrust or reverse faulting. In the arc, the predominant orientation of  $\sigma_1$  is N0°E, and the principal faulting is strike-slip. In the backarc area,  $\sigma_1$  also trends N0°E. The 20°-30° counterclockwise ECHM rotation between the interplate margin and the internal arc is apparent and is explained by oblique convergence between the Cocos-Caribbean plates.

**RESUMEN:** Datos y criterios principalmente sismológicos, vulcanológicos, geomorfológicos y estructurales son utilizados para definir las trayectorias de esfuerzos y de deformación neotectónica en las diferentes unidades morfotectónicas de Costa Rica.

Los datos de deformación neotectónica muestran que la región fosa-arco antearco-arco interno-área trasarco está sometida a esfuerzos compresivos horizontales máximos (ECHM) que corresponden al esfuerzo principal máximo ( $\sigma_1$ ). Estos esfuerzos tienen orientación N 30°E entre la fosa Mesoamericana y el espacio fosa-arco y el fallamiento dominante es el inverso. En el arco interno la orientación predominante de  $\sigma_1$  es N 0°E y el fallamiento característico es de desplazamiento de rumbo. Finalmente en el área trasarco se mantiene la orientación  $\sigma_1$  de N 0°E. La rotación en sentido retrogiro de 20° a 30° en el ECHM, al pasar de la zona de convergencia de placas al arco interno es aparente y se explica por convergencia oblicua de la placa del Coco respecto a la fosa Mesoamericana.

### INTRODUCCION

La deformación neotectónica en un margen convergente activo como es la región de Costa Rica depende de diversos factores como son las direcciones de movimiento y las velocidades relativas y absolutas de las placas que convergen, el grado de acoplamiento entre ellas, las características estructurales y litológicas tanto de la placa consumida como de la placa que consume, ambas heredadas de una historia geológica particular iniciada desde el momento de la formación cortical específica. En este trabajo, se realiza una

síntesis de datos neotectónicos de la región de Costa Rica, a partir de publicaciones escritas por diferentes autores especialmente durante los últimos diez años. Se han incluido estudios geomorfológicos, los cuales principalmente proporcionan evidencia de zonas de levantamiento o hundimiento; de estudios geodésicos; estudios de estructuras volcánicas y los alineamientos asociados los cuales son paralelos a la dirección del esfuerzo compresivo horizontal máximo (ECHM) (NAKAMURA, 1977); estudios sismológicos especialmente aquellos donde se han obtenido mecanismos focales que permiten deducir el campo de

esfuerzos que originó un temblor- (o serie de temblores) y estudios de fracturamiento y fallamiento Cuaternario a Reciente. A partir de estos datos deducimos un mapa de trayectorias de esfuerzos tectónicos regionales, que han operado durante el Cuaternario, desde la región de interacción de placas, pasando por la zona antearco, el arco interno y concluyendo en el área trasarco.

## MARCO TECTONICO

### Espacio Fosa-Arco

Incluye el arco antearco donde afloran principalmente el complejo ofiolítico del Cretácico-Paleoceno (Complejo de Nicoya). Además las cuencas antearco caracterizadas por las depresiones rellenas por sedimentos del Cretácico Superior al Reciente que se ubican entre el arco antearco y el arco interno, donde sobresalen la cuenca del río Tempisque, el Golfo de Nicoya y el Golfo Dulce. Tienen estos elementos morfotectónicos, orientación NW, paralela a la fosa Mesoamericana. El margen convergente entre las placas Coco-Caribe, que se ubica bajo esta zona controla fundamentalmente la neotectónica presente.

En el margen interplaca que se presenta a los largo del litoral pacífico de Costa Rica se originan temblores predominantemente de fallamiento inverso, de bajo ángulo con una dirección media de convergencia de N30°E, con profundidades menores a 40 Km, y magnitudes máximas inferiores a 8.0 (MOLNAR & SYKES, 1989; DEAN & DRAKE, 1978; MONTERO Y PONCE, 1979; BURBACH et al., 1984; WOLTERS, 1986; GUENDEL, 1986). La zona de Benioff se caracteriza por hipocentros que disminuyen de profundidad del Noroeste hacia el sureste. El origen de la subducción más somera hacia el sureste resulta de la colisión y resistencia a la subducción del levantamiento asísmico boyante del Coco y de sus irregularidades morfológicas (Fig. 1) (BURBACH et al., 1984; MORALES, 1985; GUENDEL, 1986).

El margen convergente presenta tres zonas características:

1. *Noroeste de la Península de Nicoya:* Se presenta un proceso de subducción normal, similar al resto de Centro América con acreción que se presenta por debajo del pie de la ladera interna de la fosa (SHIPPLEY & MOORE, 1986; MOORE & SHIPPLEY, 1988) y que explicaría el levantamiento observado por HARE & GARDNER (1985) en la península de Nicoya.

Hacia el interior se presenta bajo el arco interno, los focos sísmicos de mayor profundidad (cercanos a los 200 Km) con un plano sísmico de alto ángulo en su zona terminal (60° - 70°). (BURBACH et al., 1984; GUENDEL, 1986; WOLTERS, 1986).

2. *Zona de transición entre las penínsulas de Nicoya y Osa:* Se presenta el borde batimétrico del flanco noroeste del levantamiento asísmico del Coco, se observa una disminución notoria en la profundidad de la fosa (de los 4.000 m. frente a Nicoya, a los 2.000 m. cerca de Osa), con un proceso de subducción de menor ángulo en su zona terminal (<40°). Los focos sísmicos alcanzan hasta los 120 Km. de profundidad en la región bajo el arco volcánico (BURBACH et al., 1984; MORALES, 1985; GUENDEL, 1986). Un sistema de fallas con rumbo NE que se encuentra en el extremo sur de la Península de Nicoya (MADRIGAL, 1970; BAUMGARTNER et al., 1985) y una fractura incipiente al oeste de la península de Osa cerca de los 84° de longitud oeste (MORALES Y MONTERO, 1984; MORALES, 1985; ALVARADO et al., 1986; MONTERO & CLIMENT, en prensa), limitan esta zona, donde los mecanismos focales muestran un proceso tectónico más complejo (Dean y Drake, 1978) y con patrones de sismicidad orientados con el rumbo de las fracturas consideradas (MORALES & MONTERO, 1984).

3. *Zona de Osa-Burica:* Afectada por la colisión del levantamiento boyante del Coco, con una subducción de bajo ángulo y con focos sísmicos superficiales (menor 50 Km). Los mecanismo focales indican procesos de ruptura complejos y variados (MOLNAR Y SYKES, 1969; BURBACH et al., 1984; ADAMEK et al., 1987; GUENDEL, 1986). No existe desarrollo de un

