

SISMICIDAD Y MARCO NEOTECTONICO DE COSTA RICA Y PANAMA

Walter Montero¹, Eduardo Camacho², Alvaro F. Espinosa³ & Ileana Boschini⁴

¹Escuela Centroamericana de Geología, Apartado 35-2060 UCR, San José.

²Instituto de Geociencias, Universidad de Panamá, Panamá, R. De Panamá.

³Servicio Geológico de Estados Unidos, Boulder, Colorado 80302, Estados Unidos.

⁴Departamento de Geología, Dirección de Ingeniería Civil, Instituto Costarricense de Electricidad, Apartado 10032, San José, Costa Rica.

ABSTRACT: We define the different active tectonic boundaries of the Costa Rica - Panamá region. Specially we refine the different seismogenic zones and the structural characteristics of the Panamá microplate, a small tectonic block enclosed between the Cocos, Caribbean, Nazca and South American plates. The tectonic setting of the Limón earthquake was the North Panama Deformed Belt, the northern limit of the Panamá microplate. The deformation along this region is proposed to be tectonically controlled by the collision of the Cocos ridge along the southeastern Costa Rican border.

RESUMEN: Una definición de los diferentes límites tectónicamente activos de Costa Rica y Panamá es presentada. Especialmente se caracterizan las diferentes zonas sísmicas y las características estructurales que se presentan en los bordes de la denominada microplaca Panamá, la cual limita con las placas Cocos, Caribe, Nazca y Suramericana. El Terremoto de Limón ocurrió en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, este corresponde con el límite norte de la microplaca Panamá. La deformación en este sector parece sin embargo estar controlado por la interacción del levantamiento del Cocos con el borde sureste de Costa Rica.

INTRODUCCION

El Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 ($M_s = 7,6$) ocurrió en una región tectónicamente compleja. Su epicentro fue localizado en la región trasera de la cordillera de Talamanca. Esta región se ubica en la extensión oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), una provincia estructural caracterizada por fallas inversas y plegamientos, que representa el límite

norte de la microplaca Panamá. En este borde activo, grandes terremotos ($M_s \geq 7,0$) históricos y recientes han sido documentados en el lado marino del norte de Panamá, pero el Terremoto de Limón es el primer gran terremoto bien documentado ocurrido en el lado caribe de Costa Rica. En las siguientes páginas revisaremos el marco sísmológico y tectónico de la región de Costa Rica-Panamá (figuras 1 y 2), un cinturón en forma de ese y angosto, que fue el sitio del Terremoto de Limón.

LA ZONA DE SUBDUCCION DE LA PLACA COCO EN COSTA RICA

La velocidad de convergencia entre las placas Coco y Caribe a lo largo del margen pacífico de Centro América, se incrementa de 7 cm/año a lo largo del borde pacífico de Guatemala a 9-10 cm/año a lo largo del borde pacífico de Costa Rica (McNally & Minster, 1981). Esta frontera tectónica empieza en la Fosa Mesoamericana, una depresión profunda que disminuye su profundidad desde 5000 m.b.n.m. en el lado pacífico de Guatemala, a 4000 m.b.n.m. enfrente de la Península de Nicoya en Costa Rica (Fig. 1). La placa litosférica de Cocos que se subduce en este sector de Centro América es generada en la Dorsal del Pacífico Este. Más hacia el sureste, la fosa pierde su expresión batimétrica cuando la litósfera formada en el Centro de Dispersión Coco-Nazca y en el punto caliente de las Galápagos, interactúa con el borde sur pacífico

de Costa Rica (Hey, 1977). Hey (1977) llamó a este límite la frontera suave-rugosa (FSR) de la Placa Coco (Fig. 1).

Los cambios geométricos que presenta la zona de Benioff en Costa Rica pueden estar relacionados con los elementos estructurales del basamento oceánico anteriormente mencionados. La sismicidad de la zona de Benioff en Nicaragua y en el noroeste de Costa Rica, tiene características geométricas típicas de las zonas de subducción (Fig. 2 y perfil A-A' en figura 3). La placa Coco se subduce bajo la placa Caribe con un ángulo inicial de 7° (Shipley & Moore, 1990), el cual se incrementa al aumentar la profundidad desde la fosa hasta el límite inferior del límite interplaca que se localiza a aproximadamente 60-80 km de profundidad. La zona interplaca se puede subdividir en varias regiones. La superior entre 5 y 10 km de profundidad tiene comportamiento asísmico porque la acreción de sedimentos no

