

ESQUEMA GEODINÁMICO REGIONAL PARA EL NOROCCIDENTE DE SURAMÉRICA (MODELO DE SUBDUCCIÓN Y DESPLAZAMIENTOS RELATIVOS)

Monsalve, H.¹; Mora, H.²

RESUMEN

El presente artículo presenta los contornos de isopropundidades y la geometría de la placa Nazca subducida en el Noroeste de Colombia. Se encuentra que la latitud 8°N es posiblemente el límite de la placa Nazca en el norte de Colombia y se proponen tres ángulos de buzamiento de 38°, 30° y 18° con transición constante, en los segmentos Cauca y Murindó incrementándose el ángulo de buzamiento de norte a sur. Además, se plantea una zona de transición entre los 5°N - 6°N donde posiblemente se está presentando un alabeo de la placa que permita el cambio de pendientes, cambios que están de acuerdo a otros estudios donde desaparecen los volcanes, en este caso del arco de la Cordillera Central Colombiana hacia el Norte.

Palabras claves: Zona de Subducción, Zona Wadati-Benioff, Sismicidad Regional.

GEODYNAMIC REGIONAL SCHEME FOR NORWESTERN SOUTHAMERICA (SUBDUCCION MODEL AND RELATIVE DISPLACEMENTS)

ABSTRACT

This paper introduces some Isodepth contours maps as well as the geometry of the subducted Nazca plate. We propose that the north boundary of the Nazca plate is located at a latitude of 8°N. Additionally, we determine three dip angles 38°, 30° and 18° with constant transition between the Cauca and Murindo segments, this angle increases from north to south. A transition zone located between 5°N to 6°N is proposed, in which there is a change in the slope of the plate. This transition zone coincides with the place where the volcanoes disappear, the north arch of the Central Cordillera.

Key words: Subduction Zone, Wadati-Benioff Zone, Regional Seismicity.

¹ Centro de Investigaciones, Facultad de Ingeniería, Universidad del Quindío, Armenia

² INGEOMINAS, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales.

INTRODUCCIÓN

En la esquina noroccidental de Suramérica convergen las placas Nazca, Caribe y Suramérica y los bloques o microplacas de Coiba y de Panamá, generando una zona de complejidad tectónica y de alta actividad sísmica dentro de los Andes del Norte (FIGURA. 1). La subducción de la placa Nazca bajo la placa Suramericana a lo largo de la Trincheras Colombo-Ecuatoriana, caracteriza en parte la tectónica y la sísmica del occidente Colombiano. Pennington (1981) estudió esta zona de subducción, aunque en dicho trabajo no se consideró para sus secciones hipocentrales la curvatura de la trincheras, ni la curvatura de la Tierra. Adicionalmente, en la sísmica utilizada para este propósito no se utilizaron técnicas de modelación de forma de onda, ni localizaciones conjuntas que permitan conocer cuantitativamente el error involucrado.

Generalmente la manera de hallar secciones hipocentrales en trincheras con curvaturas ha sido tomar secciones en un plano normal a la superficie de la Tierra y proyectarlas perpendicularmente a ella. Por lo que las secciones hipocentrales han sido presentadas con simples secciones rectas en varios ejemplos alrededor del mundo (Benioff, 1954; Isacks et al, 1971; Isacks y Barazangi, 1977; Pennington, 1981; Burbach et al, 1984), así como en la trincheras Mesoamericana y Suramericana especialmente en México, Perú y Chile (Cahill e Isacks, 1992).

Algunos estudios se han hecho teniendo en cuenta la curvatura de la trincheras y se pueden mencionar los de Kawatsu (1986), Ekstrom y Engdahl (1989) y más recientemente en la trincheras Mesoamericana y el Istmo de Tehuantepec (Guzman, 1995; Cárdenas, 1997). Estos últimos trabajos muestran que cuando se tiene en cuenta la curvatura de la trincheras en las secciones hipocentrales, se facilita el modelamiento racional de la geometría o el contorno de la zona Wadati-Benioff, es decir la zona donde el alineamiento de los hipocentros que definen el plano de subducción.

En el presente artículo se muestra el modelamiento de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el occidente Colombiano, teniendo en cuenta la curvatura de la trincheras en las secciones hipocentrales. La sísmica de la región se obtuvo mediante compilación de los catálogos de International Seismological Center (ISC 1964, 1978, 1986, 1994), National Earthquake Information Center (NEIC-USGS 1977) y el Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear (INGEOMINAS 1993, 1995), obtenidos con la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC).

