

# *Sismicidad y sismotectónica de América Central*

F. GÜENDEL <sup>1,2</sup> y M. PROTTI <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica.  
Universidad Nacional, Heredia 86-3000, Costa Rica

<sup>2</sup> Department of Earth Sciences - Seismology.  
Uppsala University, Villavägen 16 752-36, Uppsala, Sweden

## **RESUMEN**

Hemos procedido a revisar la información registrada a nivel mundial y reportada en el Catálogo de Harvard para la región de América Central, entre enero de 1976 y junio de 1997. Esta información ha sido analizada mediante el uso de dos tipos de representación gráfica: a) la del diagrama de rosa, para el cual hemos proyectado sobre la horizontal los ejes de presión **P**, derivados de las soluciones de CMT; y b) la representación triangular de Frohlich y Apperson (1992), mediante la cual clasificamos el tipo de mecanismo focal, de acuerdo a su tipología (i.e. normal, reverso y corrimiento lateral). El estudio muestra la consistencia de la información analizada con el modelo tectónico actual, salvo algunas pequeñas excepciones, por ejemplo, la zona intermedia de subducción para el segmento Guatemala-El Salvador (75-100 km), donde existen dos direcciones dominantes para los ejes de presión **P**, una orientada en dirección de la convergencia de las placas del Coco y Caribe (N40°E) y el otro en dirección este-oeste. Posteriormente, procedemos a analizar la base de datos registrada por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de la Universidad Nacional de Costa Rica, entre abril de 1984 y setiembre de 1997, con la finalidad de mostrar el nivel de detalle que es posible obtener mediante el uso de información sismológica local, la que ha sido utilizada para refinar y proponer un nuevo modelo tectónico para la parte terminal sur de la Fosa Mesoamericana. Los aspectos más importantes de este modelo son discutidos en este trabajo.

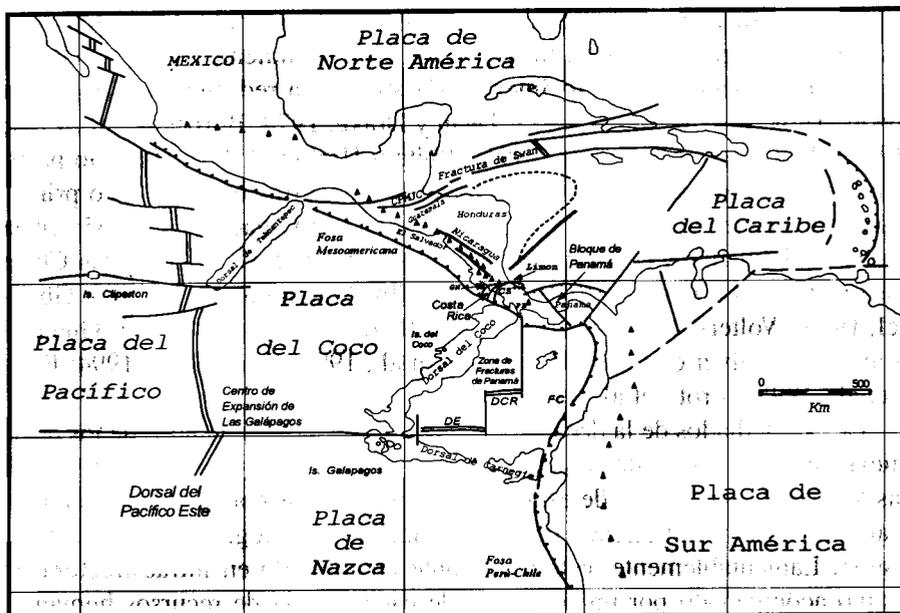
## ABSTRACT

We have reviewed information recorded on a world wide basis and reported in the Harvard Catalog for the Central American region, between January 1976 and June 1997. This information has been analyzed by means of two types of graphical representations: a) the rose diagram, and b) the triangular representation of Frohlich and Apperson (1992). For the former we have horizontally projected the P pressure axis, as derived from CMT solutions; and for the later we have classified focal mechanisms based on their type (i.e. normal, reverse and strike slip). This study shows, with only minor exceptions, the consistency of the analyzed global information with the current tectonic model. The most striking exception is that found for the intermediate depth subduction zone of the Guatemala-El Salvador segment (75-100 km), where two dominant orientations for the P pressure axis coexist. One oriented in the general direction of plate convergence for Cocos and Caribbean (N40°E); and the other in an east-west direction. In the second part of the paper, we have analyzed the data base recorded by the Observatorio Vulcanológico y Sismológico of the Universidad Nacional de Costa Rica, between April 1984 and September 1997. By using this information, we want to show the level of detail that is possible to attain with data recorded by a local seismographic network. This data has been carefully analyzed in order to refine and propose a new tectonic model for the southern terminus of the Middle America Trench. The most relevant aspects of this new tectonic model are discussed in this work.

## INTRODUCCIÓN

A nivel de la región de América Central, la Fosa Mesoamericana (FMA) constituye, sismológicamente hablando, la característica más notoria. La sismicidad observada es producto de la colisión y subducción de la placa del Coco (COC) bajo la placa del Caribe (CAR), desde fuera de las costas de la frontera Guatemala-México en el norte, hasta la entrada del Golfo de Nicoya en Costa Rica, y bajo el Bloque de Panamá (BP) desde la entrada del Golfo de Nicoya hasta la región fronteriza Costa Rica-Panamá en el sureste de la FMA (figura 1).

La zona de subducción centroamericana (COC-CAR-BP) está también caracterizada por la presencia de una cadena volcánica paralela a la FMA, extendiéndose desde el volcán Tacaná al norte hasta el complejo Irazú-Turrialba en la parte central de Costa Rica. La repentina terminación de esta cadena volcánica, hacia el sureste del complejo Irazú-Turrialba, está asociada a la subducción de una litosfera oceánica joven (Protti et al., 1995a), sobre la



**Figura 1.** Marco tectónico de América Central mostrando la Fosa Mesoamericana (FMA). El sistema de fracturas Chixoy-Polochic, Motagua, Jicotán-Chamelecón, y su extensión al este hacia la fractura de Swan, constituyen el límite de placa entre Norteamérica y Caribe. El sistema de fractura de Panamá separa las placas de Coco y Nazca. El denominado Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) y su extensión a través del eje del Valle Central de Costa Rica, hasta la FMA, muestran los límites norte y oeste del Bloque de Panamá (BP). La Dorsal o Serranía de Coco (SC) se introduce bajo el BP. Triángulos sólidos muestran la cadena volcánica centroamericana.

cual se introduce a la vez, bajo el continente, la serranía oceánica del Coco (SC), un alto relieve topográfico, generado en el punto caliente de Galápagos (Hey, 1977).

Cambios en la continuidad a lo largo de este eje volcánico, uno de los más densamente poblados y activos en el mundo (Simkin et al., 1981), han sido utilizados por algunos autores para proponer la existencia de segmentos, con separaciones dextrales de noroeste a sureste a lo largo de la FMA (White 1991). Más aún, estos segmentos en la placa de Caribe, han sido asociados a la existencia de segmentos similares en la placa del Coco (Stoiber y Carr, 1973). Ha sido a lo largo de esta cadena volcánica donde se han producido sismos superficiales, intraplaca Caribe, de magnitudes moderadas ( $5,0 \leq M \leq 6,5$ ), los cuales han resultado históricamente ser los más dañinos en la región centroamericana (White y Harlow, 1993).

Estudios de carácter general, realizados a nivel regional sobre la actividad sísmica a lo largo de la FMA, en su porción correspondiente a COC-CAR-BP, se han fundamentado principalmente en datos de la red mundial (Molnar y Sykes, 1969; Carr y Stoiber, 1977; Dean y Drake, 1978; Burbach et al., 1984; White 1991; Dewey y Suárez, 1991; White y Harlow, 1993). Hacia lo particular, aún cuando se han publicado más trabajos, éstos han enfocado principalmente su atención hacia la parte sur de la FMA, haciendo énfasis en la zona de subducción y la sismicidad intraplaca continental de Nicaragua-Costa Rica y Panamá (Dewey y Algermissen, 1974; Matumoto et al., 1977; Güendel, 1986; Wolters, 1986; Adamek et al., 1987; Adamek et al., 1988; Güendel et al., 1989; Silver et al., 1990; Gardner et al., 1992; Protti et al., 1994; Protti et al., 1995a, Protti et al., 1995b).

Desde mediados de la década de los años 70 y hasta mediados de los 80 se inicia, en varios países de América Central, la instalación de redes sismográficas locales. La operación de estas redes sismográficas comienza a generar un gran aumento en el volumen de la información sismológica disponible en la región. Lamentablemente, este importante crecimiento en infraestructura no estuvo acompañado por un programa de capacitación de recursos humanos, impidiendo así una respuesta local para analizar la información sismológica registrada. Este desfase tuvo efectos negativos en la generación de nuevo conocimiento. Actualmente, y gracias a la colaboración y financiamiento de los países escandinavos, Suecia y Noruega, se está en proceso de revertir esta tendencia. Esperamos que para el año 2000, la región centroamericana cuente con al menos unos 20 especialistas con estudios de posgrado, a nivel de maestría y doctorado, en el campo de la sismología (Güendel y Bungum, 1995).

En el presente trabajo, además de repasar brevemente la sismicidad centroamericana, haremos énfasis en la porción terminal sur de la FMA y el modelo tectónico propuesto para la región de Nicaragua y Costa Rica. La mayor parte de la información sismológica presentada aquí, corresponde a la registrada por la Red Sismográfica de la Universidad Nacional (Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica OVSICORI-UNA) entre 1984 y el presente, como parte de un proyecto cooperativo entre nuestra institución y el Laboratorio Sismológico Charles F. Richter de la Universidad de California en Santa Cruz.

## TECTÓNICA REGIONAL

En las figuras 1 y 9, mostramos los elementos tectónicos más relevantes asociados con el proceso de subducción de la placa del Coco bajo la placa del Caribe, y la deformación de ésta como resultado de dicha colisión.

La placa de Caribe limita hacia el norte con el sistema de fallas Chixoy-Polochic, Motagua, y Jocotán-Chamalecón (CPMJC), correspondientes al borde de placa entre Caribe y Norteamérica (CAR-NOR). Este límite de placas, está gobernado principalmente por movimiento transcurrente de componente lateral izquierdo. Hacia el noreste, este sistema de fallas se prolonga a lo largo de la zona de fractura de Swan.

Hacia el sur, la FMA termina donde la fractura de Panamá se proyecta hacia el continente en dirección sur-norte, a la altura de la península de Burica (PB), en el extremo sureste de Costa Rica. Aquí se forma el punto triple COC-BP-NAZ. Hacia el este del punto triple, y a lo largo de las costas del Pacífico panameño, el límite de placa BP-NAZ, a pesar de no estar aún bien definido en su totalidad (Adamek et al., 1988; Mann y Corrigan, 1990; Kolarsky y Mann, 1995).