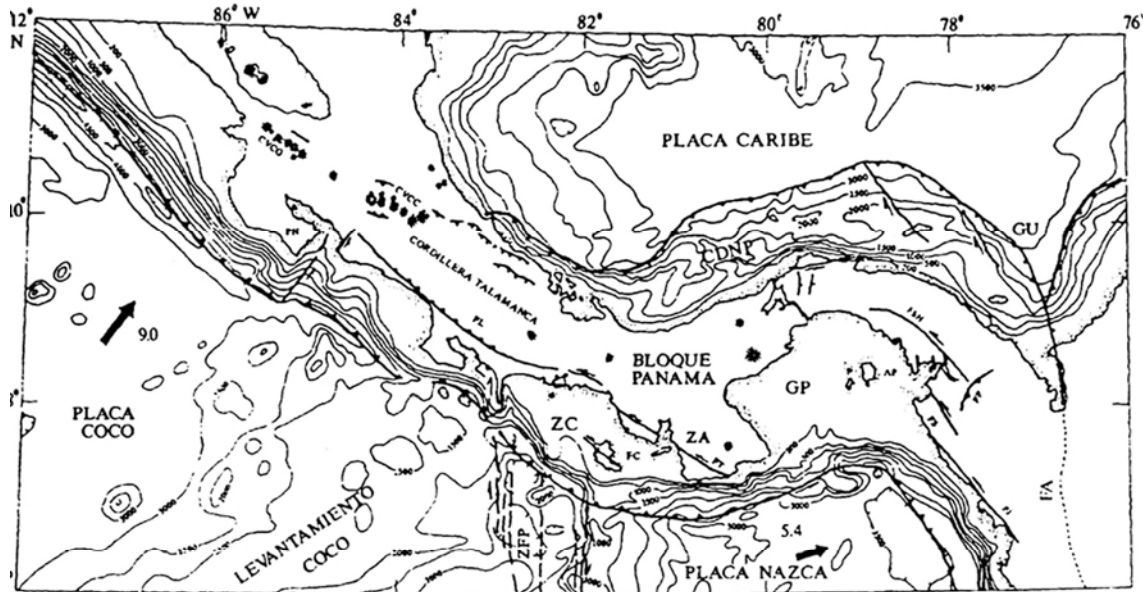
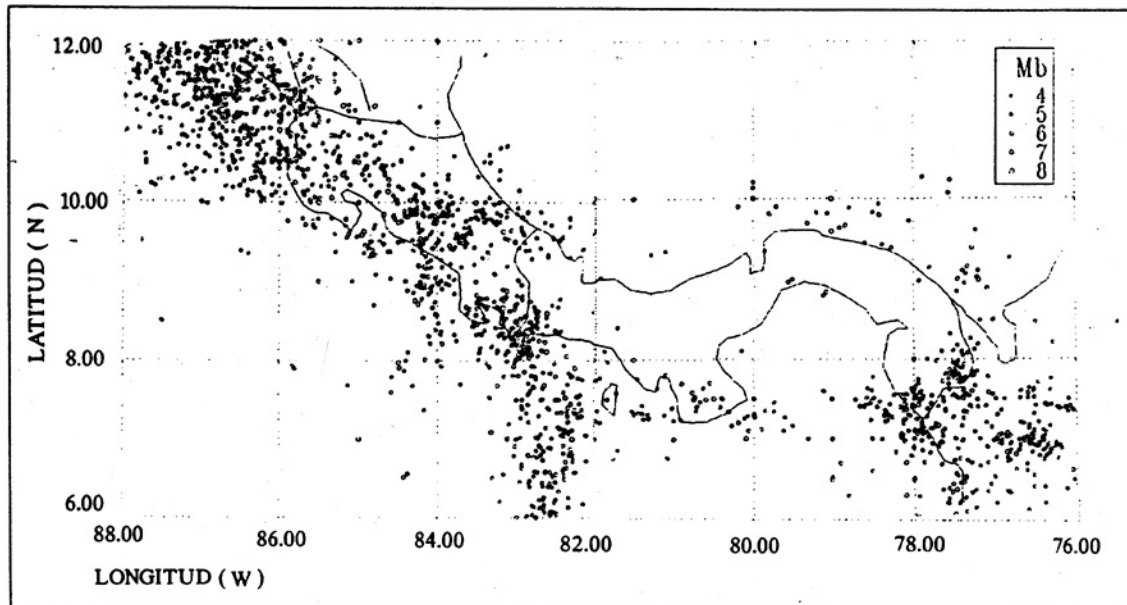


Fig.1: Marco neotectónico de la región de Costa Rica-Panamá. Las principales fronteras tectónicas y las principales fallas neotectónicas son incorporadas de acuerdo a Case & Holcombe (1980), Mann & Corrigan (1990), MacKay & Moore (1990), Borgia et al. (1990) y nuestros propios resultados. El mapa base, la batimetría y la ubicación de los volcanes cuaternarios proviene de King & Edmonston (1972). Las flechas representan los movimientos relativos entre las placas (Coco-Caribe y Nazca-Caribe). Los lugares claves que se muestran son: CVCG y CVCC, las cordilleras volcánicas cuaternarias de Guanacaste y Central; PN, la Península de Nicoya; FL, la falla Longitudinal; ZFP, la zona de fractura de Panamá; FC, la falla Coiba; FT, la falla Tonasi; ZA, la zona de Azuero; ZC, la zona Chiriquí; GP, el Golfo de Panamá; FS, la falla Sambú; FSH, la falla Sansón Hills; FP, la falla Pirre; FJ, la falla Jaqué; FA, la falla Atrato; GU, el Golfo de Uruba y CDNP, el Cinturón Deformado del Norte de Panamá.