MARCO TECTÓNICO REGIONAL

En la esquina noroccidental de Suramérica, formada por los Andes del Norte, convergen las placas de Nazca, Suramérica, Cocos y Caribe, adicionalmente dos bloques o microplacas han sido propuestos para explicar la complejidad tectónica y la sísmica de la región, esto bloques o microplacas son la de Coiba y el bloque Choco (Duque-Caro, 1990). La convergencia de placas y bloques hace que el ambiente tectónico de la región sea único, pues en ninguna otra parte del mundo una principal placa tectónica subduce debajo de una gran placa continental a lo largo de una fosa de casi 6000 kms (Assumpcao, 1992). En adición, la sísmica es distribuida ampliamente sobre una gran área a través del extenso límite de placas al noroeste de Suramérica, Centroamérica y suroeste del Caribe.

El Bloque Norte de los Andes es delimitado por las fallas Borde Oriental Llanero o Frontal Oriental, y de Boconó al Este, la fosa Colombo-Ecuatoriana y Panamá al Oeste, y el Cinturón deformado del Caribe Sur al Norte (Pennington, 1981; Adamek y otros, 1988). En el sector norte de este bloque significantes desplazamientos probablemente han ocurrido en las fallas de Oca y Santa Marta - Bucaramanga durante el Cenozoico, la primera en sentido lateral derecho y la segunda en sentido lateral izquierdo (Campbell, 1968; Mann y otros, 1990). Las fallas de Boconó, Santa Marta-Bucaramanga y el Cinturón deformado del Caribe Sur definen el "Bloque de Maracaibo", el cual se ha desplazado hacia el norte con relación a Suramérica desde finales del Paleogeno (Pindell et al., 1988).

Pennington, (1981), basado en un estudio de mecanismos focales en el Sistema de Fallas Frontal Oriental, plantea que en el costado Este de los Andes del Norte experimenta movimiento compresional y translacional en sentido lateral derecho, el cual estaría ocurriendo tanto a lo largo de la falla de Boconó como en el Sistema Frontal Oriental. Así el Norte de los Andes se estaría moviendo en sentido NNE, con relación a la placa Suramericana. Esta misma conclusión es planteada por Trenkamp et al. (2002), basado en resultados de geodesia satelital. Schubert (1982) clasifica la falla de Boconó en Venezuela como una falla de rumbo lateral derecho, aunque algunos resultados preliminares obtenidos por Henneberg (1983) a partir de datos geodésicos insinúan existencia de compresión a lo largo de la misma. Por otra parte, el mecanismo focal del sismo de marzo de 1987, ($M=6,9$), ocurrido al Oeste de Quito, indica fallamiento inverso, mientras que el mecanismo focal de otros dos eventos más pequeños localizados alrededor de 100 kilómetros al Sur mostraron desplazamientos oblicuos (Lyon-Caen et al., 1990) lo que

sugiere que el desplazamiento a lo largo del Sistema Frontal Oriental, tanto en Colombia como en Ecuador, es una combinación de tipo inverso y de rumbo lateral derecho, indicando que la región de los Andes del Norte está siendo afectada por transpresión.

Subducción de la Placa Nazca

El término subducción se refiere al descenso de la litosfera oceánica dentro de la astenósfera, y se dice que es una subducción profunda si el ángulo de buzamiento es mayor de 38° y el material de la astenósfera yace por encima de la placa; y una subducción poco profunda si ocurre con un ángulo menor de 38° y se usa el término subduciendo e implica que las dos placas están en contacto y que el material de la astenósfera no las separa (Monsalve, 1998). El margen Nazca-Andes es caracterizado por una trinchera marina, una fila de volcanes activos, cordilleras montañosas longitudinales, y sismicidad entre superficial a profunda (Hall y Wood, 1985). La subducción de la placa oceánica de Nazca en la trinchera ecuatorial ocurre a una tasa aproximada de 69 mm/año (Freymueller et al, 1993 a y b).

Las márgenes de los Andes de Sur América y la región circundante han sido objeto de estudios para aclarar el panorama tectónico de esta compleja región, básicamente por la presencia de la junta triple de Cocos-Nazca y Caribe. La cuenca de Panamá es el área encerrada por el escudo continental de Colombia y Panamá y las dorsales de Cocos y Carnegie, la cuenca ha sido formada por el esparcimiento del piso oceánico a través de los límites de las placas Cocos y Nazca desde el rompimiento de la placa Farallón hace 27 m.a (Freymueller et al, 1993 a y b).