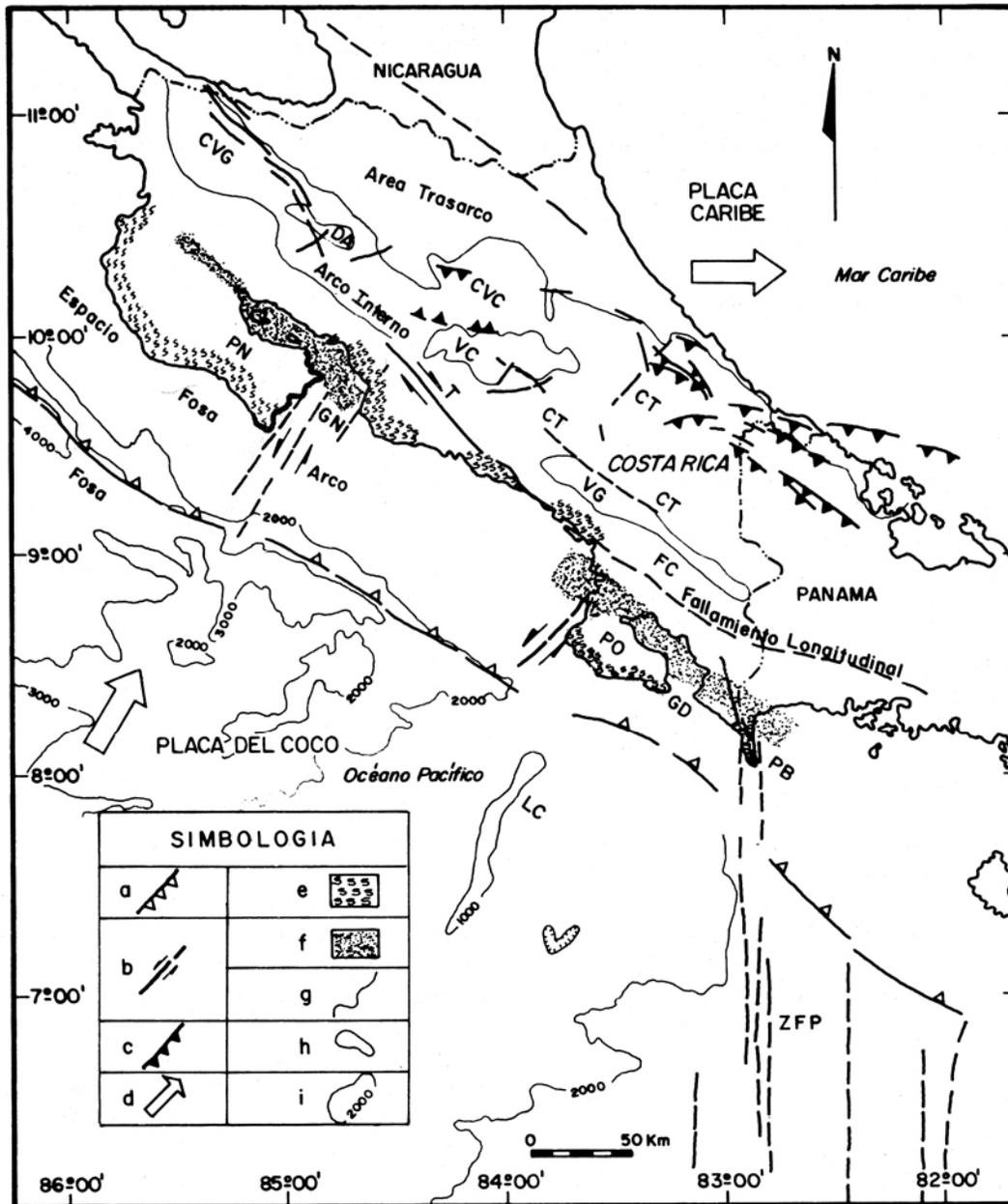


Fig. 1. Neotectónica y tectónica actual en la región de Costa Rica con las tres principales unidades morfotectónicas: espacio Fosa-arco, arco interno (Valles o depresiones y Serranías del interior) y área trasarco. a: Fosa Mesoamericana, triángulos indican la dirección de subducción; B. Falla a trazos cuando es inferida, flechas indican movimientos relativos; C: Falla inversa o frente de corrimiento. D: Movimiento relativo de la placa del Coco respecto a la placa Caribe (N 30° E) y de la placa Caribe respecto a la placa de Norteamérica (E). E: Zonas de costa con levantamiento reciente; F: Zonas de hundimiento; G: Límite entre zonas morfotectónicas; H: Cuencas o depresiones dentro del arco interno; I: Curvas batimétricas en metros bajo el nivel del mar. PN, se refiere a la Península de Nicoya; PO, a la Península de Osa; PB, a la Península de Burica; CVG, a la Cordillera Volcánica de Guanacaste; CVC, a la Cordillera Volcánica Central; CT, a la Cordillera de Talamanca, FC a la Fila Costeña, DA, a la Depresión de Arenal; VC, al Valle del General; GN es el Golfo de Nicoya, GD es el Golfo Dulce, LC es el levantamiento del Coco y ZFP es la zona de fractura de Panamá.

arco volcánico cuaternario interno y se presenta una fosa oceánica discontinua y superficial (menor 2.000 m.) La zona de convergencia termina en la zona de fractura de Panamá (ZFP) que tiene orientación N-S y es una falla transformante lateral-derecha que separa las placas del Coco y Nazca, al sur de Punta Burica (MOLNAR & SYKES, 1969; ADAMEK et al, 1988).

#### Arco interno o arco magmático

Caracterizado por un basamento volcánico-sedimentario Terciario intruido por plutones y sobreyacido parcialmente por plataformas de ignimbritas y estratovolcanes cuaternarios (zona NW y Central del país), y por un vulcanismo postorogénico y sedimentos de pie de monte al SE del país (ALVARADO et al., 1986). Corresponde esta región con los valles y serranías del interior del país, donde se originan temblores intraplaca ( $h < 20$  Km.) de magnitud moderada, resultado del fallamiento local y que históricamente han sido los más destructivos (MONTERO, 1983).

#### Area trasarco

Corresponde con las llanuras aluvionales del norte y de la zona Caribe de Costa Rica. El nivel de sismicidad es muy bajo, excepto en la zona de transición hacia el borde cordillerano.

### DEFORMACION NEOTECTONICA Y TRAYECTORIA DE LOS ESFUERZOS

#### Región fosa-arco

Se inicia con el margen convergente de las placas Coco-Caribe. A lo largo del extremo SE la fosa Mesoamericana, presenta una razón de convergencia de 9.5 cm/año (MINSTER & JORDAN, 1978). De esta interacción resultan esfuerzos tectónicos compresivos de rumbo SW-NE que han sido los responsables del desarrollo de importantes elementos morfo-estructurales de rumbo NW-SE a través del país y que son paralelos a la fosa Mesoamericana. Estos han resultado de un proceso de subducción que se inició hace

aproximadamente 70 m.a. (SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985).

Para conocer el estado de esfuerzos de la región y la actividad tectónica más reciente, recopilamos las soluciones focales de diferentes autores (MOLNAR & SYKES, 1969; DEAN & DRAKE, 1978; MONTERO & PONCE, 1979; WOLTERS, 1986; GUENDEL, 1986, ADAMEK et al, 1987, BOSCHINI Y ROJAS, 1987, OVSI-CORI-UNA, 1988, ADAMEK et al, 1988).

Además recopilamos datos geomorfológicos que indican levantamiento o hundimientos y actividad neotectónica de frentes montañosos y del fallamiento (MADRIGAL, 1970 y 1978; FISCHER, 1980; HEYWOOD, 1984; HARE & GARDNER, 1985; WELLS et al, 1988; CORRIGAN et al, en prensa; GARDNER et al, en preparación). Los ejes principales de esfuerzos y sus posibles trayectorias, según los mecanismos focales conocidos se muestran en la Fig. 2.

El tramo fosa-arco puede ser subdividido en tres regiones:

1) *Sector Península de Santa Elena-Península de Nicoya*: Presenta esfuerzos horizontales máximos deducidos de mecanismos focales, predominantemente compresivos y de dirección media N 30°E (Fig. 2) correspondiendo con la dirección de convergencia propuesta por MOLNAR & SYKES (1969).

En el extremo sur de este sector con base en datos de sismicidad y soluciones de mecanismos focales, LIAW & MATUMOTO (1979), proponen una falla de desgarre en la placa Coco. Usando datos telesísmicos, BURBACH et al (1984) encuentran evidencias de dicha ruptura o segmentación. Lo anterior justificaría el cambio que se da en la dirección de los esfuerzos y por lo tanto en los mecanismo de ruptura bajo la península de Nicoya, los cuales podrían estar relacionados a deformación dentro de la placa del Coco y no se usan para determinar el ECHM, (Fig. 2). La falta de soluciones de mecanismo focales en el extremo sur de dicha península, limitan el poder definir la distribución de los esfuerzos en relación con la zona de fractura propuesta por BAUMGARTNER, et al. (1984), (Fig. 1), con base en datos geológicos y batimétricos, y a la orientación de la sismicidad local (MORALES & MONTERO, 1984).