Mapa de Sismicidad (1505-1992) Mw \geq 4.5

Fig. 2: Sismicidad de la región de Costa Rica-Panamá para el período 1505-1992. El mapa muestra bastante bien los diversos límites activos de la microplaca Panamá que son descritos en el texto y mostrados en la figura 1. Realizado con base en el banco de temblores de América Central (Rojas et al., en prensa).

litificados debajo de la zona antearco (Shiple & Moore, 1990) origina un deslizamiento estable entre las placas (Byrne et al., 1988). La segunda región es la zona sismogénica. La profundidad inferior de esta se estima entre 35-40 km (Protti, 1991; Pacheco et al., 1993), y la profundidad superior sería de unos 10 km. Con base en lo anterior el ancho de la zona sismogénica entre las placas se estima en 125 km si usamos el valor promedio de 23° propuesto por Protti (1991). La tercera zona es de transición hacia la última que es la zona de deslizamiento estable y asísmico al originarse deformación dúctil entre las placas.

Debajo de la región interplaca, la Placa Coco entra dentro del manto astenosférico y la sismicidad muestra un fuerte incremento de la inclinación de la zona de Benioff. En la terminación más profunda, los hipocentros tienen profundidades focales de 200 kms debajo de la Cordillera Volcánica del Guanacaste, en el noroeste de Costa Rica (perfil A-A' en la figura 3). Calor, agua y volátiles son transferidos a la cuña astenosférica, los cuales originan los magmas que alimentan los volcanes

que se ubican arriba. La terminación inferior de la zona de Benioff se asocia con una relativamente joven (entre 25-35 m.a.d.p.; Protti, 1991) y térmicamente expandida litósfera de la Placa Coco. Esto origina una absorción relativamente rápida de la Placa Coco que ocurre alrededor de los 200 kms de profundidad dentro del manto astenosférico.

En la terminación sureste de la península de Nicoya, la zona de Benioff tiene fuertes cambios geométricos. Stoiber & Carr (1973), Burbach et al. (1984) y Protti (1991) proponen que la placa Coco subducida se segmenta en la zona donde el piso oceánico varía su batimetría. Efectivamente este presenta una morfología suave en el sector noroeste de la zona de contacto entre las litósferas marinas formadas en los dos distintos centros de dispersión previamente explicados, mientras que al sureste de este límite el relieve oceánico presenta colinas submarinas. Gündel (1986) considera que el cambio de la geometría de la zona de Benioff se debe a la deformación plástica que origina la contorsión de la Placa Coco en esta zona de

transición. Al sureste de la FSR, la zona de Benioff comienza a disminuir su inclinación y la profundidad máxima de su parte terminal. Por debajo de la Cordillera Volcánica Central, los temblores tienen profundidades inferiores a 100 km (perfil B-B' en la figura 3). Debajo de la Cordillera de Talamanca, los temblores más profundos oscilan entre 70 y 50 km (perfil C-C' en la figura 3). En el lado pacífico de la península de Osa, el eje del Levantamiento del Coco colisiona con el borde sureste de Costa Rica. Esta interacción provocó que desde el principio del Cuaternario la actividad volcánica terminara en la región de Talamanca y que esta zona al igual que la región antearco haya tenido un fuerte levantamiento (Gardner et al., 1992). El fuerte acoplamiento interplaca en esta zona permite que los esfuerzos compresivos sean transmitidos hacia el interior del centro-sur de Costa Rica (Montero, en prensa).

Las magnitudes máximas y el tiempo de recurrencia de los temblores interplaca cambian a lo largo de los diferentes segmentos del margen convergente de Costa Rica (Morales, 1985; Montero, 1986; Nishenko, 1989). En el noroeste del país, el temblor de mayor magnitud ocurrido en este siglo en la zona sísmica de Papagayo, fue el del 27 de febrero de 1916 ($M_s = 7,5$), pero la recurrencia de temblores mayores en esta zona no se puede establecer con los datos sismológicos existentes. Más hacia el sureste por debajo de la Península de Nicoya, terremotos con magnitudes entre 7,0 y 7,5 han sido frecuentes en tiempos históricos y recientes. Un tiempo de recurrencia entre 20 y 30 años ha sido establecido por Montero (1986) para esta zona sísmica. El terremoto del 5 de octubre de 1950 ($M_s = 7,7$) ha sido el de mayor magnitud ocurrido en este siglo en esta región y en todo el margen convergente de Costa Rica. En la zona sísmica de Quepos, el temblor de mayor magnitud fue el del 9 de setiembre de 1952 ($M_s = 7,0$). Una recurrencia confiable de sismos mayores no puede ser establecida de la sismicidad conocida. En la zona de Osa los temblores de máxima magnitud oscilan entre 7,2 y 7,5 y el tiempo de recurrencia es entre 30 y 40 años (Montero, 1986). Esta es la zona de colisión del levantamiento del Coco con el borde continental.