Sin embargo, la subducción de la litósfera oceánica de la placa Nazca bajo el noroeste de la placa Suramericana ha sido muy controvertida toda vez que varios autores difieren substancialmente sobre el ángulo de buzamiento. Santó (1969) concluye que bajo el norte colombiano el buzamiento de la zona de Benioff es hacia el sur, Dewey (1972) demuestra que esta zona aparente es resultado de un error sistemático en la localización de tiempos de arribo reportados de estaciones norteamericanas y concluye que si la zona de Benioff existe es con rumbo N-S y buza hacia el Este. Isack y Molnar (1971) concluyen que la zona de Benioff existe buzando hacia el Este bajo el Ecuador y hacia el sureste bajo el norte colombiano.

El trabajo de Pennington (1981) dividió en tres segmentos el Oeste de la subducción en Colombia donde el segmento

Cauca corresponde a parte de la zona del presente estudio (FIGURA 2). En esta figura se pueden observar también que la parte sur de este segmento entre 2°N y 2°S presenta una sismicidad más baja que la parte Norte de este mismo segmento, lo que también fue analizado en el estudio de sismicidad histórica de esta zona (Espinosa, 1993).

SISMICIDAD REGIONAL

Para efectos de alcanzar los objetivos planteados para este estudio y obtener la proyección de hipocentros en el Noroeste Colombiano, se usaron catálogos como el compilado por INGEOMINAS (1995), donde se resalta la importancia de la sismicidad histórica de Colombia, además de los eventos registrados instrumentalmente; en este catálogo han tomado en cuenta como referencia el catálogo de terremotos para América del Sur en el cuadrante colombiano para el período 1566-1981 (ITEC-ISA, 1988), el catálogo del Observatorio Sismológico del Sur Occidente colombiano (OSSO) para el período 1987-1990, el catálogo de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC- INGEOMINAS) de Enero de 1994 a Junio de 1995, el catálogo de ISC de 1904-1993, el catálogo de NEIC del período 1566-1995 y los estudios de sismicidad histórica (Espinosa, 1993). Igualmente, se consideraron los primeros resultados del Proyecto "Sismotectónica del Territorio Colombiano", realizado por el INGEOMINAS, correspondiente al Atlas Macrosísmico y los datos de Sismicidad Histórica Reciente - Base de datos. El otro catálogo utilizado fue el del International Seismological Centre (ISC) para el período Enero de 1964 a Diciembre de 1994 y el del National Earthquake Information Center (NEIC) para el período Enero de 1995 a Noviembre de 1997.

En la FIGURA 3 se pueden observar los eventos discriminados a diferentes profundidades; someras para $0 < H < 70$ km, intermedias para $70 < H < 300$ km, y profundas para $H > 300$ km. El criterio que se tuvo para el uso de este catálogo obedece a que se contó con las lecturas de fases de los eventos $m_b > 4,0$ del sector colombiano.

Determinación y análisis

La determinación de hipocentros de un grupo de sismos por mínimos cuadrados se realizó con el programa JHD (Joint Hypocenter Determination), desarrollado por Dewey (1971). Para este propósito se usan tiempos de arribo de ondas "P" y ondas superficiales; además se usa el intervalo de tiempo entre pares de fases. Adicionalmente, se empleó un sismo de referencia (sismo maestro), lo que permite

Esquema Geodinámico regional para el Noroccidente de Suramérica (modelo de subducción y desplazamientos relativos)