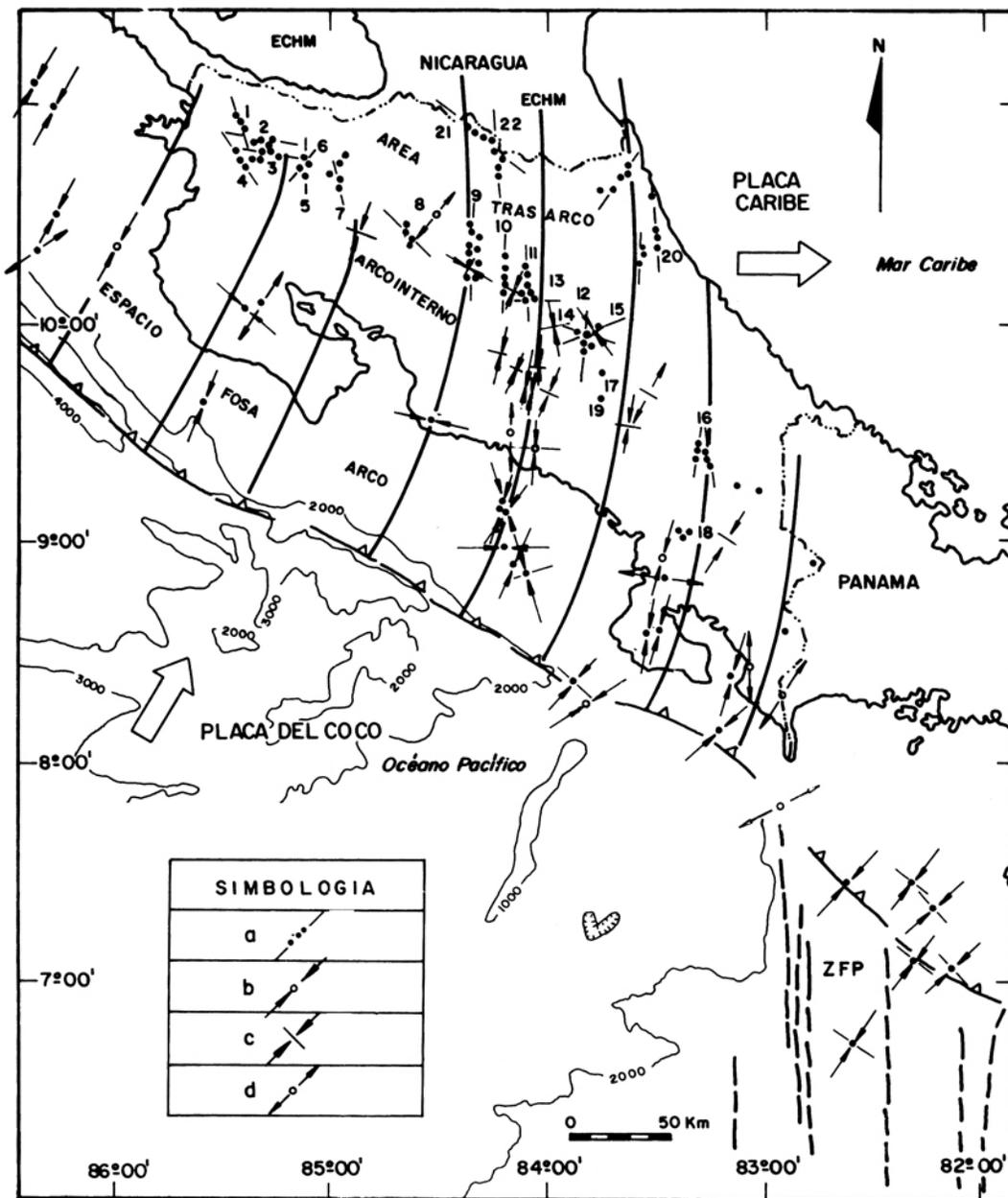


Fig. 2. Trayectoria de los esfuerzos compresivos horizontales máximos (ECHM) en la región de Costa Rica representados por trazos gruesos continuos de dirección NE-N.

a: Alineamiento volcánico, con círculos rellenos se representan los focos eruptivos. Los números indican lo diferentes alineamientos volcánicos.

b: Dirección del Eje P deducido de un mecanismo focal de falla inversa.

c: Dirección del eje P deducido de un mecanismo focal de falla de desplazamiento de rumbo.

d: Dirección del eje T deducido de un mecanismo focal de falla normal.

Otros símbolos, según la explicación de la figura 1.

Levantamientos recientes (Cuaternario) de la costa han sido determinados por FISHER (1980) HARE & GARDNER (1985) y GARDNER et al (en preparación) para esta zona antearco. SHIPLEY & MOORE (1986) determinaron que la sección sedimentaria superior de la placa del Coco esta siendo acrecionada por debajo de la ladera interna de la placa Caribe en este sector de la península de Nicoya. Esto necesariamente debe provocar levantamiento en esta región. El levantamiento ha sido estimado por GARDNER et al (en preparación) en 1m/ka para sedimentos Plio-Pleistoceno y 2.5 m/Ka para el Holoceno. Al NE de este sector existe subsidencia en el Golfo de Nicoya y alrededores en correspondencia con la Cuenca Antearco (FISHER, 1980, Fig. 1).

2) *Sector entre las penínsulas de Nicoya y Osa*: A lo largo del meridiano 84°, se presenta una distribución heterogénea de los esfuerzos en correspondencia con una incipiente zona de fractura (MIYAMURA, 1980; BURBACH et al, 1984; MORALES, 1985; ALVARADO et al., 1986; MONTERO Y CLIMENT, en prensa), y donde coexisten esfuerzos compresivos relacionados con fallamiento inverso de bajo ángulo y fallamiento transcurrente de desplazamiento alternante tanto lateral derecho como lateral izquierdo para un rumbo similar, lo cual puede explicarse como el resultado de un movimiento diferencial alterno de la subducción a uno y otro lado de la zona de fractura (ALVARADO et al., 1986). Dicho mecanismo ha sido considerado originalmente por CHUNG & KANAMORI (1978) para la zona de fractura de D'Entrecasteaux en el arco de las Nuevas Hebridias. GUENDEL (1986) propone que el origen de este fallamiento de desplazamiento de rumbo es asociado al levantamiento local o deformación de la zona de Wadati-Benioff causado por la fuerza boyante asociada con la subducción de un alto batimétrico de baja densidad en el flanco norte del levantamiento del Coco.

Tiene relevancia tectónica el hecho de que al este y sureste de esta fractura de los 84°, desaparece el vulcanismo cuaternario y los temblores de profundidad intermedia, como resultado de la subducción del levantamiento asísmico del Coco (VOGT et al., 1976; KELLEHER & MC CANN, 1976). En relación con el levantamiento, GARD-

NER et al (en preparación) estiman con base en la incisión de terrazas aluviales del Cuaternario tardío, una velocidad de levantamiento que esta entre 0.4 m / Ka y 3.0 m / Ka. MENGES et al, (1987) y WELLS et al (1988) analizan parámetros morfométricos del frente montañoso de la Fila Costeña señalando una fuerte actividad neotectónica que aumenta del sector noroeste al sureste. Parte de esta actividad del Cuaternario Tardío ha sido determinado de dataciones radiométricas.

3) *Sector entre las penínsulas de Osa y Burica*: Corresponde con la región intersectada por el eje del levantamiento del Coco que ha deformado y levantado el eje de la fosa Mesoamericana. Tiene lugar un complejo proceso de subducción de bajo ángulo (BURBACH et al, 1984; GUENDEL, 1986, ADAMEK et al, 1987), que ha penetrado cerca de 50 Km. desde hace aproximadamente un millón de años (LONSDALE & KLITGORD, 1978).

El patrón de esfuerzos dominante es compresivo, con una dirección predominante de N 20°E en la zona de interacción de placas. La península de Osa tiene costas que muestran levantamientos recientes (MADRIGAL, 1978; FISHER, 1980). El levantamiento en la Península de Osa que es el mayor del arco antearco de Costa Rica, ha sido estimado por GARDNER et al (en preparación) con base en dataciones radiométricas de la estratigrafía del Cuaternario Tardío, desde un valor máximo de 6.2 m /Ka que disminuye sistemáticamente hacia el NE a un valor de 1.8 m /ka. El basculamiento al NE de la península de Osa ocurre con una velocidad de rotación angular de 0.03 grados/ 1000 años. El levantamiento en la península de Burica varía de 4.6 m/Ka para el Holoceno Tardío a 1.2 m/Ka para el período posterior al Plioceno Tardío. En la península de Osa el fallamiento reciente observado es normal (WELLS et al, 1988). Sin embargo, en el extremo noroeste de la Península de Osa, MESCHEDÉ et al, (1988) definieron la falla Drake con rumbo este noreste y con desplazamiento sinistral, y en Burica existe una falla reciente de rumbo N de desplazamiento de rumbo dextral (CORRIGAN et al, en prensa). El análisis de estructuras neotectónicas determinó una dirección de esfuer-

zos tensionales paralelos al rumbo de la fosa y el ECHM de rumbo NE, transversal a la fosa (CORRIGAN et al, en prensa). Esfuerzos tensionales paralelos a la fosa también se han determinado en coincidencia con la cuenca antearco del Golfo Dulce, de orientación NW paralela a la fosa (Fig. 2).

El complejo proceso de subducción y la respuesta de un movimiento independiente del postulados bloque de Osa y Burica (ADAMEK et al, 1987), determinan un ambiente geotectónico de deformación dentro del borde oeste de la Placa Caribe, con movimientos someros normales y de desplazamiento de rumbo y fallamiento inverso en la zona de interacción de placas, responsables de la tectónica local reciente.

En la zona de fractura de Panamá al sur de Punta Burica, los esfuerzos compresivos muestran una distribución sistemática (N 30° E) consistente con el fallamiento transformante dextral interplaca (Coco-Nazca), como ha sido determinado por diferentes autores (MOLNAR & SYKES 1969; PENNINGTON, 1982; ADAMEK et al, 1988).

### Arco Interno

Para facilitar el análisis esta región se divide en Cordillera Volcánica del Guanacaste (incluyendo volcanes Arenal-Chato), Cordillera Volcánica Central y Cordillera de Talamanca (Fig. 1).