SISMICIDAD Y NEOTECTONICA DEL INTERIOR DE COSTA RICA

En Costa Rica como en el resto de América Central existe sismicidad al interior del territorio. Temblores superficiales (menores a 20 km de profundidad), de magnitud intermedia ($5,0 < M_s < 6,5$) y con tiempos de recurrencia variables, pueden originar grandes daños en áreas pequeñas y en algunos casos destrucción parcial o total, dado que las intensidades Mercalli Modificada pueden alcanzar entre VII y IX grados. Un ejemplo de este tipo de eventos fue el terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910 ($M_s = 6,4$) que originó 600 muertes, que ha sido la mayor cantidad en la historia sísmica de Costa Rica. Este terremoto y el del 2 de setiembre de 1841, son los que han originado la mayor densidad de daños por causa de sismos en Costa Rica. Este tipo de sismicidad ocurre en fallas longitudinales y transversales a los ejes de las principales cordilleras del país (Guanacaste, Central y Talamanca).

Durante este siglo, la principal actividad sísmica en la Cordillera Volcánica del Guanacaste se ha concentrado cerca de Bagaces (terremotos del 1 de agosto de 1935 y del 4 de diciembre de 1941) y del lago de Arenal (terremotos del 10 de octubre de 1911 y del 14 de abril de 1973, $M_s = 6,5$). En la Cordillera Volcánica Central los terremotos han ocurrido dentro de los macizos o en los bordes de los volcanes Poás e Irazú (por ejemplo sismos del 30 de diciembre de 1952 y del 1 de setiembre de 1955). En la Cordillera de Talamanca, la actividad sísmica ha ocurrido especialmente en su borde norte en la zona de transición hacia el Valle Central. Ejemplo de este tipo de sismos fueron los recientes terremotos destructivos del 22 de diciembre de 1990 ($M_s = 5,7$) y del 10 de julio de 1993 ($M_s = 5,3$). También han ocurrido temblores en la región interna de la cordillera como fue el terremoto de Buena Vista del 3 de julio de 1983 ($M_s = 6,2$).

Las soluciones de los mecanismos focales de los temblores de magnitud intermedia han correspondido predominantemente con fallamiento de desplazamiento de rumbo en las diversas regiones sísmicas del arco interno. Los planos

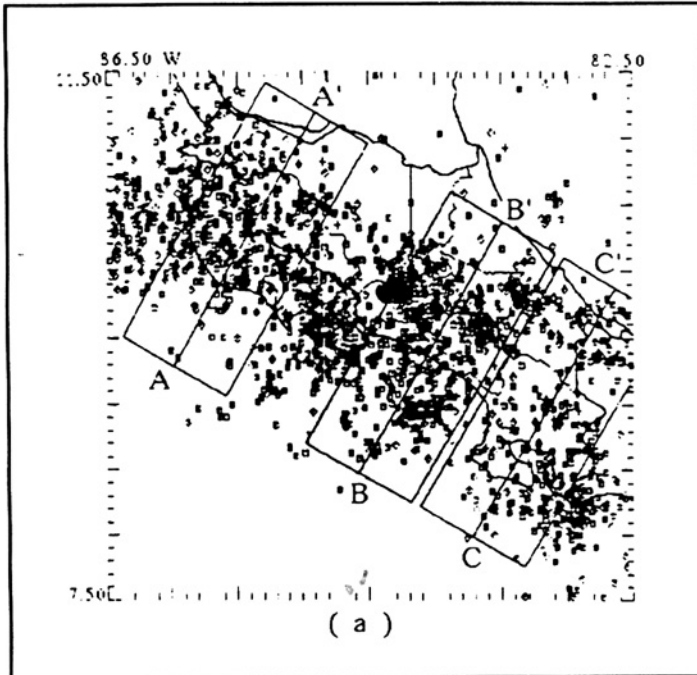


Fig. 3a: (a) Mapa de sismicidad para el período 1974-1991. Los rectángulos definen los eventos que se proyectan a lo largo de las líneas medias de los respectivos rectángulos que se muestran en (b), (c) y (d) de la figura 3b.

El mapa incluye dos subcatálogos:

1.- Hipocentros localizados en el período 1974-1978 con la red sísmológica de Arenal e incorpora temblores de magnitudes $\geq 2,5$. Estos eventos restringen bien la geometría de la zona de Benioff del noroeste de Costa Rica.