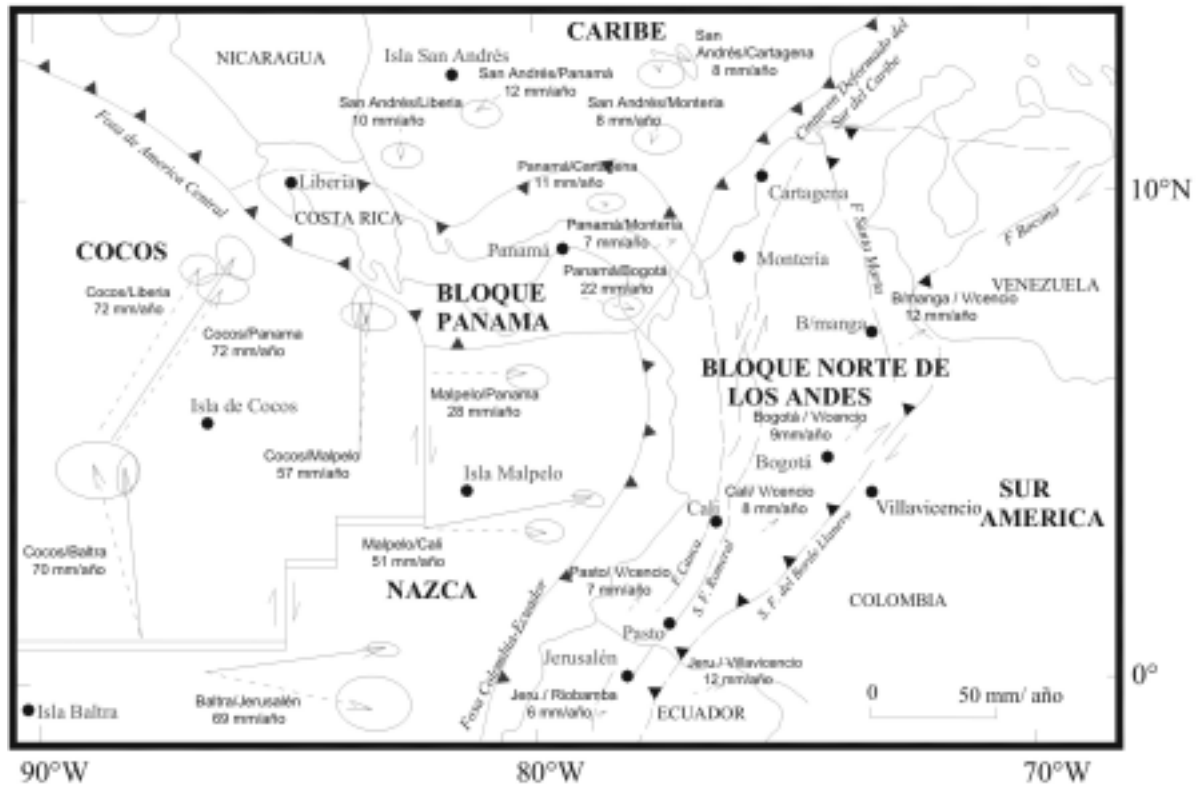


FIGURA 1. Vectores relativos de desplazamiento observados con GPS (líneas rojas) y el modelo NUVEL-1 (líneas negras) con elipses de error del 95% de confianza. El primer nombre de cada línea base es el sitio que se desplaza, y el segundo, el que se asume como fijo. Los círculos rojos son las estaciones GPS del proyecto CASA, (Mora, 1995).

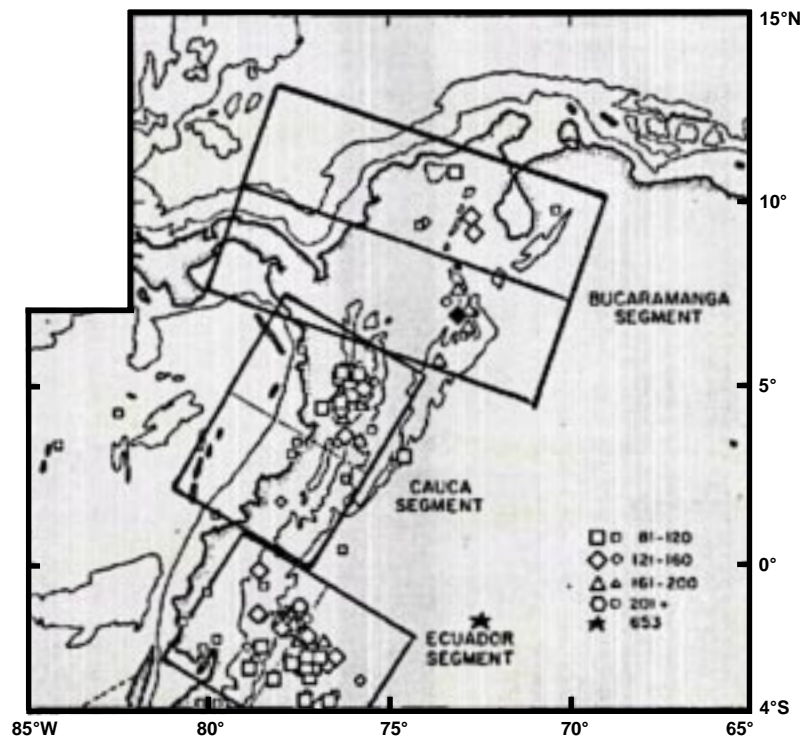


FIGURA 2. Sismicidad de profundidad intermedia de la subducción colombiana. Segmentos de la litosfera subducida planteada por Pennington (1981).