La reciente actividad sísmica registrada en Costa Rica por la red sismográfica del OVSICORI-UNA, en particular entre 1990 y 1993, ha puesto en evidencia la existencia de una zona de cizalla (CZ) que atraviesa el país a lo largo de un eje este-oeste, desde Puerto Limón en el litoral Caribeño, hasta la entrada del Golfo de Nicoya en el litoral Pacífico. Este eje cruza la depresión tectónica del Valle Central de Costa Rica, separando hacia el norte la cadena volcánica centroamericana de un segmento, al sur, que contiene a la cordillera de Talamanca y que junto con el resto del territorio panameño, conforma el denominado Bloque de Panamá (BP). Esta zona de cizalla (CZ), une al Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) con la FMA, definiendo así la extensión noroeste del BP. La existencia de esta microplaca es una clara evidencia de que la placa Caribe, en su extremo SE, está siendo sometida a niveles importantes de deformación interna, por un lado, como resultado del proceso de rotación y colisión con la placa Sudamericana (Wadge y Burke, 1983), y por otro, a la subducción de una litosfera oceánica del Coco relativamente joven y de alto relieve topográfico (Protti et al., 1995a).

Esta microplaca, tiene como límite hacia el norte, el propio CDNP, el cual se extiende desde la costa del Caribe Colombiano, hasta Puerto Limón en Costa Rica (Silver et al., 1990 y 1995; Wolters, 1986; Wadge y Burke, 1983). A lo largo de este cinturón deformado, el piso oceánico de la placa Caribe se introduce por debajo del BP. El terremoto del Valle de la Estrella del 22 de abril de 1991,  $M_w=7,7$ , aportó la evidencia necesaria para demostrar la extensión hacia el oeste del CDNP y su propagación a lo largo de la zona de cizalla del Valle Central de Costa Rica hasta topar con la FMA, cerca de la entrada del Golfo de Nicoya (Güendel et al., 1992; Fan et al., 1993; Protti y Schwartz, 1994). Esta zona de deformación, a lo largo del eje del Valle Central de Costa Rica, está compuesta por una serie de fallas superficiales con extensio-

nes variables, entre 10 y 30 km, en su mayoría de corrimiento lateral izquierdo, para el plano de falla orientado de suroeste a noreste y perpendicular a la FMA (Güendel et al., 1992). Este comportamiento es congruente con la discusión planteada por White (1991), donde propone la existencia de "slivers" a lo largo del Istmo Centroamericano, entre la FMA y el arco volcánico, los cuales están separados del resto del continente como resultado de un proceso de subducción un tanto oblicuo. No obstante en el caso de Nicaragua y en especial en el caso de Costa Rica, la proyección de una zona de fallamiento de corrimiento lateral izquierdo en el plano suroeste-noreste se extiende más allá del arco volcánico y obedece a los factores antes mencionados.

## DATOS SISMOLÓGICOS

Iniciaremos nuestra discusión analizando la sismicidad registrada a nivel mundial, en especial, aquélla reportada en el catálogo CMT de Harvard, del cual obtenemos ubicaciones del centroide, pero a la vez información relevante, al proceso tectónico que nos ocupa. Paralelamente discutiremos la importancia que tiene para la interpretación tectónica la existencia de datos sismológicos de alta resolución, obtenidos a través de redes sismográficas locales, tal como la operada por el OVSICORI-UNA entre 1984 y el presente.

## SISMICIDAD DE AMÉRICA CENTRAL REGISTRADA A NIVEL MUNDIAL

Entre las bases de datos regionales más importantes, están la compilada por el grupo de Harvard, junto a las localizaciones hipocentrales reportadas por el ISC y PDE. La figura 2, muestra las soluciones CMT del catálogo de Harvard reportadas entre 1976 y mes de junio de 1997 para toda la región centroamericana y, en particular, para la zona de interfase COC-CAR. La figura 3 muestra las ubicaciones epicentrales reportadas, entre 1977 y 1992, para ISC y 1993-1997 por PDE. También se muestran tres secciones típicas proyectadas en dirección de la convergencia de la placa del Coco (N30°E).

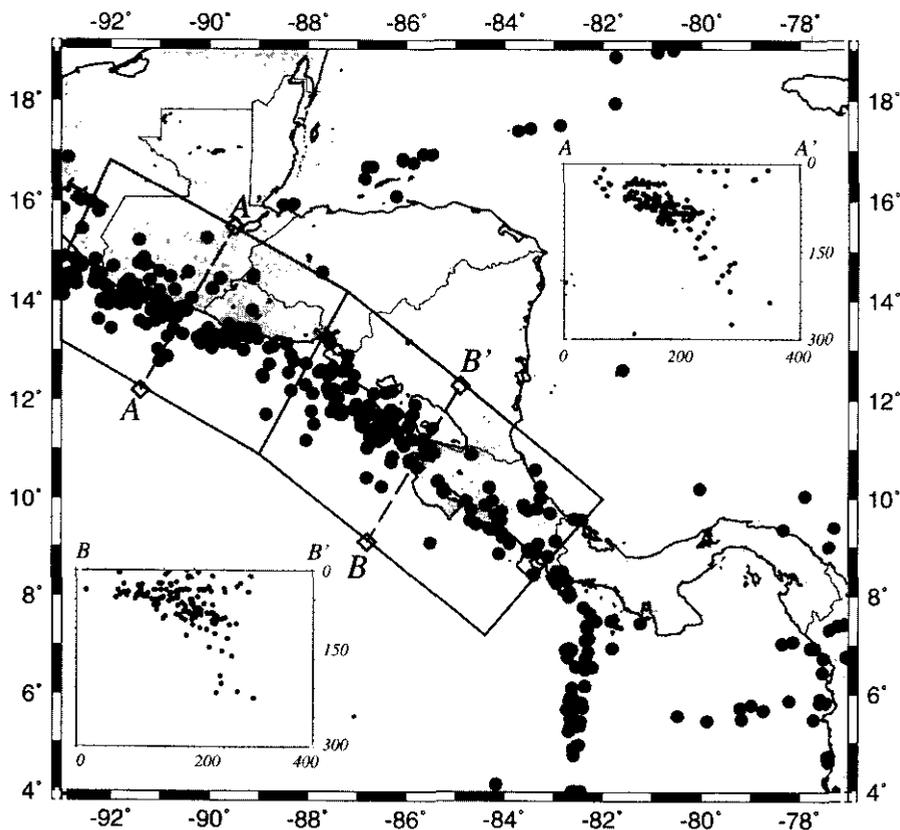
La sismicidad seleccionada, la hemos dividido en: somera (0-50 km) e intermedia (50-75-100-300 km). A la vez hemos tratado de separar, la sismicidad superficial ocurrida a lo largo de la interfase COC-CAR, de la registrada a nivel superficial intraplaca Caribe, y asociada fundamentalmente al eje de la cadena volcánica centroamericana. La sismicidad observada a lo largo de los sistemas de Fractura: Chixoy-Polochic, Motagua, Jocotán-Chamale-



**Figura 2.** Mapa mostrando las soluciones de los mecanismos focales (hemisferio inferior) de la base de datos CMT de Harvard, entre enero 1976 y junio 1997. Cuadrantes sólidos y abiertos muestran compresiones y dilataciones respectivamente.

cón, Swan y Panamá, señalan claramente el tipo de borde de placa que separan a CAR-NOA y COC-NAZ respectivamente. El resto de la sismicidad observada corresponde a la ocurrida intraplaca Coco, y que nos define, entre otras cosas, la profundidad máxima a la cual esta placa oceánica tiene capacidad de generar sismicidad antes de ser asimilada por el manto.

Un caso especial es la sismicidad registrada a lo largo de la frontera CAR-BP a lo largo del eje tectónico del Valle Central de Costa Rica y del CNDP, la cual será discutida más en detalle cuando revisemos la sismicidad registrada localmente. Sin embargo, es importante mencionar que la extensión hacia el este del CNDP, tal como se observa en la figura 2, muestra en el presente poca actividad sísmica, a pesar de que históricamente ha sido a lo largo de



**Figura 3.** Mapa mostrando las ubicaciones epicentrales reportadas por el ISC, entre enero 1977 y diciembre 1992, y por PDE, entre enero 1993 y junio 1997. También se muestran secciones transversales típicas, proyectadas en dirección de la convergencia entre COC-CAR-BP ( $\sim N30^{\circ}E$ ).

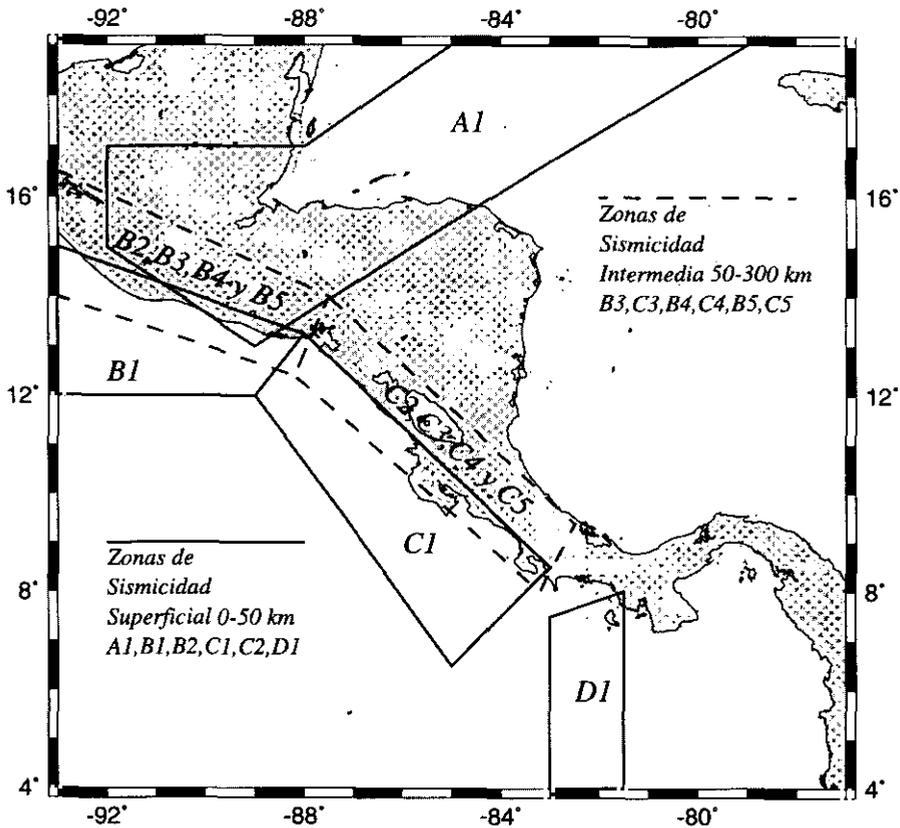
este cinturón deformado, donde se han presentado grandes terremotos (e.g. 1882  $M=7,8$  [Mendoza y Nishenko, 1989]; y 1916  $M=7,4$  [Güendel, 1986]).

Es posible notar también, de la figura 2, la presencia de actividad sísmica al sur del BP, la cual pareciera demarcar la frontera entre este bloque y la placa de Nazca. Aquí los mecanismos focales, documentados en el catálogo de Harvard, muestra la existencia de una alineación de epicentros a lo largo del Paralelo  $6^{\circ} N$ , con una clara dominancia de fallamiento transcurrente sinistral, en el plano orientado este-oeste.