2.- Hipocentros localizados usando datos obtenidos por la Red Sísmológica Nacional (RSN) para el período 1984-1991 y con magnitudes $\geq 3,5$.

nodales ha tenido rumbos predominantes ENE y NNW y los ejes de presión se caracterizan por tener direcciones norte a noreste (Montero & Dewey, 1982; White & Harlow, 1993).

se localizó en la rama este del sistema de fallas (Camacho, 1991).

LA ZONA DE FRACTURA DE PANAMA

En la región pacífica de la zona fronteriza entre Costa Rica y Panamá se localiza el punto triple entre las placas Coco, Nazca y la microplaca Panamá (figuras 1 y 2). La Fosa Mesoamericana desaparece hacia el sureste en una compleja región tectónica, donde se une con la zona de fractura de Panamá (frontera entre las placas Coco-Nazca) y con el límite entre la placa Nazca y la microplaca Panamá, que se localiza al sur de Panamá.

La zona de fractura de Panamá se inicia en el extremo este del centro de dispersión Coco-Nazca, como una única falla oceánica de rumbo norte y movimiento transformado dextral. Sin embargo, al norte de la latitud 6°N , esta se divide en dos fallas activas principales (Adamek et al., 1988). El terremoto del 14 de julio de 1934 ($M_s = 7,6$), el sismo de mayor tamaño ocurrido durante este siglo,

LA MICROPLACA PANAMA

El Istmo de Panamá está localizado en la microplaca o bloque de Panamá (Kellog et al., 1985; 1989). Este bloque está limitado por cuatro placas: la placa Caribe hacia el norte y oeste, la Placa Coco hacia el suroeste, la placa Nazca hacia el sur y la placa Suramericana hacia el este (Fig. 1). El límite norte es un sistema de fallas inversas y plegamientos denominado el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Bowin, 1976; Case et al., 1990). El límite oeste está definido por un complejo sistema de fallas, donde predominan las inversas y las de desplazamiento de rumbo dextral (Astorga et al., 1991; Montero, en prensa). Este se localiza a través de la región central de Costa Rica. El límite sur está caracterizado por dos fosas: la Fosa Mesoamericana hacia el suroeste y la Fosa de Panamá hacia el sur-sureste. Esta última se continúa con una falla transformada sinistral de rumbo noreste, que se localiza al sur del Golfo