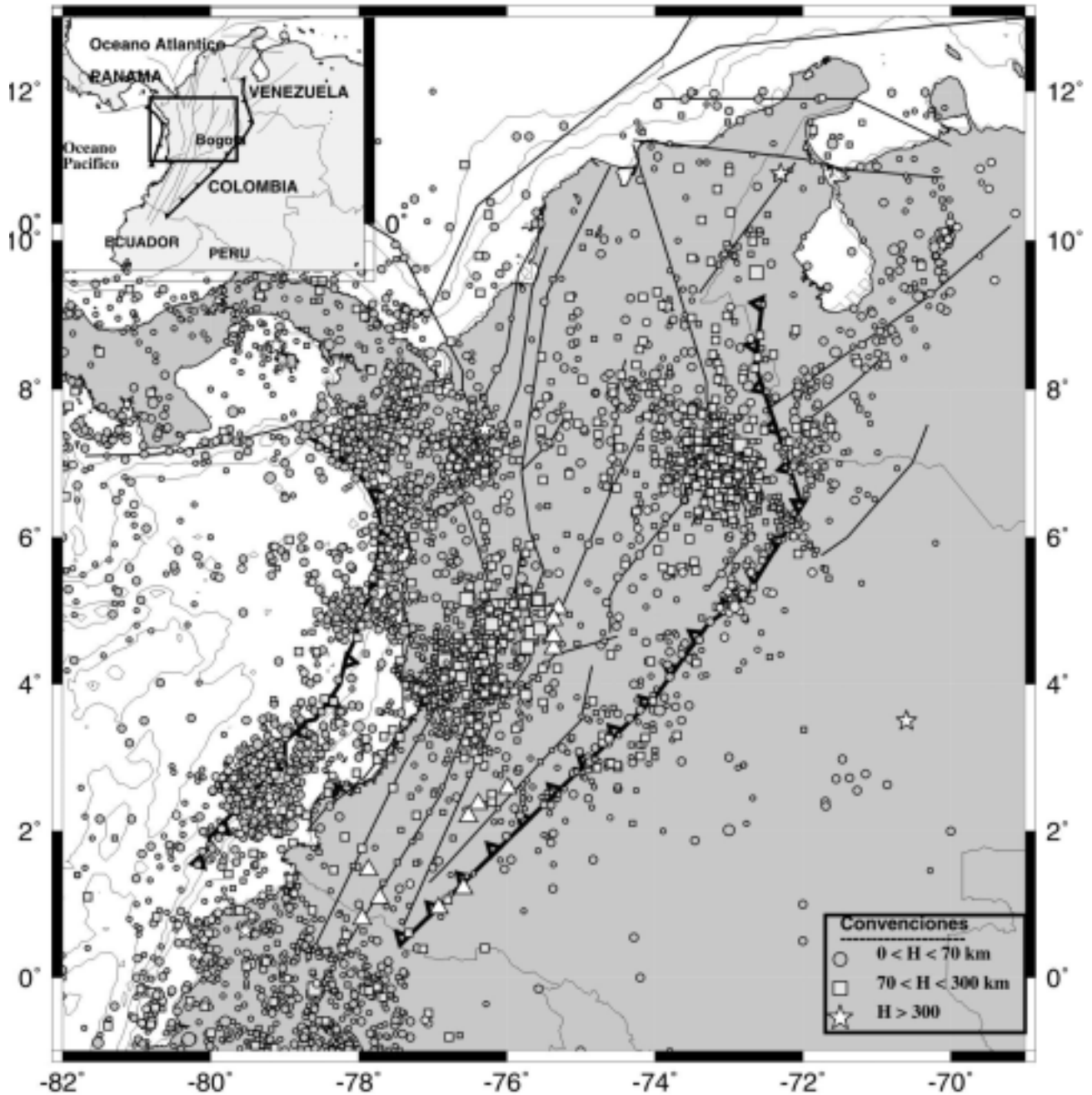


FIGURA 3. Sismicidad de Colombia en el período de Enero de 1964-Diciembre de 1994, International Seismological Centre (ISC,1997) y el período de Enero de 1995 – Noviembre de 1997 del National Earthquake Information Center (NEIC). Nota: Estas localizaciones no han sido depuradas.