En total la base de datos obtenida del catálogo de Harvard (CMT) contiene un total de 351 mecanismos focales. De estos 195 corresponden a eventos

superficiales (55,6%), mientras que 156 son de profundidad intermedia (44,4%), correspondientes a eventos intraplaca Coco. Por rangos de profundidad, 77 corresponden a eventos entre 50 y 75 km (21,9%), 51 a eventos entre 75 y 100 km (14,5%), y 28 a eventos entre 100 y 300 km (8%). El evento más profundo reportado en el catálogo CMT de Harvard para nuestra región está ubicado a 280 km, por debajo del segmento Guatemala-El Salvador.

En la figura 4, se muestra la sub-división adoptada del arco centroamericano en dos partes, con frontera común a lo largo de un eje, donde el Golfo



**Figura 4.** Mapa mostrando la sub-división del arco centroamericano en las diferentes zonas, objeto de nuestro estudio. Para las fuentes superficiales (0-50 km) se han seleccionado las siguientes zonas: Fractura Chixoy-Polochic, Motagua, Jocotán-Chamelecón y Swan (A1), Costera Guatemala-El Salvador (B1), Costera Nicaragua-Costa Rica (C1), Volcánica Guatemala-El Salvador (B2), Volcánica Nicaragua-Costa Rica (C2), Fractura de Panamá (D1). Para las fuentes intermedias se han seleccionado las siguientes zonas: Guatemala-El Salvador 50-75 km (B3), 75-100 km (B4), 100-300 km (B5); Nicaragua-Costa Rica 50-75 km (C3), 75-100 km (C4), 100-300 km (C5).

de Fonseca separa a El Salvador de Nicaragua. Lo anterior por cuanto, en este lugar, la orientación de la FMA cambia de rumbo, siendo la subducción de la placa del Coco, más oblicua bajo el segmento Guatemala y el Salvador, y más perpendicular bajo el segmento Nicaragua y Costa Rica. Es así como definimos las siguientes zonas:

*Tabla 1. División de Centroamérica en 8 zonas con sus respectivos rangos de profundidad en km, para las distintas fuentes sismogeneradoras*

Zona	0-50	50-75	75-100	100-300
Polochic - Motagua-Swan	A1			
Costera Guatemala-El Salvador	B1			
Costera Nicaragua-Costa Rica	C1			
Volcánica Guatemala-El Salvador	B2*			
Volcánica Nicaragua-Costa Rica	C2			
Fractura de Panamá	D1			
Intermedia Guatemala-El Salvador		B3	B4	B5
Intermedia Nicaragua-Costa Rica		C3	C4	C5

(\*) Mostrada como zona individual, si embargo por el bajo número de eventos en la región B2, también ha sido incluida para su análisis en la zona A1.

Tal como se comentó anteriormente, la mayor parte de la actividad sísmica registrada a nivel mundial, para la región centroamericana, se concentra en fuentes superficiales (0-50 km), ubicadas principalmente a lo largo de la zona de subducción y la cadena volcánica. La región del Caribe centroamericano, a excepción de Costa Rica, muestra un bajo nivel de sismicidad. Esta observación sugiere la existencia de un régimen de esfuerzos más neutral a lo largo de la parte trasera del arco, donde el nivel de deformación no pareciera verse afectado directamente por el proceso de colisión y subducción de la placa del Coco.

A fin de ilustrar de la mejor manera posible, los procesos tectónicos observados y en particular: a) la dirección dominante de los esfuerzos compresivos (**P**); y b) el tipo de mecanismo focal dominante para cada zona, hemos utilizado dos tipos de representación. Una, la del diagrama de rosa y la otra la proyección triangular de Frohlich y Apperson (1992).

En el caso de la representación del diagrama de rosa, hemos procedido a proyectar horizontalmente los ejes compresivos, acumulados a intervalos de 10° y normalizados. En el caso de la proyección triangular de Frohlich y

Apperson, los mecanismos focales se proyectan de acuerdo a tres tipologías, según el buzamiento de los ejes **P**, **T** y **B** a saber:

Normal puro: buzamiento **P**  $\geq 60^\circ$  y buzamiento **T**  $\leq 30^\circ$

Inverso puro: buzamiento **P**  $\leq 30^\circ$  y buzamiento **T**  $\geq 60^\circ$

Transcurrente puro: buzamiento **P**  $\leq 30^\circ$ , buzamiento **T**  $\leq 30^\circ$  y buzamiento **B**  $\geq 60^\circ$

## ZONAS DE SISMICIDAD SUPERFICIAL (0-50 KM)

### Zona A1: Polochic-Motagua-Swan (0-50 km)

La zona A1 incluye la actividad sísmica superficial registrada a lo largo del sistema de fallas Chixoy-Polochic, Motagua y Jocotán-Chamalecón, las cuales constituyen el límite norte que separa las placas CAR-NOR. Estas mega-fallas afectan directamente a centros de población importantes, tanto en Guatemala como en Honduras. El último gran evento sísmico catastrófico, registrado en este sistema de fallas, fue el ocurrido en febrero de 1976, conocido como el Terremoto de Guatemala ( $M_w=7.5$ ). Este evento produjo la muerte a más de 23.000 personas, dejando unos 435,000 damnificados y daños económicos que superaron el billón de US\$ (Espinosa, 1976).

El sistema de fallas Chixoy-Polochic, Motagua y Jocotán-Chamalecón y su extensión hacia el Este a lo largo del sistema de fractura de Swan, muestra un diagrama de rosa, donde la orientación preferida de los esfuerzos compresivos, se da en dirección N30°E. Por otro lado, la proyección triangular, señala que el tipo de mecanismo focal preferido está dominado principalmente por fallamiento transcurrente, en este caso de tipo lateral izquierdo para el plano de falla orientado suroeste-noreste (figuras 5 y 2).

### Zona B2: Cadena volcánica Guatemala-El Salvador (0-50 km)

La zona B2 cubre la sismicidad superficial registrada a lo largo de la cadena volcánica, la cual ha producido, históricamente, daños importantes a la infraestructura socio-económica de Guatemala y el Salvador (White y Harlow, 1993). El Terremoto de El Salvador de 1986,  $M_w=5.8$ , es un evento característico de los sismos asociados a la cadena volcánica de América Central.

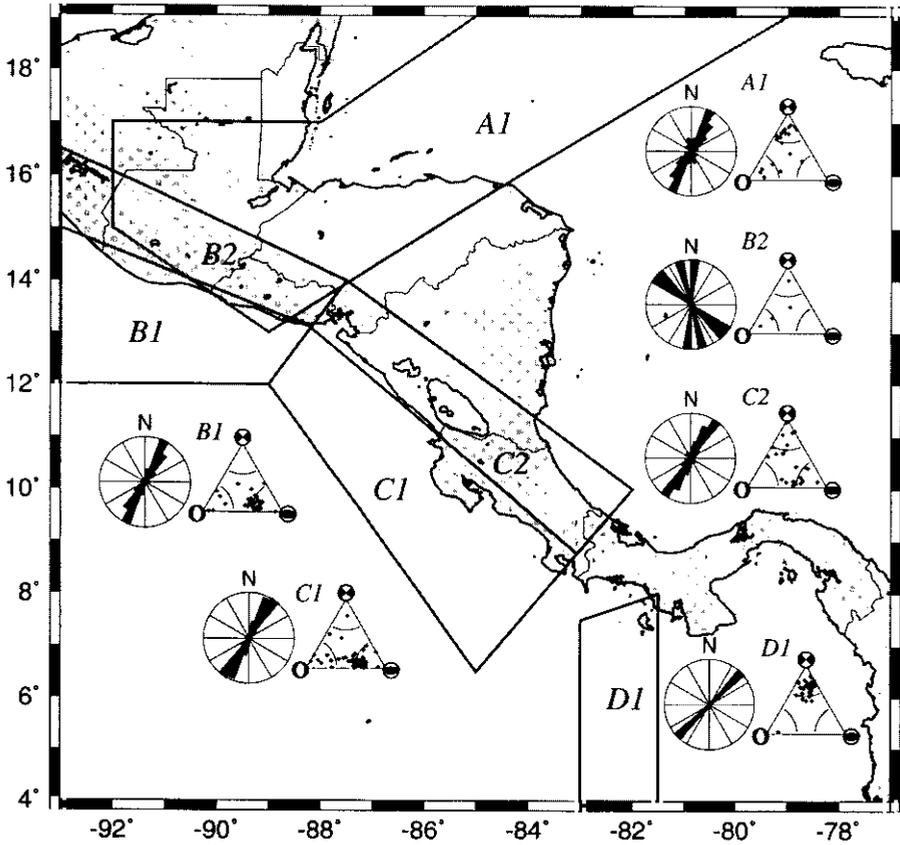


Figura 5. Mapa mostrando para cada zona superficial (0-50 km), las representaciones de rosa (i.e. dirección dominante de los esfuerzos compresivos P, proyectados horizontalmente) y triangular (i.e. mecanismo focal dominante).

Debido a que el número de soluciones encontradas en el catálogo CMT de Harvard para esta zona contiene únicamente 4 eventos, su análisis ha sido incluido en el estudio para la zona A1 (figuras 5 y 2).

### Zona C2: Cadena volcánica Nicaragua-Costa Rica (0-50 km)

De manera similar, la actividad sísmica asociada a la cadena volcánica entre Nicaragua y Costa Rica ha mostrado, históricamente, ser la más peligrosa en términos de pérdida de vidas humanas y tipo económico. Casos como el Terremoto de Cartago, Costa Rica de 1910 ( $M=6,4$ , Montero y Miyamura,

1982); de Managua, Nicaragua de 1972 ( $M_s=6,2$ ); Tilarán, Costa Rica de 1973 ( $M_s=6,5$ ); Puriscal, Costa Rica de 1990 ( $M_w=6,0$ ); entre otros, han generado algunas de las mayores catástrofes por terremoto en el presente siglo.

Para esta zona, la orientación de los esfuerzos compresivos, mostrada por el diagrama de rosa, corresponde a direcciones entre  $N30^\circ-40^\circ E$ . La proyección triangular muestra, que los eventos asociados a la cadena volcánica de Nicaragua-Costa Rica están diferenciados en dos grupos dominantes, uno de *corrimiento lateral* y otro de *mecanismos inversos*. Los eventos de *corrimiento lateral* están asociados principalmente a la cadena volcánica, mientras que los eventos *inversos* se concentran en dos grupos, uno a lo largo de la costa caribeña de Costa Rica al sureste de Puerto Limón como producto del *bajocorrimiento* del piso oceánico del Caribe, por debajo el continente, asociado al CDNP; y el otro a lo largo de la fila costera en el litoral del Pacífico sur de Costa Rica, asociado al proceso de subducción sub-horizontal de una litosfera oceánica muy joven y a la introducción de la serranía del Coco (figuras 5 y 2).