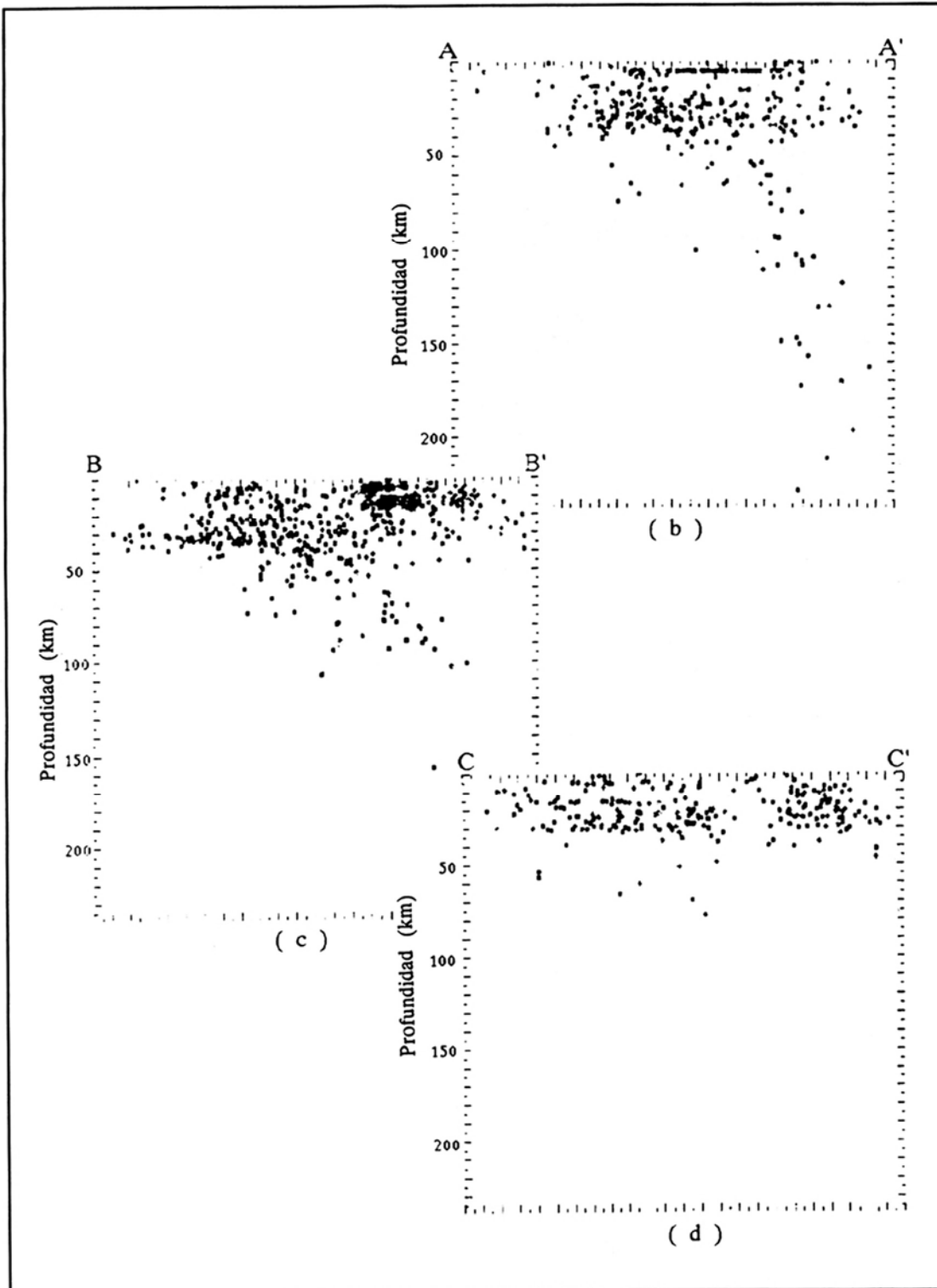


Fig. 3b: (b), (c) y (d): Perfiles sismológicos a lo largo de las líneas de proyección noreste, central y sureste de Costa Rica respectivamente.

de Panamá (Hardy et al., 1990; Hardy, comunicación escrita, 1991). La frontera este del bloque Panamá no está bien definida y está caracterizada por una zona difusa de deformación denominada la zona de sutura de Panamá.

El bloque de Panamá se divide en cinco zonas sismogénicas en el territorio panameño. Empezando en el suroeste y moviéndonos en el sentido contrario de las manecillas del reloj estas son la zona de Chiriquí, la región de Azuero, la zona este de la península de Azuero y sur del Golfo de Panamá, la zona Este y la zona Caribe.

En la zona de Chiriquí se presenta subducción oblicua de bajo ángulo y bastante asísmico del levantamiento del Coco y de la terminación norte de la zona de fractura de Panamá (Heil y Silver, 1987). La extensión de esta zona de falla en el continente tiene rumbo NNW a SSE (Barritt y Berrangé, 1987; Camacho, 1991). En la zona del Golfo de Chiriquí y en el sector continental adyacente existe una serie de fallas sinestrales de rumbo WNW-ESE (Kolarsky & Mann, 1990). Una de estas fallas, la falla Chiriquí o Celmira, se considera una extensión de la falla Longitudinal de Costa Rica (Corrigan et al., 1990). Los diversos mecanismos focales determinados muestran desplazamiento lateral derecho a lo largo del plano nodal de rumbo norte y algunos tienen una componente de inclinación.

La zona de Azuero se localiza en la parte sur del bloque de Panamá y comprende las penínsulas de Azuero y La Palma y las áreas oceánicas adyacentes. Nuevamente se presenta en esta región subducción oblicua asísmica (McKay & Moore, 1990), con algunos pocos eventos más profundos de lo normal ($h > 33,0$ km). La mayoría de la sismicidad de esta zona está asociada con una serie de fallas paralelas de movimiento lateral izquierdo, como son las fallas Tonasi y la Torio-Guanico-Lobaina-San Rafael, también conocida como la falla Azuero-Sona (Mann & Corrigan, 1990). Estos autores consideran que esta última falla es una extensión de la falla Longitudinal de Costa Rica o de la falla Celmira-Ballena. Los diversos mecanismos focales determinados muestran, con excepción del temblor de la Bahía de Montejo del 6 de marzo de 1991, fallamiento de desplazamiento de rumbo.

Al este de la Península de Azuero y al sur del Golfo de Panamá, Hardy et al. (1990) encontraron que la frontera entre las placas es de desplazamiento de rumbo. Este resultado parece congruente con las medidas geodésicas del Sistema de Posicionamiento Global (GPS), que muestran un movimiento este-oeste entre el bloque de Panamá y una estación localizada sobre la placa Nazca. Esto sugiere un probable movimiento de desplazamiento de rumbo al sur de Panamá (Vega et al., 1990). Hardy et al. (1990) han sugerido un modelo tectónico alternativo al propuesto por Mann y Corrigan (1990), señalando que entre $78^{\circ}30'$ y $80^{\circ}30'W$, la falla transformada se divide dentro del continente a través de la península de Azuero, como parte de una amplia zona de cizalle, que incluye un sistema de fallas laterales izquierdas de rumbo NW-SE.