#### *Cordillera Volcánica del Guanacaste:*

Los alineamientos volcánicos asociados a los volcanes principales de esta cordillera Cuaternaria se numeran del 1 al 8 en la Fig. 2. Tienen variaciones entre el N30°W (alineamientos Tenorio - Montezuma (7) y Arenal - Chato (8)), el N 15°W (alineamiento volcánico asociado al Orosi - Cacao (1)) y el N 30° E (alineamiento más reciente asociado al Volcán Miravalles (6)), el cual además presenta un alineamiento de edad anterior de rumbo N O°E (5), (ALVARADO et al, 1986). Un alineamiento volcánico de rumbo N 70 W se presenta asociado a los volcanes Rincón de la Vieja (2) y Santa María (3) (ALVARADO et al, 1989). Una efu-

sión pliocuaternaria asociada a los domos de Cañas Dulces (4) tiene rumbo N 30° W (ALVARADO et al, 1989). El Fracturamiento regional tensional Reciente en la región del Volcán Miravalles tiene rumbos predominantes N O° E y N30° E, siendo el primer sistema de edad anterior, aunque aparentemente ha sido recientemente reactivado (ELECTROCONSULT, 1983). Los terremotos de 1935 y 1941 ocurridos en la región de Bagaces fueron asociados al fallamiento normal NS por MONTERO y ALVARADO (1988).

En las cercanías del volcán Arenal han ocurrido tres terremotos entre el siglo XIX y el XX (MONTERO, 1986). El más reciente fue el terremoto del 13 de abril de 1973 (Ms= 6.5) con un mecanismo de desplazamiento de rumbo (GUENDEL, 1986) y con el ECHM de rumbo N20°E. Réplicas de este evento delinearon una falla de rumbo N O° E y otra ruptura de rumbo N 30° W (UMAÑA et al, 1979).

Se observa que los alineamientos volcánicos son cortos y con pocos edificios volcánicos y muy variables en su rumbo. El fallamiento reciente determinado es escaso y sólo se tiene un mecanismo focal, por lo cual no es posible determinar un ECHM confiable para esta región.

#### *Cordillera Volcánica Central*

Los alineamientos volcánicos principales se muestran numerados en la figura 2. Tienen rumbo predominante N O° E. Estos alineamientos son los asociados a los volcanes Platanar-Porvenir (9), al Volcán Poás (10), al Volcán Barba (11) y al Volcán Irazú (12). Subsidiariamente se presentan alineamientos N 90° E en el macizo del Barba (13) y del Irazú (14) y otro NE entre el Volcán Irazú y el Volcán Turrialba (15) (ALVARADO, 1986; ALVARADO et al, 1980; BARQUERO & SAENZ, 1987; THORPE, 1984). Fallamiento neotectónico ha sido definido por diferentes autores. ALVARADO et al (1988), interpretaron grábenes de rumbo dominante N O° E, una falla transcurrente dextral de rumbo NW y otras fallas de deslizamiento no determinado en la región occidental de esta cordillera (Fig. 3). Los escarpes de Alajuela y de San Miguel que limitan los bordes Norte y Sur de esta Cordillera hacia su sector oeste, han sido relacionados a una falla de

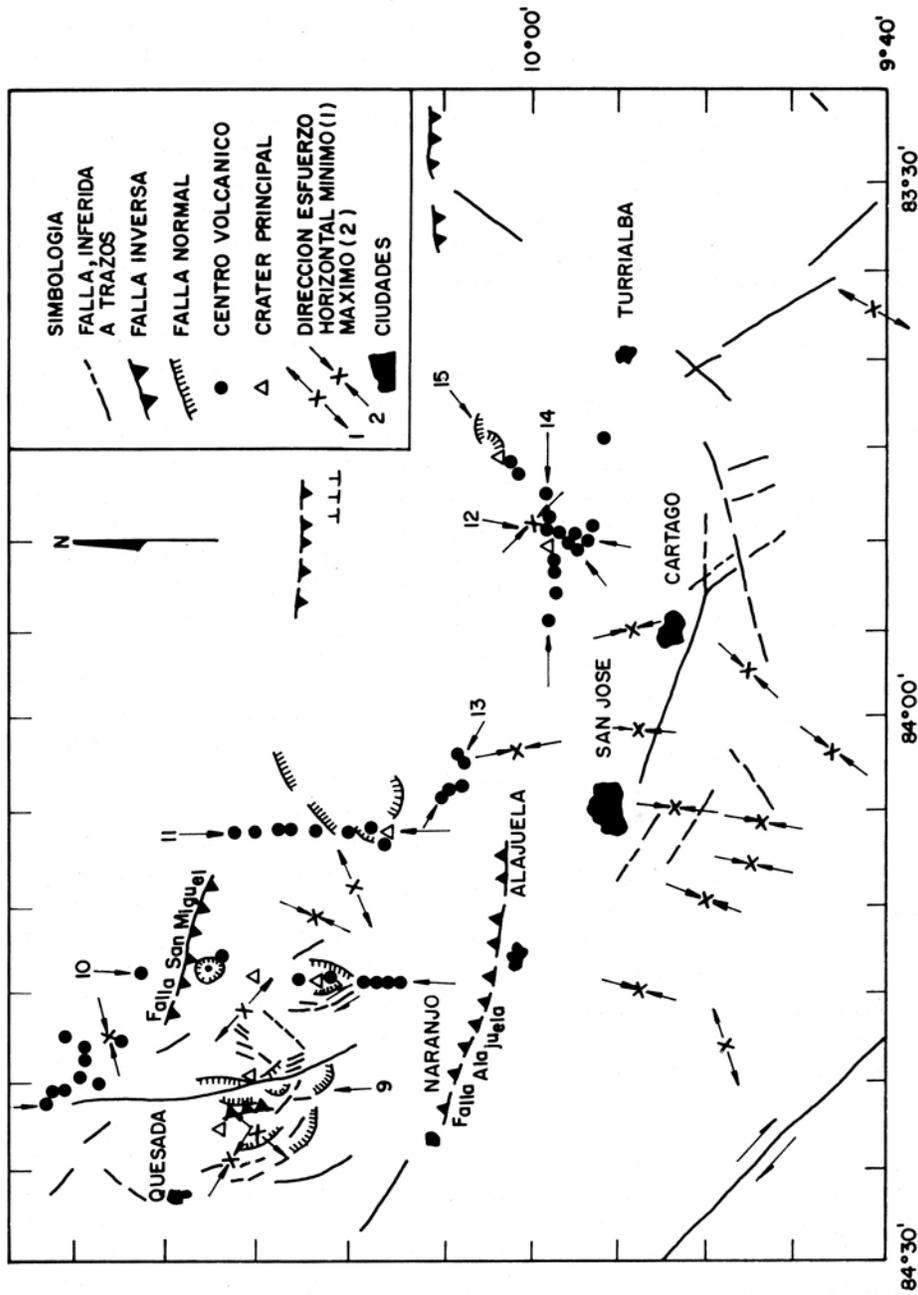


Fig. 3. Neotectónica de la región Central de Costa Rica. Se muestran las fallas y los alineamientos volcánicos Cuaternarios que han sido reconocidas con base en los trabajos de Alvarado et al (1988), Borgia et al (1988), Boschini (1989), Denyer y Montero (1989) y Madrigal y Rojas (1980). Se incorporan además las direcciones del esfuerzo horizontal mínimo y máximo obtenidos de mecanismos focales de temblores según trabajos de Alvarado et al (1988), Montero y Dewey (1982), Montero y Morales (1984), Guendel (1985), OVSICORI-UNA (1987) y OVSICORI-UNA (1988).

tipo inversa con un pliegue en su parte frontal, ambas estructuras originadas por esfuerzos fundamentalmente gravitativos disparados por procesos magmáticos ocurridos en los últimos 20.000 años (BORGIA et al, 1987; BORGIA et al, en prensa).

Fallas de alto ángulo paralelas al frente volcánico del lado norte de los volcanes Irazú-Turrialba han sido interpretados por KESSEL & LOWE (1987). BORGIA et al (en prensa) y BOSCHINI (1989) las interpretan como fallas inversas. Terremotos históricos y recientes han ocurrido en esta región con magnitudes intermedias ( $5.0 \leq M \leq 6.5$ ) (MONTERO, 1986). A partir de la ocurrencia de temblores de magnitudes bajas ( $4.5 < M$ ) especialmente en forma de enjambres, MONTERO & DEWEY (1982) encontraron un mecanismo focal compuesto con solución de falla oblicua transcurrente con un ECHM de rumbo N 09° W (su solución I). La actividad sísmica estuvo concentrada entre el Volcán Irazú y el Barba. ALVARADO et al (1988) determinaron varios mecanismos focales compuestos en la región oeste de la Cordillera, tres de los cuales tienen solución de falla normal sin una orientación consistente del esfuerzo tensional. Otra solución es de falla inversa y otra es de desplazamiento de rumbo. GUENDEL (1985) propone una solución de falla inversa para un enjambre de temblores entre los volcanes Irazú y Turrialba. El ECHM tiene orientación aproximada N 33° W. El fallamiento reciente, focos eruptivos Cuaternarios y las orientaciones de los esfuerzos  $\sigma_1$  (para alineamientos volcánicos, mecanismos focales, inversos y transcurrentes) y  $\sigma_3$  (para mecanismos focales de falla normal) para esta región se muestran en detalle en la Fig. 3.