### **Zona B1: Costera Guatemala-El Salvador (0-50 km)**

La zona B1 comprende la sismicidad ocurrida a lo largo del plano de subducción frente a las costas de Guatemala y El Salvador entre la FMA y la línea de costa. Según la proyección triangular, esta zona B1 está caracterizada por una marcada mayoría de mecanismos *inversos*, característicos de las zonas de subducción. El diagrama de rosa muestra, que la dirección preferida de los esfuerzos compresivos, es  $N30^\circ E$  (figuras 5 y 2).

### **Zona C1: Costera Nicaragua-Costa Rica (0-50 km)**

La zona C1 comprende la sismicidad ocurrida a lo largo del plano de subducción frente a las costas de Nicaragua y Costa Rica. Para esta zona, la proyección triangular señala de manera similar al segmento Guatemala-El Salvador, una marcada definición por eventos de tipo *inverso*, característicos de las zonas de subducción. El diagrama de rosa muestra que los esfuerzos compresivos están orientados entre  $N30^\circ-40^\circ E$  (figuras 5 y 2).

### **Zona D1: Fractura de Panamá (0-50 km)**

El caso del sistema de fallas de la Fractura de Panamá es, sin lugar a dudas, el más claro de todos los analizados en este trabajo. Este límite de

placa COC-NAZ muestra la existencia de un deslizamiento transcurrente puro a lo largo de las diferentes fallas que componen este sistema de fractura. El diagrama de rosa muestra que la orientación de los esfuerzos compresivos es N50°E, siendo este el caso donde se obtiene la menor dispersión. De manera similar, la proyección triangular muestra que el mecanismo focal preferido es corrimiento lateral derecho para el plano norte-sur (figuras 5 y 2).

### **LAS FUENTES INTERMEDIAS (50-75 KM, 75-100 KM, Y 100-300 KM)**

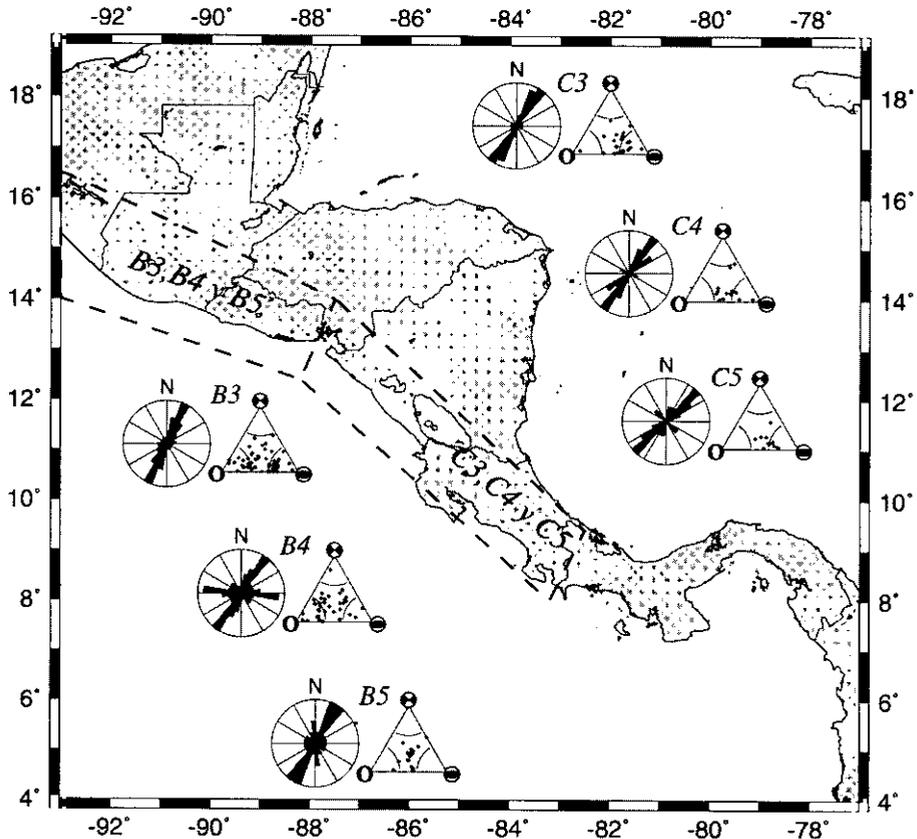
Para el análisis de la sismicidad asociada a fuentes intermedias, hemos optado por subdividirla en tres rangos de profundidad, iniciando en 50 km, la profundidad a la cual, la placa del Coco empieza lentamente a ser introducida en el manto superior, después de colisionar bruscamente con la placa Caribe. La máxima profundidad de actividad sísmica intraplaca Coco ha sido documentada bajo las costas de El Salvador y Nicaragua a unos 280 km. Es importante mencionar aquí la dependencia que tienen los mecanismos focales, intraplaca oceánica, dependiendo de la ocurrencia de los mismos dentro del ciclo sísmico, no entrando a considerar este factor en el presente trabajo.

#### **Zona B3: Intraplaca Cocos, segmento Guatemala-El Salvador (50-75 km)**

Para esta zona, los esfuerzos compresivos muestran una dirección predominante orientada N30°E. No obstante, la proyección triangular señala que en esta zona existe una bi-modalidad de mecanismos focales, con números similares entre los eventos inversos y normales. Este es el rango de profundidades para el cual, la corteza oceánica del Coco, después de haber colisionado con la corteza continental de Caribe, se introduce dentro del manto. La existencia de un número significativo de mecanismos normales, puede estar asociado a un fenómeno distensivo de relajamiento en la placa del Coco (figuras 6 y 2).

#### **Zona C3: Intraplaca Cocos, segmento Nicaragua-Costa Rica (50-75 km)**

Para la zona Nicaragua-Costa Rica notamos que similar a su contraparte en el segmento Guatemala-El Salvador, la orientación de los esfuerzos compresivos muestran una dirección predominante N30°-40°E. No obstante, existe una marcada tendencia a que los mecanismos focales, según se muestra en la proyección triangular, sean principalmente de tipo inverso (figuras 6 y 2).



**Figura 6.** Mapa mostrando para cada zona intermedia (50-300 km), las representaciones de rosa (i.e. dirección dominante de los esfuerzos compresivos P, proyectados horizontalmente) y triangular (i.e. mecanismo focal dominante).

#### **Zona B4: Intraplaca Cocos, segmento Guatemala-El Salvador (75-100 km)**

En el caso de la zona B4, notamos en el diagrama de rosa, una bi-modalidad en la orientación de los esfuerzos compresivos, entre dos tendencias claramente establecidas: una mostrando una dirección N40°E y la otra, mostrando una dirección casi este-oeste. Esta segunda tendencia muestra la existencia de un sistema secundario de fallamiento, al interior de la ya subducida placa del Coco. Si miramos por otro lado la proyección triangular, notamos que para este segmento, los mecanismos focales preferidos muestran un com-

portamiento alternativo entre normales, y, una mezcla de los tres tipos, con una mayor ocurrencia de mecanismos normales puros, comparados con los pocos mecanismos inversos existentes (figuras 6 y 2).

#### **Zona C4: Intraplaca Cocos, segmento Nicaragua-Costa Rica (75-100 km)**

Para la zona C4, tanto el diagrama de rosa como la proyección triangular, muestran al igual que para la zona C3 (50-75 km), condiciones similares. En este caso, los esfuerzos compresivos muestran una dirección predominante N30°E, congruente con la dirección de convergencia entre COC-CAR. Aún cuando son pocos los eventos localizados, en nuestro catálogo, para este rango de profundidad, existe una preferencia hacia los mecanismos inversos (figuras 6 y 2).

#### **Zona B5: Intraplaca Cocos, segmento Guatemala-El Salvador (100-300 km)**

Para profundidades superiores a los 100 km, la placa del Cocos subducida, muestra una preferencia, para la orientación de los esfuerzos compresivos en dirección N30°-40°E. De manera similar a la zona B4, la proyección triangular nos muestra, que no existe una preferencia clara por un tipo de mecanismo focal puro, siendo éstos una mezcla entre inversos y normales. Esta alternancia puede estar asociada al ciclo sísmico, sin embargo un estudio del comportamiento temporal de los mecanismos focales está fuera del propósito del presente trabajo (figuras 6 y 2).

#### **Zona C5: Intraplaca Cocos, segmento Nicaragua-Costa Rica (100-300 km)**

Para el caso de la zona intermedia más profunda del segmento Nicaragua-Costa Rica, puede apreciarse una leve diferencia en la orientación de los esfuerzos compresivos con respecto a las zonas C3 (50-75 km) y C4 (75-100 km), donde la dirección preferida de éstos estaba orientada N30°-50°E, mientras que para el caso actual (100-300 km), la orientación preferida es N50°-60°E. Por otro lado, la proyección triangular indica una mayor consistencia en el tipo de mecanismo focal esperado para esta zona. Al igual que en los casos anteriores, los mecanismos preferidos se ubican más al tipo inverso que al tipo normal (figuras 6 y 2).

Tabla 2. Resumen del tipo de mecanismo focal y dirección de los esfuerzos compresivos **P** dominantes encontrados por zona

Zona	Mecanismo focal dominante	Dirección de <b>P</b> dominante
<b>A1</b>	T	N30°E
<b>B2</b>	T + N	N0°-60°O
<b>C2</b>	T + I	N30°-40°E
<b>B1</b>	I	N30°E
<b>C1</b>	I	N30°-40°E
<b>D1</b>	T	N50°E
<b>B3</b>	I + N	N30°E
<b>C3</b>	I	N30°-40°
<b>B4</b>	N + I	N40°E y E-O
<b>C4</b>	I	N30°E
<b>B5</b>	I + N	N30°-40°E
<b>C5</b>	I + N	N50°-60°E

T = transcurrente. N = normal. I = inverso.

Protti y McNally (1989), estudiaron la geometría de la placa del Coco subducida, a partir del estudio de la distribución de los principales esfuerzos. Para este fin utilizaron cerca de 400 mecanismos focales de profundidad intermedia, por debajo Costa Rica (correspondiente a las zonas C3, C4 y C5 de este trabajo). Para este estudio utilizaron información sismológica registrada por la red sismográfica del OVSICORI-UNA, entre 1984 y 1989. Los resultados mostraron la existencia de al menos dos zonas con características particulares. Para profundidades mayores a los 75 km se observa predominantemente esfuerzos de extensión en dirección del buzamiento de la placa. Por encima de estas profundidades, entre los 50 y 75 km, se encontró una zona donde los esfuerzos cambian de extensión vertical a compresión vertical, tanto hacia el noroeste como al sureste de los 9° 45' latitud N y 84° 15' longitud O. Este cambio puede estar relacionado con la subducción de la serranía del Coco por debajo de la región central y sur de Costa Rica.

Podemos resumir diciendo entonces que la sismicidad superficial interplaca COC-CAR-BP (0-50 km), muestra, para los dos segmentos costeros a lo largo de la FMA, que el tipo de mecanismo focal más común es el de tipo inverso, indicando que el principal proceso a lo largo de esta interfase, lo constituye el de subducción. De manera similar, la dirección preferida de **P**, es fundamentalmente unimodal a lo largo de esta interfase, y orientada N30°-

40°E, en concordancia con la dirección de convergencia entre COC y CAR (DeMets, 1990).