La cuarta zona sísmica es la zona Este o la zona de sutura de Panamá, que es una zona muy compleja y aún no bien caracterizada tectónicamente. Es una zona de sismicidad muy difusa. La mayoría de las fallas de esta región han sido detectadas o inferidas analizando imágenes de sensores remotos. Se incluyen aquí fallas sinestrales como son las fallas Sambú y Jaqué, las cuales se presentan dentro del continente y tienen rumbo subparalelo a la costa pacífica. Otras fallas se extienden con el mismo rumbo WNW-ESE del lado marino del Golfo de Panamá, atravesando el archipiélago de Las Perlas (Toussaint et al., 1987; Mann & Corrigan, 1990). Otras fallas son inversas, como es la falla Pirre, la cual se extiende con rumbo noreste a lo largo de las montañas que existen en el límite fronterizo de Panamá y Colombia (Mann & Corrigan, 1990). De acuerdo a Toussaint et al. (1987) esta falla es la extensión norte de la falla Utria que se extiende desde el norte de Ecuador y a lo largo de la costa de Colombia. Otras fallas son normales como son las fallas Chucunaque y la San Blas (Toussaint et al., 1987). Los mecanismos focales de esta región son del tipo inverso y de desplazamiento de rumbo (Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adamek, 1987). De acuerdo a Restrepo y Toussaint (1988) la sutura de Dabaibe es el límite este del bloque de Panamá. Un modelo alternativo es que la falla Uramita sea este límite (Duque-Caro, 1990).

La zona Caribe es la última zona que analizamos. El Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), se extiende en forma arqueada desde el Golfo de Uruba, que se localiza al norte del límite fronterizo de Panamá-Colombia, y bordea el lado marino de Panamá y hasta terminar cerca de Puerto Limón en Costa Rica. Este cinturón se ha originado por la convergencia entre la placa Caribe y el bloque de Panamá. Stephan (1988) y Silver et al. (1990) han propuesto que la deformación del bloque de Panamá ha causado la formación del ancho cinturón de sobrecorrimientos y plegamientos, los cuales no están asociados con una zona de Benioff o un arco volcánico activo. De acuerdo con ellos, este cinturón puede ser explicado por movimientos interbloques en la placa Caribe. La porción este del CDNP muestra un patrón de deformación más regular que el sector oeste. Este último muestra cambios muy rápidos en su estilo estructural y en la vergencia del fallamiento inverso. Esto puede ser debido a variaciones en el espesor de los sedimentos, de la estructura cortical y en la velocidad de convergencia (Silver et al., 1991). Antes que ocurriera el terremoto del 22 de abril de 1991, la porción este era considerada más sísmicamente activa que el sector oeste. Los sismos del CDNP son de desplazamiento de inclinación, principalmente del tipo inverso, tal como ha sido demostrado por Wolters (1986), MacCafrey (comunicación personal, 1986) y Adamek (1987).

AGRADECIMIENTOS

A Carlos Redondo y Randall Flores nuestro agradecimiento por su cooperación en la preparación de las figuras 2 y 3.

REFERENCIAS

- Adamek, S., Frohlich, C., & Pennington, W., 1988: Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. - *J. Geophys. Res.*, **93**: 2053-2075.
- Astorga, A., Fernandez, J.A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A. & Obando, L.G., 1991: Cuencas Sedimentarias de Costa Rica: Evolución Geodinámica y Potencial de Hidrocarburos. - *Rev. Geol. América Central*, **13**: 25-59.
- Barrit, S., & Berrangé, J., 1987: Interpretation of a gravity survey of the Osa Peninsula and environs, Southern Costa Rica. - 19 págs. *Overseas Geology and Mineral Resources*, British Geol. Surv. 65.
- Borgia, A., Burr, J., Montero, W., Alvarado, G., & Morales, L.D., 1990: Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Costa Rica Volcanic Range: Implications for large terrestrial and Martian edifices. - *J. Geophys. Res.*, **95**: 14357-14382.
- Bowin, C. O., 1976: The Caribbean: Gravity field and plate tectonics. - 169 págs. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am. Bull.* 169.
- Bowland, C. L., 1984: Seismic stratigraphy and structure of the Western Colombia Basin, Caribbean Sea. - 248 págs. Tesis de Maestría, Universidad de Texas en Austin.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennington, W., & Matumoto, T., 1984: Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. - *J. Geophys. Res.*, **81**: 4885-4896.
- Byrne, D., Davies, D. & Sykes, L., 1988: Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. - *Tectonics*, **7**: 833-857.
- Camacho, E., 1991: The Puerto Armuelles earthquake (Southwestern Panama) of July 18, 1934. - *Rev. Geol. América Central*, **13**: 1-14.
- Case, J.E., & Holcombe, T. L., 1980: Geologic-tectonic Map of the Caribbean Region. - U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Map, I-1100, escala 1:2,500,000.
- Corrigan, J., Mann, P., & Ingle, J., 1990: Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**: 628-652.
- Duque-Caro, H., 1990: The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. - *J. South Amer. Earth Sciences*, **3**: 71-84.
- Gardner, T. H., Verdonck, D., Pinter, N. M., Slingerland, Furlong, K. P., Bullard, T.H. & Wells, S. G., 1992: Quaternary Uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**: 219-232.
- Güendel, F., 1986: Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America trench. - 157 págs. Tesis Doctoral, Universidad de California en Santa Cruz.
- Hardy, N.C., Heath, R. P., & Westbrook, G. K., 1990: A complex plate boundary south of the Gulf of Panama. - *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **71**: 1593.