determinar correcciones de tiempo para las estaciones. Las ecuaciones de condición para un grupo de sismos son analizados entre pares de fases a través de errores en un modelo camino - tiempo en el que un sistema linealizado de ecuaciones esparcidas, para hipocentros y modelo de parámetros es usado. En general el algoritmo realiza relocalizaciones hipocentrales mediante el cálculo simultáneo de los hipocentros de un grupo de sismos, con el fin de eliminar de una manera estadística errores de las lecturas de los tiempos de viajes observados. JHD es más efectivo en localizar grupos de eventos bajo las siguientes situaciones:

- a) Si se usa un evento de calibración con estaciones que son utilizados en localizar otros eventos que no registraron el evento de calibración.
- b) Si se utilizan estaciones de calibración, cuando las estaciones de calibración no registraron algunos de los eventos a ser relocalizados. En general con un simple evento maestro dará resultados tan buenos como los que arrojará el método JHD, es decir de la calidad del evento maestro depende el éxito de la relocalizaciones.

En varias oportunidades se ha utilizado el método para trabajos similares, o relacionados con sismotectónica, Dewey y Algermissen (1974), Quintanar (1985), Pardo y Suarez (1995), Guzman-Speziale et al (1989), Escobedo (1997), Cárdenas (1997), en los cuales se ha utilizado exitosamente. El algoritmo cuenta con tres programas básicos a saber: SST89, JHD89 y SE89, que se ejecutan secuencialmente, en el que cada uno arroja un archivo de parámetros que se deben pegar al archivo de todos los eventos seleccionados con lectura de fases.

Las siguientes recomendaciones se deben tener en cuenta:

- a) No se deben esperar mejores resultados en la localización de los eventos, si las lecturas de fases son de mala calidad o el evento de calibración no es confiable, ya sea por una deficiente distribución azimutal de las estaciones o por lecturas de arribos de dudosa calidad.
- b) Para un gran grupo de sismos en áreas pequeñas se debe usar JHD para localizar los quince eventos más representativos y estos usarlos con SE89 para localizar los otros eventos.
- c) Tratar de colocar observaciones de más de una estación para una clase particular de fase identificada.

Eventos de calibración

Para escoger el evento maestro o de calibración se seleccionaron cuatro eventos de buena localización en la red local y en la Red Sísmica Mundial, con las siguientes características: (a) Mínimo 250 lecturas de fases, (b) Errores de localización menores a 10 km, (c) Magnitudes $m_b > 5,0$, (d) Error cuadrático medio menor a 0,8 seg. Se obtuvieron para la región (entre las latitudes 4°N - 8°N), 2522 eventos a los cuales se les aplicó el criterio de eliminar aquellos que tenían menos de 31 lecturas de fases, y se relocalizaron unos 2000 eventos con JHD89. De estos se seleccionaron únicamente eventos cuyo eje mayor de la elipse de error fuera menor de 30 km.

En las condiciones de este estudio, un evento que presenta estas dimensiones de la elipse se considera bien localizado (Dewey y Algermissen, 1974), lo que dejó un total de 550 eventos que se pueden ver en la FIGURA 4 con sus respectivas elipses de error y su distribución espacial. Estos eventos quedaron distribuidos en el segmento Cauca, el segmento Murindó, a lo largo de la frontera Colombo-Panameña y la región que se ha denominado el nido de Bucaramanga, zona localizada en las latitudes $6,5^{\circ}\text{N}$ - $7,1^{\circ}\text{N}$ y las longitudes $72,7^{\circ}\text{W}$ - $73,3^{\circ}\text{W}$ definido por Pennington et al. (1979), Dewey (1972), (Dziewonsky, et al., 1997); el resto de eventos son relocalizados con SE89 del programa JHD, Dewey (1971).

Además de estas condiciones, a dichos eventos se les hizo inversión de forma de onda, con el método de Nábelek; esto permitió fijar la profundidad para su relocalización con JHD. Se eligió el correspondiente al sismo de 13 de Septiembre de 1994 con coordenadas $7,06^{\circ}\text{N}$, $76,68^{\circ}\text{W}$, hora de origen 10:01:32.1, elipse de error del eje mayor=3,2 km y eje menor= 2,4 km, como evento maestro y se realizó el cálculo definitivo con JHD89 y SE89.