En el caso del plano de Wadati-Benioff, a profundidades mayores a los 50 km (e.g. por debajo de la zona de acople COC-CAR), el segmento Guatemala-El Salvador muestra una bi-modalidad tanto para los mecanismos focales (e.g. alternancia entre normales e inversos), como en la orientación de los esfuerzos compresivos. En especial por debajo de los 75 km de profundidad, donde es posible argumentar la existencia de dos regímenes de esfuerzos tectónicos diferentes que están afectando el proceso de subducción de la placa del Coco dentro del manto, o alternativamente que esta bimodalidad muestra más bien la existencia de un cambio en la geometría del plano de Wadati-Benioff.

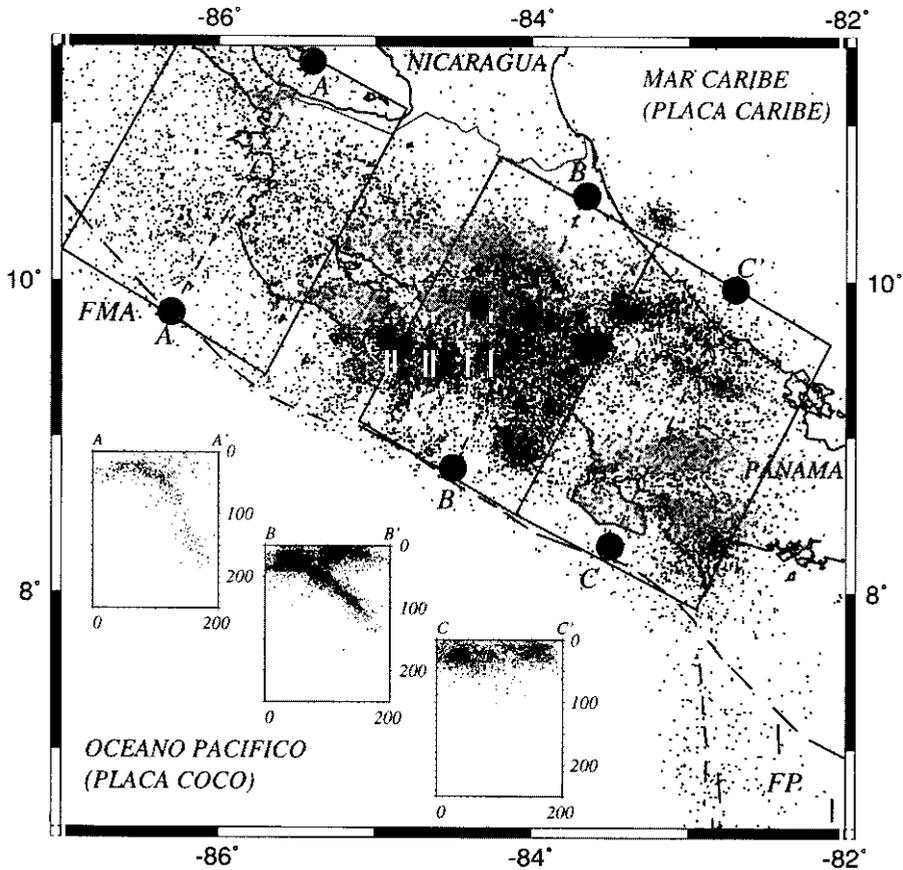
Para el segmento de Nicaragua-Costa Rica, tanto los mecanismos focales (con una preferencia hacia el tipo inverso), como la constancia de una dirección preferida para los esfuerzos compresivos, muestran fundamentalmente que estos esfuerzos, son dominantes y orientados en dirección noreste. Esta consistencia muestra que el proceso de subducción es el mecanismo dominante y que a la vez existe una relativa resistencia del manto a la asimilación de la placa del Coco bajo este segmento.

Para el caso de la sismicidad superficial intraplaca Caribe, notamos que está dominada principalmente por mecanismos de tipo transcurrente con alguna alternabilidad hacia mecanismos de tipo normal, asociados a algunas estructuras de graben existentes en la región. En el caso de los límites de placa CAR-NOA y COC-NAZ, la actividad sísmica está dominada, de manera clara, por mecanismos de tipo transcurrente, siendo más consistente esta característica para el límite de placa COC-NAZ.

## SISMICIDAD LOCAL

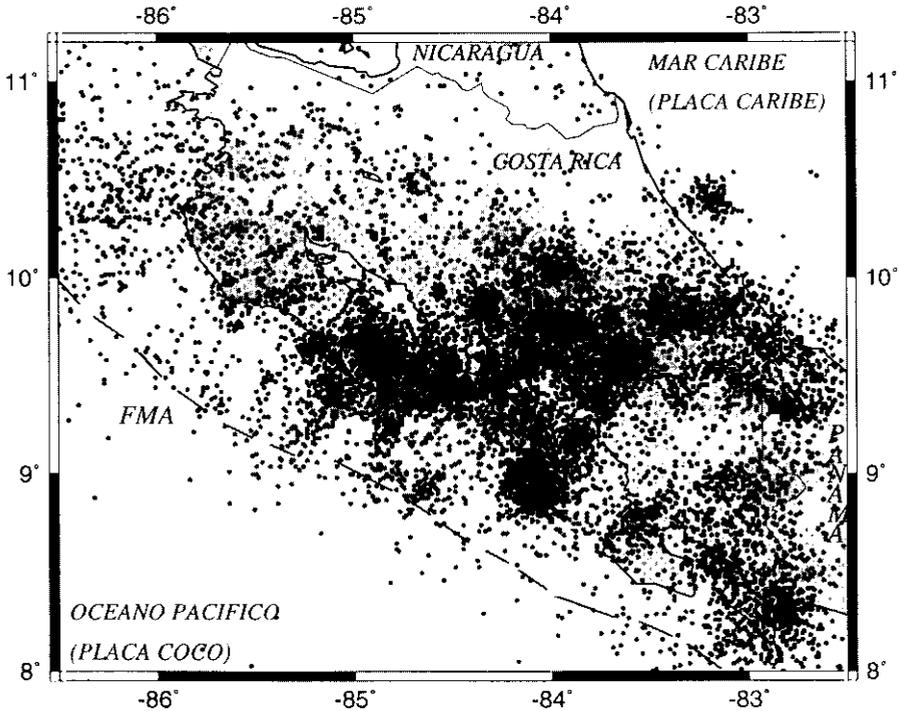
En contraste a la sismicidad reportada por la red mundial, mostraremos, para el caso de Costa Rica, la sismicidad registrada por la red sismográfica del OVSICORI-UNA, entre abril de 1984 y setiembre de 1997. Uno de los aspectos que más resalta a la vista, en primera instancia, es el nivel de detalle que es posible lograr a través de este importante juego de datos, a pesar de que la red mundial ha registrado actividad sísmica por unos 20 años más (figura 7).

En la figura 7 se muestran también, las secciones verticales para la región norte, central y sur de Costa Rica. En la región norte se observa una zona de Wadati-Benioff similar a la encontrada bajo Nicaragua, es decir, con un buzamiento de alto grado, alcanzando profundidades de hasta 250 km bajo la fron-



**Figura 7.** Sismicidad registrada por la red sismográfica del OVSICORI-UNA entre abril de 1984 y septiembre de 1997. También se muestran tres secciones transversales, ubicadas en el norte, centro y sur del país, mostrando la distribución de sismicidad a profundidad. Las proyecciones se han trazado en dirección de la convergencia de placas COC-CAR ( $\sim N30^{\circ}E$ ). Nótese el cambio que tiene el plano Wadati-Benioff entre la región norte y central, tanto en el ángulo de buzamiento como en la profundidad máxima alcanzada de los sismos generados intraplaca Coco. Este cambio de buzamiento genera la Contorsión Brusca de Quesada (CBQ). En la región sur nótese la casi ausencia total de sismicidad mayor a los 50 km en profundidad.

tera Costa Rica-Nicaragua. En la región central de Costa Rica, la zona de Wadati-Benioff muestra un comportamiento diferente de el observado en la región norte de Costa Rica. En este caso tanto el ángulo de buzamiento de la corteza oceánica, como la profundidad máxima alcanzada por eventos sísmicos intraplaca Coco, alcanzan solamente los 120 km. En la región sur de Costa Rica, la única sismicidad observada corresponde a la ocurrida a lo largo



**Figura 8.** Mapa mostrando la sismicidad superficial (i.e. 0-40 km) para Costa Rica, reportada por la red sismográfica del OVSICORI-UNA entre abril de 1984 y setiembre de 1997. Además de observarse un alto nivel de sismicidad a lo largo de la región costera (i.e. plano somero de subducción), nótese el alto nivel de sismicidad existente a lo largo del eje del Valle Central de Costa Rica, entre la entrada del Golfo de Nicoya en el Pacífico y Puerto Limón el litoral del Caribe. Esta sismicidad está directamente asociada a la zona de cizalla que conforma el límite noroeste del Bloque de Panamá, y que une el CDNP con la FMA.

del plano de interfase entre COC-BP, alcanzando una profundidad máxima entre los 40 y 45 km. Esta es precisamente la región sobre la cual no existe vulcanismo cuaternario activo en el Bloque de Panamá.

Si observamos la sismicidad superficial (i.e. 0-40 km) para Costa Rica (figura 8), es posible notar, en primer lugar, el bajo índice de sismicidad presente en la región noreste del país, situación mucho más evidente en la parte este de Nicaragua. No obstante, este comportamiento varía significativamente al acercarnos, de noroeste a sureste, a la parte central del país. Aquí notamos una alta concentración de actividad sísmica superficial, especialmente distribuida a lo largo del eje del Valle Central de Costa Rica, extendiéndose completamente hasta la margen del Caribe costarricense, a la altura de Puer-

to Limón. Este patrón de sismicidad es único en la región centroamericana y pone en evidencia la existencia de una zona de cizalla que une al CDNP con la FMA (Güendel et al., 1992; Fan et al., 1993; Protti y Schwartz, 1994).

En segundo lugar, es posible también notar, la importante actividad sísmica que se presenta a lo largo del litoral Pacífico de Costa Rica. Esta actividad responde, en su gran mayoría, al proceso de subducción y se presenta como liberación de energía a lo largo de la interfase COC-CAR y COC-BP.