- Heil, D.J., & Silver, E., 1987: Forearc uplift south of Panama. A result of transform ridge subduction. - *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, **19**: 698.
- Hey, R., 1977: Tectonic evolution of the Cocos-Nazca Spreading Center. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**: 1404-1420.
- Kellog, J., Ogujiofor, J., & Kansakar, D. R., 1985: Cenozoic tectonics of the Panama-North Andes blocks. - *Mem. 6th Latinoam. Geol. Congr., Bogotá, Colombia*, 1-40.
- Kellog, J., Dixon, T., & Neilan, R., 1989: CASA Central and South America GPS Geodesy. - *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **70**: 649-656.
- King, P. B. & Edmonston, G. J., 1972: Generalized tectonic map of North America. - *U. S. Geol. Surv. Misc. Invest., Map I-688 (1:15.0000.000)*.
- Kolarsky, R. A., & Mann, P., 1990: Combined effects of active underthrusting and strike slip on forearc structure: Pacific Margin of southwest Panama. - *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **71**: 593.
- Mac Kay, M., & Moore, G. F., 1990: Variation in deformation of the South Panama Accretionary Prism: Response to oblique subduction and trench sediment variation. - *Tectonics*, **9**: 683-698.
- Mann, P., & Corrigan, J., 1990: Model for late Neogene deformation in Panama. - *Geology*, **18**: 558-562.
- Mendoza, C., & Nishenko, S., 1989: The north Panama earthquake of 7 September 1882: Evidence for active underthrusting. - *Bull. Seismic. Soc. Am.*, **2**: 1264-1269.
- Montero, W., 1986: Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, **5**: 35-72.
- Montero, W. (en prensa): Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. - *En: Seyfried, H. (ed.): Geology of an evolving island arc*.
- Montero, W., & Dewey, J. W., 1982: Shallow-Focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central, Costa Rica. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**: 1611-1626.
- Morales, L. D., 1985: Las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores. - *Rev. Geol. América Central*, **3**: 69-101.
- Nishenko, S. P., 1989: Circum-Pacific seismic potential 1989-1999. - 126 págs. *U. S. Geol. Sur. Open File Report 89-86*.
- Pacheco, J., Sykes, L., & Scholz, C., 1993: Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. - *J. Geophys. Res.*, **98**: 14133-14160.
- Pennington, W., 1981: Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. - *J. Geophys. Res.*, **86**: 10753-10770.
- Protti, M., 1991: Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. - 66 págs. Tesis de Maestría, Universidad de California en Santa Cruz.
- Restrepo, J., & Toussaint, J., 1988: Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. - *Episodes*, **11**: 189-193.
- Rojas, W., Bungum, H., & Lindholm, C. (en prensa): Historical and recent earthquakes in Central America. - *Rev. Geol. América Central*, **16**.
- Shibley, T. H., & Moore, G. F., 1990: Sediment accretion, subduction, and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica: A seismic reflection view of the décollement. - *J. Geophys. Res.*, **91**: 2019-2028.
- Silver, E. A., Reed, D. L., Tagudin, J. L., & Heil, D. L., 1990: Implications of the North and South Panama Thrust belts for the origin of the Panama Orocline. - *Tectonics*, **9**: 261-281.
- Silver, E., Galewsky, A. J., & McIntosh, K. D., 1991: Tectonic setting of the April 22, 1991 Costa Rica Earthquake. - *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **72**: 300.
- Stefan, J. F., Blanchet, R., & Mercier De Lepinay, B., 1988: Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola - Puerto Rico), interpreted as pseudo-subductions induced by the East-West shortening of the pericaribbean continental frame. - 530 págs. *En: F. C. Wezel (ed.): Developments in Geotectonics, The origin of arcs*, Elsevier, Amsterdam, v. 21.
- Stoiber, R. E., & Carr, M. J., 1973: Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. - *Bull. Volcanol.*, **37**: 304-325.
- Toussaint, J. F., Mercado, M., & Restrepo, J. J., 1987: Megafallas del Noroccidente Suramericano. - 15 págs. Instituto de Ciencias Naturales y Ecología, Universidad Nacional de Colombia. Medellín, Colombia, Publicación Especial N10-1987.
- Vega V., Kellog, J. & Freymuller, J., 1991: Relative motions of South America: the Caribbean and Panama determined by CASA GPS measurements. - *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **72**: 115.
- White, R. & Harlow, D., 1993: Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900. - *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **83**: 1115-1142.
- Wolters, B., 1986: Seismicity and tectonics on southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. - *Tectonophysics*, **128**: 21-46.