GEOMETRÍA DE LA PLACA SUBDUCIDA E IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Los detalles de la geometría de la subducción son importantes para refinar los modelos de propagación de onda, válido para el caso de la zona Wadati-Benioff, en la que el buzamiento está caracterizado por los sismos que demarcan la posición y forma de la placa subducida.

En este artículo se muestra una vista bidimensional de la zona Wadati-Benioff en el Noroeste de Colombia, obtenida de la adición de 17 años de datos telesísmicos y 4 años de datos locales, desde los estudios realizados por Pennington

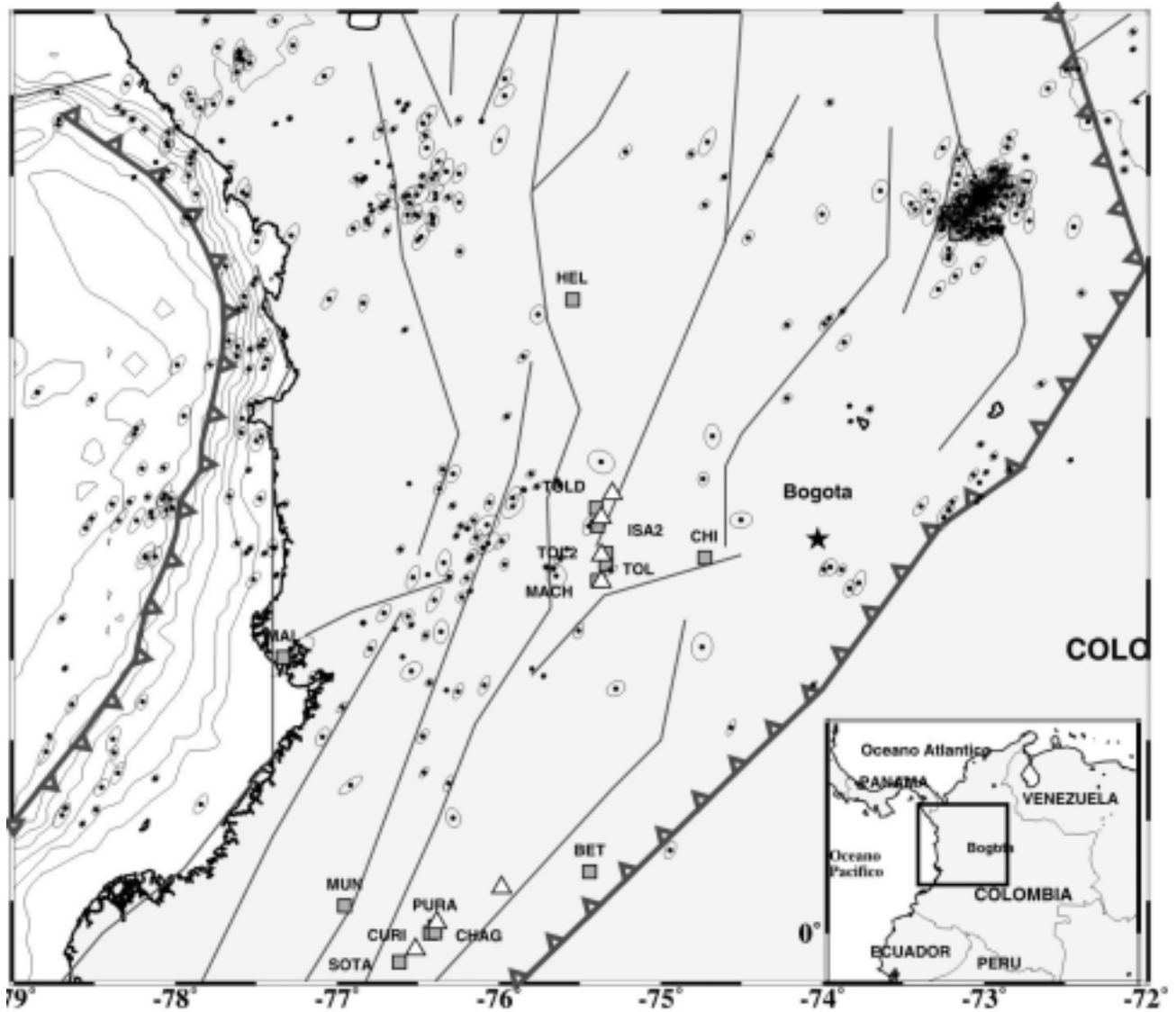


FIGURA 4. Elipses de error para los 550 eventos relocados con JHD (Dewey, 1989); los rectángulos sólidos son las estaciones de la RSNC y los triángulos los volcanes activos de Colombia. En el recuadro inferior se muestra la zona de estudio.