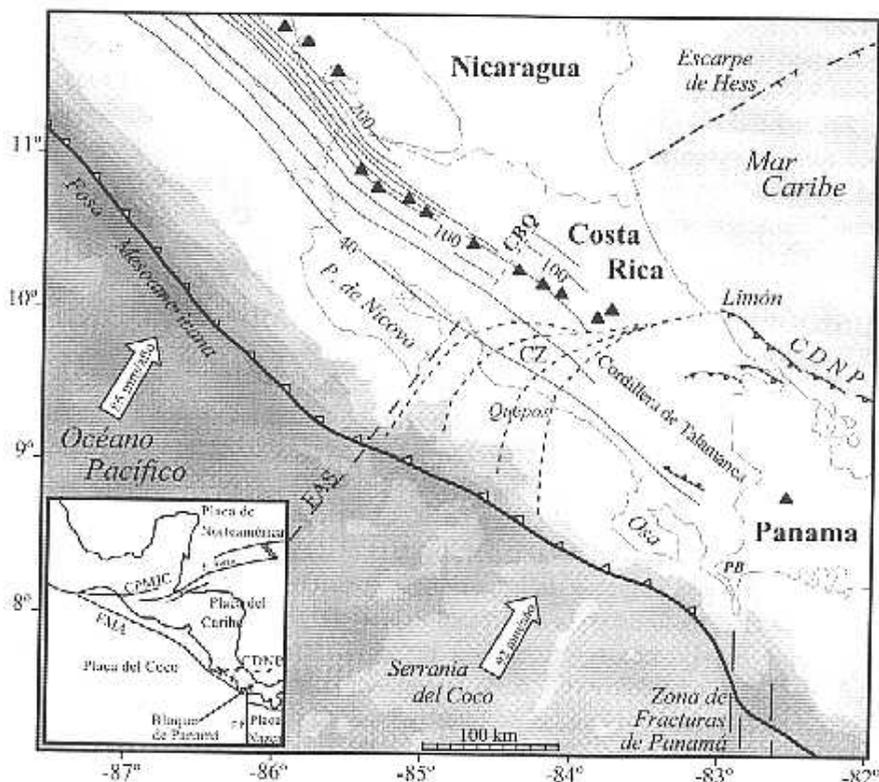
## **EL MODELO TECTÓNICO PROPUESTO PARA LA PARTE TERMINAL SUR DE LA FMA**

Con la finalidad de conciliar, por un lado el marco tectónico a gran escala, con el nivel de detalle, que ha sido posible rescatar de la base de datos registrada por la Red Sismográfica del OVSICORI-UNA, hemos propuesto un modelo tectónico revisado para la zona terminal sur de la FMA. Este nuevo modelo, descrito en detalle por Protti et al. (1994) y Protti et al. (1995), muestra de manera palpable, la importancia que tiene, para la documentación de los procesos tectónicos, la información sismológica de alta resolución. En el presente trabajo nos referiremos a los elementos principales de nuestro modelo, el cual pretende explicar de una manera clara y sencilla, las observaciones sismológicas contenidas en nuestra base de datos.

## **LA GEOMETRÍA DE LA ZONA WADATI-BENIOFF**

Entre las principales características de la geometría de la zona de Wadati-Benioff nos encontramos las siguientes (figura 9):

1. La existencia de una contorsión suavizada a lo largo del plano sísmicamente activo bajo la frontera Nicaragua-Costa Rica.
2. Una segmentación del plano Wadati-Benioff bajo la región central de Costa Rica (denominada la contorsión brusca de Quesada-CBQ).
3. Un decrecimiento de la profundidad máxima alcanzada por los sismos, desde 220 km bajo Nicaragua a menos de 50 km bajo la región sur de Costa Rica.
4. La terminación abrupta del plano sísmicamente activo a los 83°55' longitud O, coincidente con la terminación sureste de la cadena volcánica centroamericana. No hemos encontrado evidencia de actividad sísmica en el plano de Wadati-Benioff por debajo de los 50 km al sureste de Punta Uvita, en la margen del Pacífico Central de Costa Rica.



**Figura 9.** Marco tectónico para la parte terminal sur de la FMA y la geometría de la zona de Wadati-Benioff, obtenida por Protti et al. (1994). Contornos de igual profundidad cada 20 km, iniciando en los 40 km. Velocidad de convergencia entre COC-CAR calculado de DeMets et al. (1990). Triángulos sólidos muestran volcanes activos. CDNP= cinturón deformado del norte de Panamá, CZ= zona de cizalla, CBQ= contorsión brusca de Quesada. Otros nombres en el mapa se refieren a sitios mencionados en el texto.

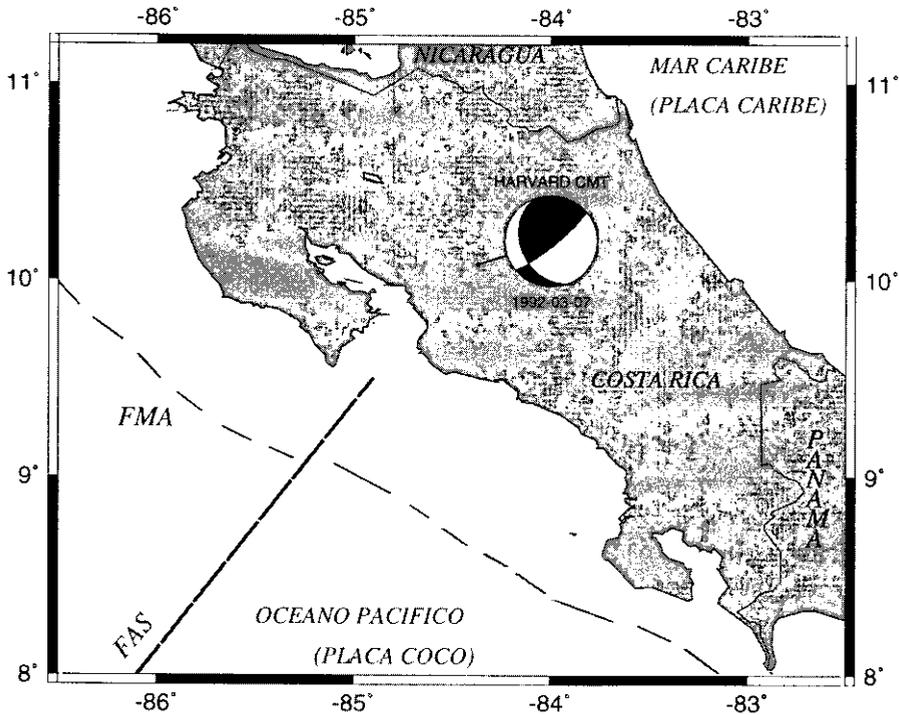
Es importante mencionar, con base en afirmaciones hechas en trabajos anteriores, referentes a diferentes niveles de segmentación del plano de Wadati-Benioff (Carr y Stoiber, 1977; Burbach et al., 1984; Güendel et al., 1986), que aún cuando existe un importante desplazamiento dextral de la cadena volcánica centroamericana, a la altura de la frontera Nicaragua-Costa Rica, no hemos encontrado evidencia, en nuestro trabajo, de que, a este desplazamiento, corresponda un desplazamiento similar en el plano Wadati-Benioff. Por el contrario existe una contorsión suavizada en la misma dirección dextral, siguiendo el desplazamiento observado en la cadena volcánica.

Por otro lado, la CBQ es muy obvia y puede ser reconocida, sismológicamente hablando, únicamente por microsismicidad registrada a profundidades mayores a los 70 km. Por encima de los 70 km no ha sido posible, con la resolución de nuestra red sismográfica, determinar su extensión en dirección de la fosa. Dicha contorsión se extiende desde Puerto Caldera en dirección N34°E, hasta Aguas Zarcas de San Carlos (figura 9). Hacia el noroeste de la contorsión, en dirección de la frontera Costa Rica-Nicaragua, existe un plano sísmicamente activo que buza 80° hacia el noreste y alcanza profundidades máximas que van desde los 135 km bajo Ciudad Quesada hasta 200 km por debajo la frontera con Nicaragua. Hacia el sureste de la contorsión, el plano sísmicamente activo buza unos 60° y alcanza profundidades máximas que van desde los 125 km, detrás de la cadena volcánica, hasta unos 50 km al noreste de Puerto Quepos. Es así como podemos afirmar que la razón de somerización de la profundidad máxima de los sismos en el plano de Wadati-Benioff, a ambos lados de la CBQ, se produce a una razón de 7 km por cada 10 km de extensión horizontal paralelo al eje de la FMA.

Caso contrario al observado bajo la frontera Nicaragua-Costa Rica, podemos afirmar que sobre la CBQ, no se documenta ningún desplazamiento de la cadena volcánica. No obstante, sí ha sido posible encontrar cambios importantes en la composición geoquímica de las lavas terciarias y cuaternarias a ambos lados de la misma contorsión (Malavassi, 1991).

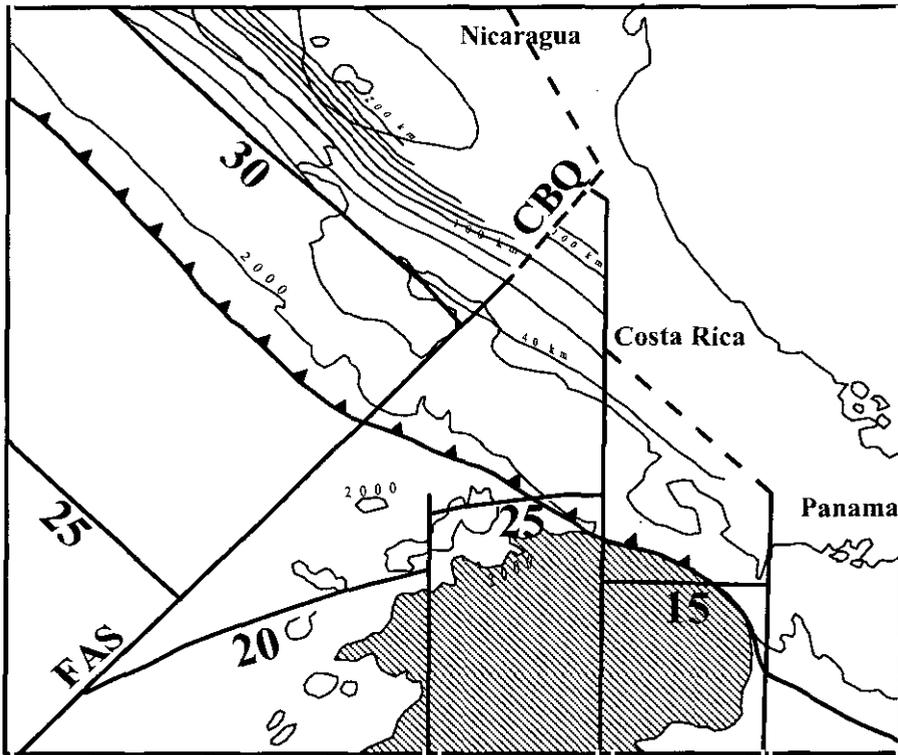
Un aspecto importante sobre las características sismológicas de la CBQ, ha sido la poca liberación de energía observada en esta zona, desde la instalación de nuestra red sismográfica, situación que se ve igualmente reflejada en la sismicidad documentada desde la instalación de la red mundial a mediados de los años 70. Podemos decir entonces que, sin la información sismológica local, de alta resolución, no hubiese sido posible determinar esta importante característica del plano Wadati-Benioff. La reciente ocurrencia del evento de Naranja del 7 de marzo de 1992,  $M_w=6,6$  y profundidad 78 km pone de manifiesto que el proceso de ruptura a lo largo de esta contorsión brusca, contiene los elementos tectónicos necesarios para verificar que su formación es producida por el desgarre de la corteza oceánica, en su proceso de subducción hacia el interior del manto (Güendel y Protti, 1995). La figura 10 muestra el mecanismo focal, hemisferio inferior, obtenido de la base de datos de Harvard.