#### *Cordillera de Talamanca:*

La actividad volcánica en esta región ha concluido entre el Plioceno y el Pleistoceno temprano. Un alineamiento volcánico de edad Plio-Pleistoceno de rumbo aproximado N 20° W se presenta en la fila Durika (16) y aparatos aislados se presentan en el Cerro Doan (17), el Cerro Mano de Tigre (18) y el Cerro Jaboncillo (19) (ALVARADO, 1984; BARQUERO & SAENZ, 1987).

Los levantamientos en esta región son relativamente recientes. DENG (1962) sugiere que estos se iniciaron durante el Plioceno Tardío o al principio del Pleistoceno y han continuado en el Holoceno.

En la región Central entre la Cordillera Volcánica Central y la Cordillera de Talamanca se realizaron recientemente, recorridos transversales al país de nivelación geodésica, con base en los cuales MIYAMURA (1975) determinó una velocidad de levantamiento de 1-2 mm por año.

Evidencias geomorfológicas de este proceso tectónico han sido mencionadas por diferentes autores. MADRIGAL (1977) propone con base en una serie de anomalías geomórficas encontradas en el Valle del General (como por ejemplo drenajes antecedentes, inversión de drenajes, etc), un ascenso de la fila Costeña durante el Pleistoceno. KESSEL & LOWE (1987 a) proponen que los abanicos en el Valle de General han sido formados en respuesta al levantamiento Pleistoceno de la Cordillera de Talamanca. Su evolución posterior ha estado influenciada, tanto por el levantamiento de Talamanca como por el de la fila Costeña. Este levantamiento se originó a lo largo de fallas normales paralelas al frente montañoso. Sin embargo, el fallamiento más reciente (17.000 años en algunas partes) es de tipo inverso y es más o menos paralelo al frente montañoso (KESSEL & LOWE, 1987 a).

En las estribaciones norte de esta Cordillera, en su límite con el Valle Central se presenta actualmente actividad sísmica de baja magnitud ( $M < 4.5$ ). MONTERO & DEWEY (1982), MONTERO & MORALES (1984), AGUILAR (1984) y ROJAS & BOSCHINI (1988) han obtenido mecanismos focales compuestos de estos eventos, los cuales son predominantemente de desplazamiento de rumbo y con el ECHM de rumbo aproximado N 0° E. En algunas zonas, mecanismos inversos o normales están presentes, lo cual sugiere deformación combinada (tipo C y Tipo E en la nomenclatura de PHILLIP, 1987). Terremotos destructivos ( $5.0 \leq M \leq 6.5$ ) en tiempo histórico y reciente y con foco superficial también han ocurrido en esta área de la Cordillera de Talamanca (MONTERO, 1983; MONTERO, 1986; MORALES, 1985). En la zona Central de

la Cordillera, cerca de la región de mayor altitud, ocurrió el terremoto del 03 de julio de 1983. El mecanismo focal de este evento es predominantemente de desplazamiento de rumbo (GUENDEL, 1986) con el ECHM de rumbo N 12° E.

Hacia el borde este de la Cordillera también se ha presentado actividad sísmica histórica y reciente (por ejemplo: terremoto de Limón del 7 de enero, 1953, M=5.5). El origen de esta sismicidad puede estar relacionada a la deformación neotectónica que se presenta a lo largo del cinturón deformado del norte de Panamá (CASE & HOLCOMBE, 1980; CASE et al, 1984), el cual presenta actividad sísmica en el sector centroeste de Panamá, con temblores hasta de magnitud moderada, modelando una zona sísmica que sería originada por el hundimiento de basamento de la cuenca de Colombia bajo el borde continental del Norte de Panamá (ADAMEK & OTROS, 1988).

#### Area trasarco

La actividad sísmica reciente es de baja magnitud y escasa. No se tiene evidencia de terremotos o temblores fuertes dentro de esta región, excepto en el límite con el arco interno. Ejemplos son los temblores de Fortuna del 15 al 22 de setiembre de 1962 (MIYAMURA, 1980) y los temblores de Matina de 1746 y del 21 de febrero de 1798 (GONZALEZ, 1910; MONTERO, 1988).

La actividad volcánica del Pliopleistoceno es de carácter alcalina y está constituida por conos de poca altura piroclásticos o lávicos (ALVARADO, 1984). No existe registro de actividad histórica o reciente. Los edificios volcánicos se presentan en alineamientos.

El conjunto Tortuguero, Cerro Colón, las Lomas y Cerro Coronel presenta rumbo N 0°E (20). El alineamiento de los Cerros Nispero-Cerros de la Mona, tiene rumbo N 35°W (21). En el extremo sureste de este alineamiento se superpone otro alineamiento de rumbo N 0°E (22), constituido por los Cerros Caballón y los Cerros de la Mona.

#### TRAYECTORIA DE LOS ESFUERZOS TECTONICOS EN COSTA RICA.

La síntesis de los diversos datos neotectónicos permite su interpretación en términos de trayectoria de los esfuerzos regionales. Estos se muestran en la Fig. 2, desde la región de interacción de placas hacia el interior del país y concluyendo en el área trasarco. En la región de convergencia de placas el mecanismo de fallamiento dominante es el inverso y el ECHM tiene dirección predominante N 30°E. Se presentan desviaciones de los esfuerzos en regiones de mayor complejidad tectónica dentro de la zona de convergencia. Ejemplos son, la región de segmentación propuesta por LIAW y MATUMOTO (1980) en la región de la Península de Nicoya o también la fractura propuesta a los 84°W por MORALES & MONTERO (1983), ALVARADO et al (1986) y MONTERO Y CLIMENT (en prensa).

En el nivel estructural somero de la zona antearco predominan los levantamientos y hundimientos a lo largo de diferentes regiones del país (FISCHER, 1980; GARDNER et al, en prensa). Interpretamos que el ECHM mantiene el rumbo N 30°E, aunque los datos neotectónicos que permiten deducir el esfuerzo regional, son escasos. En la región de Osa y Burica, una deformación neotectónica caracterizada por fallamiento normal y de desplazamientos de rumbo con el eje de esfuerzos mínimo horizontal paralelo al margen convergente (CORRIGAN et al, en prensa) resulta del levantamiento y basculamiento hacia NE del bloque de Osa y Burica.

En el arco interno en el sector de la Cordillera Volcánica Central-Cordillera de Talamanca, el ECHM tiene una rotación aparente de alrededor de 20° a 30° en el sentido contrario a las manecillas del reloj respecto a la orientación de la zona de convergencia de placas. El ECHM tiene rumbo predominante entre el NO°E y N 10°E. El fallamiento característico es de desplazamiento de rumbo, combinado localmente con fallamiento normal e inverso. En el sector de la Cordillera Volcánica del Guanacaste la orientación del ECHM es difusa con base en lineamientos volcánicos, porque se superponen a la orientación N0°E,

las orientaciones N15°W-N30°W y N70°W y no existen suficientes mecanismos focales. El terremoto de 1973 proporcionó un ECHM de rumbo similar a la dirección de convergencia. Las trayectorias de esfuerzos se muestran a trazos, dada la incertidumbre en la información.