Las observaciones aquí presentadas se resumen, como modelo, en la figura 11. Con base a la reconstrucción de las edades litosféricas proyectadas (en millones de años) para la placa del Coco y luego de proyectar sobre el plano horizontal la porción sísmicamente activa del plano Wadati-Benioff, es posible correlacionar los aspectos señalados anteriormente con las estructuras tectónicas mostradas en esta figura.



**Figura 10.** Mecanismo focal CMT-Harvard para el evento de Naranjo, Costa Rica, del 7 marzo de 1992,  $M_w=6,6$ , profundidad 78 km. Este mecanismo focal muestra un plano, casi vertical, orientado SO-NE de componente dextral que indica subducción del segmento COC hacia el NO de la FAS (i.e. bajo la zona norte de Costa Rica y Nicaragua), con respecto al segmento COC hacia el SE de la FAS (i.e. bajo la zona central y sur de Costa Rica). Este mecanismo, además de mostrar sesgamiento dentro de la placa del Coco subducida, muestra una mayor resistencia del plano de Wadati-Benioff a introducirse por debajo de la zona central y sur de Costa Rica.

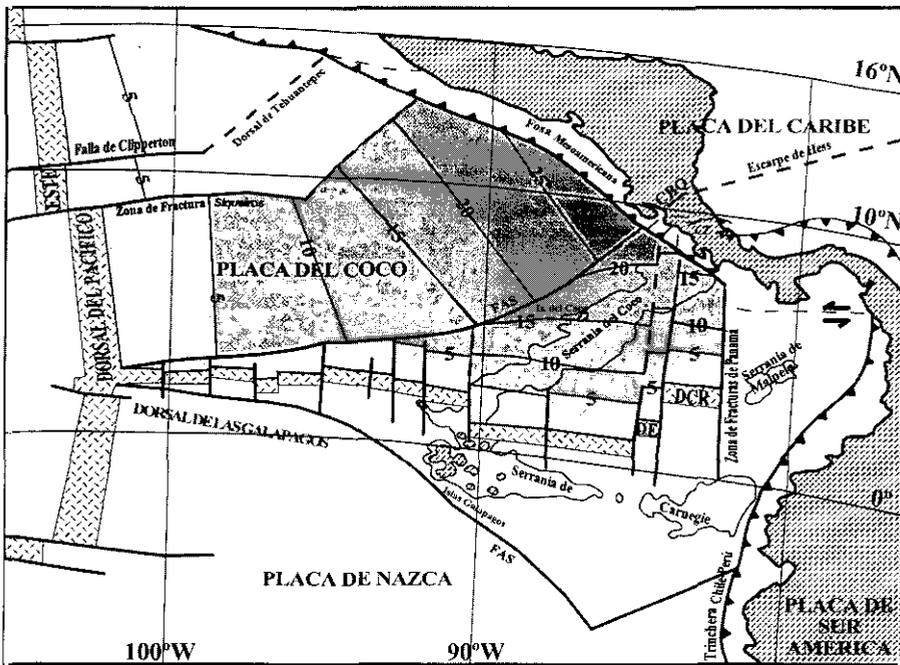
Por ejemplo, es posible mostrar que la proyección hacia la FMA de la CBQ corresponde a la proyección del cambio abrupto en la batimetría de la placa del Coco, a lo largo de un alineamiento orientado hacia el noreste. Este alineamiento se extiende desde el punto triple COC-NAZ-PAC hacia la dorsal del Pacífico del este, hasta coincidir con el punto donde la FMA sufre un fuerte doblez, fuera del extremo sur de la Península de Nicoya (figura 9). Este cambio en la batimetría, conocido en la literatura como “*la frontera áspera-suave (FAS)*” de Hey (1977), mostrada por el contorno de los 3000 metros de profundidad, y que refleja en realidad un cambio en la edad de los materiales a ambos lados de esta frontera y, por lo tanto, un marcado contraste en densi-



**Figura 11.** Mapa mostrando la edad de la litosfera proyectada (en m.a.) de la placa del Coco después de proyectar horizontalmente la porción activa del plano sísmico a un ángulo de  $0^\circ$  (tomado de Protti et al., 1994). Esta proyección de la edad está basada en las razones de esparcimiento de la dorsal del Pacífico del este y de la dorsal de Galápagos. La línea punteada es la extensión máxima del plano sísmicamente activo. Hacia el noroeste de la CBQ, la placa del Coco subducida es más vieja que bajo la zona central de Costa Rica. También se muestra como referencia los contornos de igual profundidad del plano Wadati-Benioff a intervalos de 20 km, iniciando en los 40 km de profundidad. La serranía del Coco (SC) se muestra como el área sombreada, encerrada por el contorno de los 200 metros de profundidad. FAS es la frontera áspera-suave de Hey (1977).

dad dentro de la placa del Coco, con material más joven y menos denso en el lado sureste (figura 12).

También ha sido posible mostrar que los abruptos cambios, observados en la somerización de la profundidad máxima de la porción sísmicamente activa del plano Wadati-Benioff, correlacionan también con la edad de la placa del Coco subducida. En el caso nuestro, una placa oceánica del Coco más vieja, es introducida bajo Nicaragua, al noroeste de la FAS, alcanzando una mayor pro-



**Figura 12.** Distribución de la edad de la litosfera (en m.a.) para la placa del Coco (tomado de Protti et al., 1994). El mapa base es un segmento del mapa de tectónica de placas de la región del Circum-Pacífico, cuadrante sureste (Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1981). Las isocronas fueron dibujadas siguiendo el patrón de las anomalías magnéticas reportadas en ese mapa, y de proyecciones de las razones de esparcimiento oceánico de la dorsal del Pacífico del este y la dorsal de Galápagos. Bandas punteadas representan litosfera oceánica creada en el último millón de años. Las serranías del Coco, Malpelo y Carnegie están mostrados por el contorno de 2000 metros de profundidad. FAS es la frontera áspera-suave de Hey (1977). La frontera norte de la FAS separa corteza oceánica del Coco creada a lo largo de la dorsal de Galápagos de aquella creada a lo largo de la dorsal del Pacífico del este. CBQ es la contorsión brusca de Quesada. DCR y DE son las dorsales de Costa Rica y Ecuador respectivamente.

fundidad (250 km), caso contrario al observado para la región central de Costa Rica, donde la corteza, al sureste de la FAS, es mucho más joven (figura 11). Un aspecto interesante sobre este modelo, radica en la posibilidad de explicar de manera elegante, que el proceso de somerización se inicia bajo la frontera Nicaragua-Costa Rica, unos 100 km antes de toparse con la proyección de la FAS a lo largo de la CBQ. Este fenómeno puede explicarse, indicando que a pesar de que la corteza oceánica del Coco subducida, es de igual edad que la adyacente hacia el noroeste, el segmento cercano a la proyección de la CBQ, está expuesta a la asimilación termal lateral del manto desde tres direcciones: por debajo,

por encima y desde la CBQ, la cual expone lateralmente a la corteza oceánica, reduciendo así la capacidad de ruptura frágil, necesaria para generar sismicidad.

Otro importante aspecto que nuestro modelo puede explicar de manera clara, es el hecho de la terminación brusca de la sismicidad en el plano Wadati-Benioff al este de los  $83^{\circ} 55'$  de longitud O (figuras 9 y 11). Este cambio en el patrón de la sismicidad correlaciona también y a la vez es paralelo a cambios laterales en la edad de la placa del Coco subducida. En este caso, la proyección sobre la placa del Coco de una falla de transformación, orientada de sur a norte, y originada en el centro de expansión COC-NAZ, es la responsable. Esta falla de transformación marca el límite oeste del rift de Costa Rica y el límite este del rift de Ecuador (figura 12). Hacia el este del sitio donde esta falla de transformación está siendo introducida bajo el continente ( $83^{\circ}55'$  longitud O), la edad de la corteza oceánica es muy joven y apenas alcanza unos 15 m.a., al punto de que muy probablemente su estructura termal está más allá del límite que le permita generar ruptura frágil, comportándose más bien como un material plástico; de ahí la incapacidad de poder generar sismos con profundidades mayores a los 50 km, marcando así la abrupta terminación de la actividad sísmica hacia el este. Es también muy probable que este segmento del plano Wadati-Benioff esté subduciéndose a un ángulo menor que el segmento bajo la región central de Costa Rica, asemejándose al tipo de subducción encontrado bajo Perú (Isacks y Baranzangi, 1977) y bajo México (Suárez et al., 1990). Este tipo de subducción estaría también inhibiendo cualquier proceso magmático al no permitir la existencia de una cuña astenosférica entre las dos placas. Similarmente, este mecanismo de subducción tampoco le permitiría a la placa oceánica, alcanzar la profundidad necesaria para generar la deshidratación del plano Wadati-Benioff, inhibiendo también la actividad volcánica asociada al proceso de subducción en la parte sureste de Costa Rica. Este modelo de subducción estaría poniendo de manifiesto la existencia de una zona de gran acople entre las placas oceánica y continental más allá de la zona de interfase principal, generando así un régimen altamente compresivo que explicaría el alto nivel de microsismicidad observado en la región central y sur de Costa Rica, y el cual muy probablemente sea responsable directo de los grandes terremotos generados en la región del Caribe costarricense, como el Terremoto del Valle de la Estrella del 22 de abril de 1991,  $M_w=7.7$ .

## CONCLUSIONES

Hemos analizado la actividad sísmica para la Fosa Mesoamericana, en la parte correspondiente a la interacción COC-CAR y COC-BP, utilizando dos

fuentes primarias de información sismológica. La primera, el catálogo de CMT-Harvard (1976-1997), nos muestra los macro-procesos sismotectónicos generados, principalmente a lo largo de los bordes de placa. La segunda fuente de información corresponde a la microsismicidad registrada (1984-1997) por la red sismográfica del OVSICORI-UNA, documentando los procesos sismotectónicos para la parte terminal sur de la Fosa Mesoamericana.

En el primer caso, de la información obtenida del catálogo de Harvard, hemos procedido a analizar la distribución de los esfuerzos compresivos, proyectados horizontalmente en diagramas de rosa. Por otro lado hemos procedido a clasificar el tipo de mecanismo mediante la proyección triangular. Los resultados obtenidos del presente análisis muestran que:

1. La actividad sísmica a lo largo de la interfase de acople COC-CAR, está fundamentalmente regida por mecanismos focales inversos. La orientación de los esfuerzos compresivos, muestran una dirección preferida N30°-40°E. Esta información es congruente con los modelos actuales de movimiento de placas (DeMets et al., 1990).