En el área trasarco este se mantiene la orientación del ECHM entre el N 0°-10°E tal como se infiere de los alineamientos volcánicos.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

La dirección de los principales elementos morfotectónicos de Costa Rica al igual que en el resto de América Central, son de rumbo NW, paralelos a la fosa Mesoamericana. Esto refleja que la evolución tectónica de estas macroestructuras ha estado fundamentalmente controlada por los esfuerzos generados a partir de la convergencia N 30°E entre las Placas Coco-Caribe. Pero a diferencia de lo determinado en los bordes de otras placas que cabalgan, donde el ECHM es paralelo a la dirección de convergencia, como es el caso de Japón (MATSUDA, 1967) Alaska (NAKAMURA et al, 1980) y Europa (PHILIP, 1987), en Costa Rica y especialmente evidente en el sector central sur del país, la dirección del ECHM parece tener una rotación de entre 20° y 30° respecto a la orientación N 30° E existente en la región de interacción Coco-Caribe. La respuesta a la pregunta de si este cambio de orientación del ECHM es significativo, podemos encontrarla considerando datos más regionales. DENGU et al (1970) encontraron que en Centro América una mayoría de los alineamientos Cuaternarios de los focos eruptivos están localizados a lo largo de fallas N-S. Sistemas de grábenes cuaternarios de orientación N-S, tales como el graben de la ciudad de Guatemala, el graben de Ipala y el de Camayagua se presentan en la región norte de Centro América (DENGU et al, 1970, PLAFKER, 1976; MAN & BURKE, 1984 a) y sistemas de grábenes norte-sur han sido descritos en la cuenca de Colombia (BOWLAND, 1984). Los mecanismos focales deducidos de temblores ocurridos en diversas regiones del interior de Centro América y en algunos casos de ambientes tectónicos muy diversos, son predominantemente

de tipo transcurrente con el ECHM de orientación cercano al N-S. Ejemplos son los mecanismos focales obtenidos para el terremoto de Managua, Nicaragua del 23 de diciembre de 1972 ( $M_s=6.2$ ) (ALGERMISSEN et al, 1974), del temblor de Honduras del 25 de febrero de 1969 (DEAN & DRAKE, 1978), de los terremotos de San Salvador del 3 de mayo de 1965 (MOLNAR & SYKES, 1969) y del 10 de octubre de 1986 ( $M_L=5.4$ ) (WHITE et al, 1987) y de los temblores de baja magnitud registrados cerca de El Cajón, Honduras (BOWMAN et al, en prensa). Lo anterior se refuerza con el ECHM obtenido de mecanismos focales de temblores de Costa Rica, como ha sido previamente descrito. Deducimos entonces que el ECHM de orientación NS, tiene carácter regional en Centro América en la región del arco interno y posiblemente hasta en el área trasarco.

Determinar el origen de los esfuerzos es un problema relativamente especulativo. MANN et al (en prensa) realizan una revisión de los diferentes modelos propuestos para explicar los patrones de fallamiento y de los focos volcánicos Cuaternarios que se presentan en el borde oeste de la Placa Caribe, en la región Centroamericana. Estos modelos los resumen como: 1) Extensión paralela al arco volcánico y fallamiento de desplazamiento de rumbo paralelo o transversal al cinturón volcánico; 2) Segmentación de la placa del Coco; 3) Interacción entre las placas Caribe-Norte América y 4) Colisión del levantamiento del Coco. Entre las ideas planteadas alrededor del primer modelo esta la sugerencia de HARLOW y WHITE (1985), que proponen deslizamiento dextral a lo largo de la cadena volcánica por causa de una convergencia oblicua de la Placa del Coco, entre 5° y 20° respecto a la inclinación del plano de BENIOFF. Este concepto proporciona un mecanismo que puede explicar la orientación N0°E del ECHM a lo largo del arco interno Centromericano. Esta observación la sustentan en evidencia proporcionada por temblores superficiales como los previamente mencionados. Una sugerencia similar había sido expresada por WILLIAMS et al (1964) y DENGU et al (1970) quienes consideraron que los patrones de fallamiento reciente de Centro América, podrían explicarse por movimiento laterales derecho parale-

los a la fosa mesoamericana, como podría ser la falla Jalpatagua que se encuentra en el sector sur de la Cordillera volcánica del este de Guatemala (DENGO, comunicación verbal, 1989). CARR (1976) encuentra asimismo evidencia de fallamiento dextral paralelo a la fosa, en la región volcánica entre Guatemala y El Salvador. En JARRARD (1976) se discuten diversas regiones del mundo con fallamiento de desplazamiento de rumbo asociado a convergencia oblicua, los cuales están presentes en diversos elementos tectónicos de la placa Cabalgante. En Centro América en la región antearco especialmente del lado de la ladera interna de la fosa, se han determinado diversos mecanismos focales de desplazamiento de rumbo, que han sido asociados principalmente a la segmentación transversal a la fosa. La mayoría de estas soluciones focales, tienen un plano Modal paralelo a la fosa y con una componente de desplazamiento dextral, como se puede determinar de la compilación de mecanismos focales Centroamericanos que se encuentra en MORALES Y MONTERO (1990). En Costa Rica, se presenta el denominado sistema de fallamiento longitudinal (Fig. 1). ALT Y ROGERS (1980) sugieren actividad meotectónica asociada a esta falla en el sector sur, cerca de la frontera con Panamá. En la región de los cerros Turrubares (Fig. 1), la placa desplaza depósitos sedimentarios y volcánicos de edad hasta Pliocena, con una componente lateral derecha (DENYER Y MONTERO, 1988). El rumbo de esta falla de alto ángulo respecto al campo de esfuerzo regional, con el ECHM de rumbo N 0°E, es favorable para que se originen desplazamientos con una fuerte componente dextral.

El fallamiento de desplazamiento dextral, paralelo al arco interno, se explicaría porque la dirección de convergencia es más al norte respecto a la N30°E, que es perpendicular a la fosa, tal como fue encontrada por MOLNAR y SYKES (1969) y asumida por JORDAN (1975), MINS-TER Y JORDAN (1978) y más recientemente replanteada por STEIN et al (1988) en su análisis del movimiento relativo de la placa Caribe respecto a las placas circundantes. Estos modelos parten de la premisa de que el vector deslizamiento obtenido de los mecanismos focales de los

temblores de convergencia, señalan el movimiento interplaca Coco-Caribe. Debe considerarse, sin embargo, la posibilidad de que parte del movimiento interplaca se está resolviendo con movimientos de desplazamiento de rumbo en la región comprendida entre la región antearco y el área trasarco de la placa cabalgante Caribe, como lo sugieren la expresión neotectónica de algunas fallas paralelas al arco (sistema de falla longitudinal en Costa Rica, por ejemplo), o los fallamientos predominantemente transcurrientes relacionados a temblores de magnitud especialmente intermedia, que ocurren a lo largo del arco interno Centroamericano, e incluso en la región antearco. Si este modelo de convergencia oblicua es correcto, la rotación de los ejes ECHM sería aparente, y estaría reflejando que los esfuerzos generados desde la región de interacción de placas son de rumbo cercano al N, cuando se considera conjuntamente la información de temblores de falla inversa del tipo interplaca, y el fallamiento de desplazamiento de rumbo predominantemente dextral del tramo fosa-arco-trasarco.

El ECHM, tiene un rumbo N 0°E tal como es obtenido de alineamientos volcánicos cuaternarios (que incorporan generalmente más de cuatro edificios volcánicos y de longitud de decenas de kilómetros) indicados claramente en la Cordillera Volcánica Central y en el área trasarco y en el Valle Central y Cordillera de Talamanca a partir de mecanismos focales. En el sector Noroeste del país, los alineamientos volcánicos cuaternarios, que son cortos y definidos por pocos edificios volcánicos (dos a cuatro edificios) en la Cordillera Volcánica del Guanacaste, sugieren orientación NW (Rincón de la Vieja), N a NNW (volcanes Tenorio y Orosí (?)) y NE (volcán Miravalles) lo que provoca que la definición del ECHM sea ambigua. El grado de actividad neotectónica es marcadamente mayor a lo largo de la fila Costeña en el sur de Costa Rica y disminuye hacia el noroeste del borde pacífico del país (GARDNER, et al, en preparación; WALLS et al, 1988). En el Valle Central y alrededores, la sismicidad superficial histórica y reciente de magnitud intermedia ( $5.0 \leq M \leq 6.5$ ), ocurre en ciclos sísmicos cada 30 o 40 años con varios terremotos en cada ciclo (MONTERO, 1983). Al

noroeste del país la actividad de terremotos frecuentemente es un evento aislado que tiene un período de retorno mayor (MONTERO, 1986). Estas diferencias volcánicas, sismológicas y de actividad neotectónica entre ambas regiones del país (región central sureste y región noroeste) se explican por la colisión del levantamiento del Coco con la fosa Mesoamericana desde hace 1 m.a. (LONSDALE Y KLITGORD, 1979). El efecto boyante de esta provoca que al subducirse tiende a levantar la región central sureste de Costa Rica, a una mayor velocidad que la región noroeste.

Además el fuerte acoplamiento y una zona más ancha de contacto en la zona interplaca al originarse una convergencia somera y de bajo ángulo, permite un mayor control de los esfuerzos neotectónicos que son transmitidos desde la zona de colisión, hacia el interior del país en su sector central suroeste, y una mayor actividad neotectónica de las fallas que se presentan en este sector del país. En contraposición, en el sector noroeste de Costa Rica se presenta la subducción de un piso oceánico de batimetría suave, con una alta componente de deslizamiento asísmico (McNALLY y MINSTER, 1981) y la zona de Benioff tiene una alta inclinación en la zona terminal bajo la Cordillera Volcánica Cuaternaria. El acoplamiento en la zona interplaca y la compresión inducida desde este borde activo, se considera por consiguiente, menor respecto al sector sureste de Costa Rica. Esto provoca que los esfuerzos ECHM esten menos claramente definidos, aunque la sismicidad somera del arco interno refleja cierta preponderancia del rumbo N O<sup>o</sup> E en el noroeste de Costa Rica como en el resto de América Central.

El ECHM corresponde con ( $\sigma_3$ ) a través de las diversas regiones morfotectónicas consideradas. Sin embargo, en la región pacífica  $\sigma_3$  es vertical y el fallamiento dominante es inverso, aunque a un nivel estructural somero el fallamiento normal y transcurrente encontrados en Osa sugiere extensión ( $\sigma_3$ ) paralela a la fosa (CORRIGAN et al, en prensa). En el arco interno ( $\sigma_3$ ) es horizontal y el fallamiento dominante es transcurrente. Variaciones en el estilo de deformación relacionados a procesos tectónicos locales están también presen-

tes, como es el caso de la tectónica propuesta para explicar los escarpes de las fallas de Alajuela y de San Miguel (BORGIA et al, 1987; BORGIA et al, en prensa). Combinaciones de fallamiento se observan en algunas regiones como en el arco interno de la región occidental de la Cordillera Volcánica Central (ALVARADO, et al, 1988), o al suroeste de San José (MONTERO & DEWEY, 1982; MONTERO & MORALES, 1985).

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con el apoyo del Proyecto de Investigación N<sup>o</sup> 113-86-051 de la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica. Reconocemos el apoyo y motivación del Dr. Harmut Seyfried Universidad de Stuttgart para escribir este artículo. Este artículo es contribución al Proyecto 246 del IGCP: Eventos Neógenos del Pacífico. Agradecemos además al Dr. Paul Mann, Universidad de Texas y a un evaluador anónimo sus valiosas sugerencias que ayudaron a mejorar este trabajo.

#### BIBLIOGRAFIA

- ADAMEK, S; TAJIMA, F. & WIENS, D., 1987. Seismic rupture associated with subduction of the Cocos ridge. - *Tectonics*, **6**: 757-744.
- ADAMEK, S., FROHLICH, C. & PENNINGTON, W., 1988: Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints en microplate tectonics of the Panama region. - *Jour. Geophys. Res.*, **93**: 2053-2075.
- AGUILAR, A., 1984: Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la geología en la cabecera del río Navarro, Cartago. -160 págs. Tesis de Licenciatura. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.
- ALGERMISSEN, S.T., DEWEY, J. W., LANGER, C.J. & DILLINGER, W.H., 1974: The Managua, Nicaragua, earthquake of december 23, 1972; location, focal mechanism and intensity distribution.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**: 999 -1008.
- ALVARADO, G., BARQUERO, R., BOSCHINI, I., CHIESA, S. & CARR, J., 1986: Relación entre la neotectónica y el vulcanismo en Costa Rica. - *Rev. CIAF*, **V.11, 1-3**: 246-264.

- ALVARADO, G., 1984: Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. - 183 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita), San José.
- ALVARADO, G., 1989: Los volcanes de Costa Rica -175 págs. Editorial Universidad Estatal a Distancia, San José, Costa Rica.
- ALVARADO, G., PANIAGUA, S. & TEJERA, R., 1980: Mapa del vulcanismo Plio-Pleistoceno, escala 1:700000. - Inst. Geogr. Nac./Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.
- ALVARADO, G., MORALES, L.D., MONTERO, W., CLIMENT, A. & ROJAS, W., 1988: Aspectos sismológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica - Rev. Geol. Am. Centr., 2: 75-98.
- BARQUERO, J. & SAENZ., 1987: Aparatos volcánicos de Costa Rica, escala 1: 700000. - Inst. Geogr. Nac./ Observatorio Vulcanológico Sismolog., Universidad Nacional Autónoma, Heredia.
- BAUMGARTNER, P., MORA, C., BUTTERLIN, J., SIGAL, J., GLACON, G., AZEMA, J & BOURGOIS, J, J., 1984: Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica. - Rev. Geol. Am. Central, 1: 57-136.
- BORGIA, A., BURR, J., MONTERO, W., MORALES, LD. & ALVARADO, G., 1987: Is the Central Costa Rica volcanic range extending? -. EOS, 68: 406.
- BORGIA, A., BURR, J.; MONTERO, W., ALVARADO, G & MORALES, L. D. en prensa: Fault-Propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Costa Rica Volcanic range: Implications for large terrestrial and Martian edifices. - Journ. Geophys. Res.
- BOSCHINI, I., & ROJAS, W., 1988: Resumen de la sismicidad del año 1987:- Red Sismológica Nacional. Escuela Centroamericana de Geología/Departamento de Geología, ICE, 4 págs. +11 figs.
- BOSCHINI, I. 1989: Incidencia de las fuentes sísmicas en la región Caribe de Costa Rica. -97 págs. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José.
- BOURGOIS, J., AZEMA, J. BAUMGARTNER, P., TOURNON, J., DESMET, A. & AUBUOIN J., 1984: the geological history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and D.S.S.P. results (legs 67 & 84 off Guatemala): A synthesis. - Tectonophys., 108: 1-32.
- BOWLAND, C.L., 1984: Seismic stratigraphy and structure of the western Colombian basin, Caribbean sea. - 248 págs. M.S. Thesis, University of Texas, Austin.
- BOWMAN, R., WYSS, M. & FLORES, R. (in press): Seismicity of west-Central, Honduras.
- BURBACH, G., FROHLICH, C., PENINGTON, W., & MATUMOTO, T., 1984: Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. - Jour. Geophys. Res., 81: 4885-4896.
- CARR, M. J., 1976: Underthrusting and Quaternary faulting in Central America,- Geol. Soc. Am. Bull., 87: 825-829.
- CASE, J. & HOLCOMBE, T.L. & MARTIN, R.G., 1984: Map of geologic provinces in the Caribbean region. - 30 págs. Geol. Soc. Am., Memoir 162.
- CORRIGAN, J., MANN, P., INGLE, J.C., en prensa: Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica. - Geol. Soc. Am. Bull.
- CHUNG, W.Y. & KANAMORI, H., 1978: Subduction process of a fracture zone and seismic ridges-focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides earthquake of January 19, 1969 and some related events. - Geophys. J.R. Astr. Soc., 54: 221-240.
- DEAN, B. & DRAKE, C., 1978: Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc., - J. Geol., 86:111-128.
- DENGO, G., 1962: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. En: Engel, A.E.C., James, H. & Leonard, B. Editors, Petrologic studies, Buddington volume, Geol. Soc. Am., 133-161.
- DENGO, G., BOHNENBERGER, O. & BONIS, S., 1970: Tectonics and volcanism along the Pacific Marginal zone of Central America. - Geol. Rdsch., 59: 1215-1232.
- DENYER, P., & MONTERO, W., 1988: Mapa Geoestructural y sismos del Valle Central, escala 1:150000. - Inst. Geogr. Nac., San José, Costa Rica.
- DEWEY, J. & ALGERMISSEN, S.T., 1974: Seismicity of the Middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua. - Bull. Seis. Soc. Amer., 64: 1033-1048.
- ELECTROCONSULT, 1984: Proyecto Geotérmico Miravalles: Estudio Geológico y Estructural de detalle. - Informe presentado al Instituto Costarricense de Electricidad, 52 págs. + 8 planos, San José.