2. Para el plano Wadati-Benioff por debajo de los 50 km, notamos algunas variaciones en la dirección preferida de los esfuerzos compresivos. En especial a lo largo del segmento Guatemala-El Salvador, donde observamos cambios en el patrón de orientación de los esfuerzos compresivos para actividad sísmica concentrada entre los 75 y 100 km de profundidad. Esta variación consiste primeramente, en la existencia de una mezcla de mecanismos focales inversos y normales, sin que exista una clara preferencia por ninguno de ellos. En segundo lugar, se da la presencia de una segunda dirección preferida para los esfuerzos compresivos. Esta dirección es casi paralela a la Fosa Mesoamericana y pudiera representar actividad sísmica ocurrida dentro de la placa del Coco a lo largo de planos de debilidad paralelos a las isocronas existentes en la estructura de la misma corteza oceánica, y como resultado de una subducción ligeramente oblicua (figura 11). En contraste, el plano de Wadati-Benioff para el segmento Nicaragua-Costa Rica muestra congruencia con los modelos actuales de movimiento de placas, tanto en la dirección de los esfuerzos compresivos observados, como en el tipo de mecanismo dominante (e.g. inversos).

3. La actividad superficial intraplaca Caribe, asociada principalmente a la cadena volcánica centroamericana, muestra mecanismos focales transcurrentes, con un plano sinistral orientado de suroeste a noreste, y un plano dextral conjugado, orientado de noroeste a sureste. La dirección preferida de los esfuerzos compresivos está orientada en dirección que abarca ejes más noreste para el segmento Guatemala-El Salvador y mas noreste para el segmento Nicaragua-Costa Rica. Esta leve rotación en la dirección de los esfuerzos

compresivos, puede estar respondiendo a la dirección de subducción de la placa del Coco, siendo ésta ligeramente más oblicua para el primer segmento y más normal para el segundo.

4. En el caso de las fallas de transformación, que conforman los límites de placa CAR-NOA y COC-NAZ, tanto los mecanismos focales, los cuales muestran fallamiento transcurrente, como la dirección de los esfuerzos compresivos, son congruentes con los modelos vigentes de movimiento de placas (DeMets et al., 1990).

5. Finalmente mostramos la importancia que tiene el registro continuo de actividad microsísmica, mediante el uso de redes sismográficas locales, para resolver procesos sismotectónicos que no pueden de otra manera, ser resueltos mediante datos aportados a nivel global. En el caso de Costa Rica, la información registrada por la red sismográfica del OVSICORI-UNA, ha permitido elaborar, con base a modelos tectónicos existentes, un nuevo modelo que *explica de forma clara los patrones de microsismicidad registrados durante los últimos 13 años*. La elaboración de este modelo ha permitido identificar de manera concisa, las zonas de mayor potencial sísmico para Costa Rica.

Podemos finalizar diciendo que la información obtenida del Catálogo de Harvard, nos presenta una panorámica regional, donde los procesos tectónicos más relevantes pueden aceptablemente ser descritos. No obstante, cuando a este panorama le agregamos la información sismológica local, el nivel de detalle logrado, pone de manifiesto la necesidad de contar por un lado con este tipo de información, y por otro, la necesidad de estimular la permanencia del funcionamiento de la infraestructura sismográfica instalada hoy día en la región.

En el caso de Costa Rica, la información registrada por nuestra red sismográfica, nos ha permitido revisar, los modelos tectónicos existentes, y proponer un nuevo modelo que permite explicar de manera precisa nuestras observaciones sismológicas. A futuro, es importante que trabajos similares al nuestro, sean realizados para el resto de la zona de interfase COC-CAR, en especial hacia el extremo noroeste donde el punto triple COC-CAR-NOA no está aún bien definido y la cadena volcánica de México se desplaza abruptamente hacia el norte de la cadena volcánica centroamericana.

## AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer en primer lugar, por un lado, al personal del OVSICORI-UNA, por su ardua labor en el procesamiento de miles de sismos, base que ha permitido mejorar el conocimiento de la sismotectónica de nuestro país,

y por otro, al Laboratorio Sismológico Charles F. Richter, de la Universidad de California en Santa Cruz y en especial a la Dra. K. C. McNally por el apoyo recibido a través de los años. A la Universidad Nacional por permitir la pasantía de Federico Güendel en la Universidad de Uppsala, Suecia. A Sarec/ASDI por financiar parcialmente la investigación presentada en este trabajo, bajo proyecto SERCA N° 25063024. A los lectores por las sugerencias. El programa de herramientas "Generic Mapping Tools (GMT)" fue ampliamente utilizado en este trabajo para generar la mayor parte de las figuras.

## REFERENCIAS

- ADAMEK, S., TAJIMA, F., and WIENS, D. A., 1987, Seismic rupture associated with subduction of the Cocos plate, *Tectonics*, vol. 6, págs. 757-774.
- ADAMEK, S., FROHLICH, C., and PENNINGTON, W.D., 1988, Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: constraints on microplate tectonics of the Panama region, *JGR*, vol. 93, págs. 2.053-2.075.
- BURBACH, G. V., FROHLICH, C., PENNINGTON, W. D., and MATUMOTO, T., 1984, Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate, *JGR*, vol. 89, págs. 7.719-7.735.
- CARR, M. J., 1976, Underthrusting and quaternary faulting in northern Central America, *GSA Bull.*, vol. 87, págs. 825-829.
- CARR, M. J., and STOIBER, R., 1977, Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America, *GSA Bull.*, vol. 88, págs. 151-156.
- DEAN, B. W., and DRAKE, C. L., 1978, Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc, *Journal of Geology*, vol. 86, págs. 111-128.
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F., and STEIN, S., 1990, Current plate motions, *Geophys Journal International*, vol. 101, págs. 425-478.
- DEWEY, J. W., and ALGERMISSEN, S. T., 1974, Seismicity of the Middle America Trench arc-trench system near Managua, Nicaragua, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 64, págs. 1.033-1.048.
- DEWEY, J. W. and G. SUÁREZ, 1991, Sismotectonics of Middle America, in Neotectonics of North America: in Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., and Blackwell, D. D., eds., Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map Volume I, págs. 309-321.
- ESPINOSA, A. F. (ed.), 1976, The Guatemala earthquake of February 4, 1976, a preliminary report, U.S. Geological Survey Professional Paper 1002, 90 págs.

- FROHLICH, C. and APPERSON, K. D., 1992, Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, vol. 11, págs. 279-296.
- GARDNER, T. W., VERDONCK, D., PINTER, N. M., SLINGERLAND, R., FURLONG, K.P., BULLARD, T. F., and WELLS, S. G., 1992, Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 104, págs. 219-232.
- GÜENDEL, F., 1986, Seismotectonics of Costa Rica: an analytical view of the southern terminus of the Middle America Trench, Ph.D. thesis, University of California, Santa Cruz, pág. 157.
- GÜENDEL, F. and 14 others, 1989, First results from a new seismographic network in Costa Rica, Central America, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 79, págs. 205-210.
- GÜENDEL, F., PACHECO, J., and PROTTI, M., 1992, The 1990-1991 seismic sequence across central Costa Rica: evidence for the existence of a microplate boundary connecting the Panama Deformed Belt and the Middle America Trench, abstract, *Amer. Geophys. Union, EOS*, vol. 73, n° 43, pág. 399.
- GÜENDEL, F., and M. PROTTI, 1995, The March 7, 1992 Mw=6,6 Naranjo, Costa Rica earthquake: evidence for segmentation within the subducted Cocos plate, IASPEI Abstract volume, B390, Boulder, Colorado, USA.
- GÜENDEL, F., and BUNGUM, H., 1995, Earthquakes and seismic hazard in Central America, *Seismol. Res. Letters*, vol. 66, págs. 19-25.
- HEY, R.N., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 88, págs. 205-210.
- ISACKS, B. L., and BARAZANGI, M., 1977, Geometry of the Benioff zones: lateral segmentation and downwards ending of the subducted lithosphere. In: M. Talwani and W.C. Pitman III ed., *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, Maurice Ewing Ser., vol. 1. *Am. Geophys. Union*, Washington, D.C., págs. 99-114.
- KOLARSKY, R. A., and MANN, P., 1995, Structure and neotectonics of an oblique-subduction margin, southwestern Panama, Geological Society of America, special paper 295, págs. 131-158.
- MALAVASSI, E., 1991, Magma sources and crustal processes at the southern terminus of the Central American volcanic arc. Ph.D. thesis, University of California, Santa Cruz, 147 págs.
- MANN, P., and CORRIGAN, J. D., 1990, Model for late Neogene deformation in Panama, *Geology*, vol. 18, págs. 558-562.

- MATUMOTO, T., OHTAKE, M., LATHAM, G. and UMAÑA, J., 1977, Crustal structure in southern Central America, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 67, págs. 121-134.
- MENDOZA, C., and NISHENKO, S., 1989, The north Panama earthquake of 7 September 1882: evidence for active underthrusting, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 79, págs. 1.264-1.269.
- MOLNAR, P., and SYKES, L. R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *GSA, Bull.*, vol. 84, págs. 1.651-1.658.
- MONTERO W., y M. MIYAMURA, 1982, Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, *Revista del Instituto Geográfico Nacional*, enero-junio, 1982, San José.
- PROTTI, M., F. GÜENDEL and K.C. McNALLY, 1994, The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network, *Phys. Earth and Plan. Interiors (PEPI)*, vol. 84, págs. 271-287.
- PROTTI, M. and S. SCHWARTZ, 1994, Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: evidence from an aftershock study of the April 22, 1991 Valle de la Estrella, Costa Rica earthquake ( $M_w=7.7$ ), *Tectonics*, vol. 13, n° 5, págs. 1.093-1.107.
- PROTTI, M., F. GÜENDEL and K.C. McNALLY, 1995a, Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica, Geological Society of America, special paper 295, págs. 309-326.
- PROTTI, M., y 14 otros, 1995b, The March 25, 1990 ( $M_w=7.0$ ,  $M_l=6.8$ ), earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: its prior activity, foreshocks, aftershocks, and triggered seismicity, *JGR*, vol. 100, n° B10, págs. 20.345-20.358.
- SILVER, E. A., REED, D. L., TAGUDIN, J. E., and HEIL, D. J., 1990, Implications of the north and south Panama orocline, *Tectonics*, vol. 9, págs. 261-281.
- SILVER, E. A., GALEWSKY, J., and McINTOSH, K. D., 1995, Variations in structure, style, and driving mechanism of adjoining segments of the North Panama deformed belt, Geological Society of America, special paper 295, págs. 225-233.
- SIMKIN, T., L. SIEBERT, L. McCLEALLAND, D. BRIDGE, C. NEWHALL, and J. H. LATTER, 1981, *Volcanoes of the World: Stroudsburg, Pennsylvania*, Hutchison Ross Publishing Company, 232 págs.
- STOIBER, R. E., and CARR, M. J., 1973, Quaternary volcanic and tectonic segmentation in Central America, *Bull. Volcanologique*, vol. 37, págs. 304-325.

- SUÁREZ, G., MONFRET, T., WITTLINGER, G., and DAVID, C., 1990, Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, vol. 345, págs. 336-338.
- WADGE, G. and K. BURKE, 1983, Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution, *Tectonics*, vol. 2, págs. 633-643.
- WHITE, R. A., 1991, Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America: in Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., and Blackwell, D. D., eds., *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map Volume I*, págs. 323-338.
- WHITE, R. A., and D. H. HARLOW, 1993, Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, vol. 83, n° 4, págs. 1.115-1.142.
- WOLTERS, B., 1986, Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama, *Tectonophysics*, vol., 128, págs. 21-46.