- FISHER, R. 1980: Recent tectonic movements of the Costa Rica Pacific coast. - *Tectonophysics*, **70**: T25-T33.
- GONZALEZ, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910. - 200 págs. Tipografía de Avellino Alsino, San José.
- GARDNER, T. W., PINTER, N. M., & SLINGERLAND, R., en preparación: Quaternary uplift astride the subducting Cocos ridge, Pacific Coast, Costa Rica. Part one, Uplift history.
- GUENDEL, F., 1985: Enjambres sísmicos en el Volcán Irazú. Catálogo de temblores 1984. - Universidad Nacional Autónoma, Heredia, 100-104.
- GUENDEL, F., 1986: Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle América trench. - Tesis doctoral. University of California, 157 págs, Santa Cruz.
- HARE, P.W., & GARDNER, T. W., 1985: Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Península, Costa Rica, Cap. 4. *En* Hack, J. y Moresaw, A. M. (edits). Tectonic geomorphology, Proceedings of the 5th geomorphology Symposia, series, Binghamton, 76-104.
- HEYWOOD, C.E., 1984: Forearc deformation in southern Costa Rica. A consequence of the collision of the aseismic Cocos Ridge. - Tesis de Maestría, Universidad de California, Santa Cruz, 104 p.
- JARRARD, R.D., 1986: Relations among subduction parameters. - *Reviews of Geophysics*, **24**: 217-284.
- JORDAN T.H., 1975: The present - day motions of the Caribbean plate, - *Jour. Geophys. Res.*, **80**: 4433-4439.
- KELLEHER, J. & Mc CANN, W., 1976: Buoyant zones, great earthquakes and unstable boundaries of subduction. - *Jour. Geophys. Res.*, **81**: 4885, 4896.
- KESSEL, R.H. & LOWE, D.R., 1987 a: Alluvial fan formation in a magmatic arc setting, Costa Rica. - *Geol. Soc. Amer. Centennial Special Volume 2*: 385-397.
- KESSEL, R.H. & LOWE, D.R., 1987 b: Geomorphology and sedimentology of the Toro Amarillo alluvial fan in a humid tropical environment, Costa Rica. - *Geogr. Ann.*, **69A**: 85-99.
- LADD, J.W., 1976: Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**: 969-976.
- LIU, H. & MATUMOTO, T., 1980: Hinge faulting and its correlation with surface geology in northern Costa Rica. - *EOS*, **61 (17)**: 289-290.
- LONSDALE, R. & KLITGORD, K., 1978: Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**: 981-999.
- MADRIGAL, R., 1970: Geología del mapa básico "Barranca", Costa Rica. - *Informes Técnicos, Notas Geológicas, Dirección Geología Minas y Petróleo-Escuela de Geología*, 55 p.
- MADRIGAL, R., 1977: Evidencias geomórficas de movimientos tectónicos recientes en el Valle del General. - *Cienc. Tec.*, **1**, 97-108
- MADRIGAL, R. 1978: Terrazas marinas y tectonismo en la Península de Osa, Costa Rica. - *Rev. Geogr.*, **IPGH**, **85**, 161-166
- MADRIGAL, R.E. & ROJAS, E., 1980: Mapa geomorfológico de Costa Rica, escala 1:200.000 - SEPSA-Instituto Geográfico Nacional, San José (9 mapas).
- MANN, P., & BURKE, K., 1984 a: Neotectonics of the Caribbean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22**: 309-362.
- MANN, P., & BURKE, K., 1984 b: Cenozoic rift formation in the northern Caribbean. - *Geology*, **12**: 732-736
- MANN, P., SCHUBERT, C. & BURKE, K. (in press): Review of Caribbean Neotectonics. - *En*: DENG G. y CASE, J.E., (eds.), *The Geological Society of America, The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region.*
- MATSUDA, T., 1967: Earthquake geology. - *En*: special issue: Seismology in Japan, Zicin, J. *Seism. Soc. Japan*, **20**: 230-235.
- MENGES, CM., WELLS, S.G. & BULLARD, T.F., 1987: Morphometry of tectonic landscapes along a convergent plate boundary, pacific coast of Costa Rica. - *Geol. Soc. Am. Centennial Spec. Volume 2*: 373-385.
- MESCHEDE, M., FRISCH, W. & SICK, M., 1988: Interpretación geodinámica de los complejos ofiolíticos de Costa Rica. - *Rev. Geol. Am. Centr.*, **8**: 1-17.
- MINSTER, B. & JORDAN, T., 1978: Present-day plate motions. - *J. Geophys. Res.*, **83**: 5331-5354.
- MIYAMURA, S., 1975: Recent crustal movements in Costa Rica disclosed by releveling surveys. - *Tectonophysics*, **29**: 191-198.
- MIYAMURA, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica, 190 págs. - Ed Univ. de Costa Rica, San José.
- MOLNAR, P., & SYKES, L., 1969: Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, **80**: 1639-1684.
- MONTERO, W., 1983: Aspectos sismológicos y tectónicos del Valle Central de Costa Rica. - *En*: El sistema fluvial de Tárcoles, Costa Rica. *Inst. Geogr. Nac. y CONICIT*, 75-90, San José.

- MONTERO, W., 1986: Periodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores intraplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. - *Rev. Geol. Am. Centr.*, 5: 35-72.
- MONTERO, W., 1988: Sismicidad histórica de Costa Rica, 1638-1910. - *Geof. Int.*, 28: 531-559.
- MONTERO, W. & ALVARADO, G., 1988: Los terremotos de Bagaces de 1935 y 1941: Neotectonismo transversal a la Cordillera Volcánica del Guanacaste. - *Ciencia y Tecnología* 12 (1-2): 69-87.
- MONTERO, W., & CLIMENT, A., en prensa: Los terremotos de Grecia de 1882 y de Quepos de 1952 Costa Rica: Distribución de intensidades y origen tectónico. - *Ciencia y Tecnología*.
- MONTERO, W., & DEWEY, J., 1982: Shallow-Focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central, Costa Rica. - *Seism. Soc. Am. Bull.*, 71: 1611-1626.
- MONTERO, W., & MORALES, L.D., 1984: Sismotectónica y niveles de actividad de microtemblores en el suroeste del Valle Central, Costa Rica. - *Rev. Geof. IPGH*, 21: 21-41.
- MONTERO, W., & PONCE, L., 1979: Localización hipocentral y mecanismo focal de algunos temblores fuertes de Costa Rica-Nicaragua. - *Geof. Int.* 18: 411-428.
- MOORE, G.F. & SHIPPLEY, T.H., 1988: Behavior of the decollement at the toe of the Middle America Trench. - *Geol. Rundschau*, 77: 275-284.
- MORALES, L.D., 1985: Las zonas sísmicas en Costa Rica y alrededores. - *Rev. Geol. Am. Central*, 3: 69-101.
- MORALES, L.D. & MONTERO, W., 1984: Los temblores sentidos en Costa Rica durante: 1973-1983 y su relación con la sismicidad del país. - *Rev. Geol. Am. Central*, 1: 29-56.
- MORALES, L.D. & MONTERO, W., 1990: Sismotectónica, brechas sísmicas y la amenaza sísmica potencial en Centroamérica. - *I Taller de la sismicidad de América Central, CEPREDENAC. Guatemala*, 73-88.
- NAKAMURA, K. 1977 a: Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal. - *Journ. Volcan. Geoth. Res.*, 2: 1-16.
- NAKAMURA, K., PLAFKER, G., JACOB, K.H. & DAVIES, J.N., 1980: A tectonic stress trajectory map of Alaska using information from volcanoes and faults. - *Bull. Earth. Res. Inst.*, 55: 89-100.
- OVSICORI-UNA, 1987: Catálogo de temblores 1986. - 151 págs, Inst. Inv. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional. Edits. M. Protti, V. González y F. Guendel, Departamento de Publicaciones Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.
- OVSICORI-UNA, 1988: Catálogo de temblores 1987. - 226 págs, Inst. Inv. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional. Edits. V. González, F. Guendel, C. Montero y J. Segura, Departamento de Publicaciones de la Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.
- PENNINGTON, W., 1981: Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of North Western South America. - *J. Geophys. Res.*, 86: 10753-10770.
- PHILIP, H., 1987: Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. - *Annales Geophys.*, 5B (3): 301-320.
- PLAFKER, G., 1976: Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 february, 1976. - *Science*, 193: 1201-1208.
- SEYFRIED, H. & SPRECHMANN, P., 1985: Acerca de la Formación del puente-istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniano al Eoceno. - *Rev. Geol. Am. Central*, 2: 63-87.
- SHIPPLEY, T.H. & MOORE, G.F., 1986: Sediment accretion, subduction, and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica: Seismic reflection view of the décollement. - *Jour. Geoph. Res.*, 91: 2019-2028.
- STEIN, S., DE METS, C., GORDON, R.G., BRODHOLT, J., ARGUS D., ENGELN, J.F., LUNDGREN, P., STEIN, C. WIENS, O.A., & WOODS, D.F., 1988: Atest of alternative Caribbean plate relative motion models. - *Jour. Geophy. Res.* 93: 3041-3050.
- SYKES, L.R., MC CANN, W.R. & KAFKA, A.L., 1982: Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements. - *Jour Geophys. Res.*, 87: 10656-10676.
- THORPE, R.S., 1984: Volcano-tectonic segmentation in relation to plate tectonics in Costa Rica. - 5 págs, Inédito.
- UMAÑA, J., GUENDEL, F., & PAUTRE, A., 1979: Auscultation sismique avant e pendant le remplissage du reservoir d' Arenal (Costa Rica). - *Trezième Congress des Grands Barrages*, 1257-1274, New Delhi.
- VOGT, P.R., LOWRIE, A., BRACEY, D.R. & HEY, RN., 1976: Subduction of aseismic oceanic ridges: Effects on shape, seismicity and another characteristics of consuming plate boundaries. - *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 172.
- WHITE, R., HARLOW, D., & ALVAREZ, S., 1987: The San Salvador Eartquake of october 10.1986- Seismological aspects and another recent local seismicity. - *Earth . Spectra*, 3: 419-434.
- WILLIAMS, H., MC BIRNEY, A.R. & DENGGO, G., 1964: Geologic reconnaissance of southeastern Guatemala. - *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 50, 56p.
- WOLTERS, B., 1986: Seismicity and tectonics of southern Central América and adjacent regions with special atention to the surroundings of Panamá. - *Tectonophys.*, 128: 21-46.