(1981). Los datos con lecturas de fases desde el 1° de Enero de 1964 al 1° de Abril de 1998 fueron relocalizados para obtener los mejores hipocentros con una cuantificación del error inherente a las localizaciones.

Una de las características más importantes de la geometría de la subducción bajo la Cordillera de los Andes son las variaciones en el buzamiento de la placa Nazca determinada por autores como Sykes and Hayes, 1971; Barazangi and Isacks, 1976; Pennington 1981 y Bevis and Isacks, 1984 entre otros. Esos trabajos presentan fuertes cambios en el buzamiento de la placa en grandes zonas de Chile, Perú, Ecuador y Colombia, indicando segmentación de la subducción y de los Andes lo que se reafirma con la interrupción del volcanismo en algunas zonas de Suramérica. Algunos de esos estudios, realizados e interpretados con localizaciones telesísmicas y locales, indican que los segmentos están delimitados por alabeo en la placa que está subduciendo.

Contorno de isopropfundidades

Con los hipocentros obtenidos con JHD, con el eje mayor del elipsoide <30 km y el 90% de confiabilidad, se obtuvieron 550 sismos repartidos en todo el área, unos correspondientes a la placa subducida y otros superficiales localizados en la corteza. Dewey y Algermissen (1974) clasifican los eventos sísmicos de acuerdo con la calidad de su localización en A, B, C y D, así: A <10 km, $10 < B < 20$ km, $20 < C < 30$ km y $D > 30$ km.

Al seleccionar los eventos por profundidades, se utilizó el criterio que a partir de 150 km de la trinchera (Pardo y Suárez, 1995) se toman los hipocentros con $H > 70$ km, y de la trinchera hasta los 150 km, se toman los hipocentros con $H > 50$ km, con el objeto de determinar la zona Wadati-Benioff de la placa Nazca subducida. En este proceso y teniendo en cuenta que para el Nido de Bucaramanga se concentraron una gran cantidad de eventos que se pueden ver en la FIGURA 5 (por sus condiciones de enjambre), quedaron finalmente 172 eventos con los cuales se obtuvo el contorno de isopropfundidades en el Noroeste de Colombia entre las latitudes $3^{\circ}\text{N} - 8^{\circ}\text{N}$. Para la modelación del contorno, se utilizó una malla con "Splines" de curvatura continua en tensión, desarrollado por Smith y Wessel (1990). El método interpola los datos con una superficie que tiene segunda derivada continua y una curvatura cuadrática media; la superficie de mínima curvatura tiene analogía a una placa elástica a flexión aproximada a los puntos (en este caso hipocentros) con base en la ecuación diferencial.

$$\nabla(\nabla^2 z) = \sum f_i(x - x_i, y - y_i)$$

Esta ecuación se resuelve por diferencias finitas y está implementada en el programa GMT, y depende del número de datos y de su distribución; se define una malla en grados para producir la superficie.

En la FIGURA 5 se muestra la geometría de la subducción mediante el contorno de isopropfundidades que representan la zona Wadati-Benioff. Los eventos usados para construir el contorno de profundidades se señalan con el símbolo (+), los restantes eventos están en el Nido de Bucaramanga o asociados a la corteza; así, el contorno es interpolado a través de una sismicidad esparcida y relativamente escasa, debido básicamente a que la mayoría de la información fue obtenida de lecturas de fases de la red sísmica mundial y que la red sísmica local tiene muy poco tiempo de operación. Sin embargo, se adicionaron las lecturas de fases de los eventos de mejor localización de la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC) y gracias a estos eventos se pudo obtener un evento maestro para hacer la relocalización con JHD y obtener los mejores hipocentros.

La geometría de la placa subducida es de transición constante; entre las latitudes $4^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{N}$ (segmento Cauca), se presenta una pendiente constante pero de alto buzamiento. Esta zona tiene el complejo volcánico del Ruiz-Tolima, definida por un buen agrupamiento de sismos de buena localización. Entre las latitudes $5^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{N}$ se presenta una zona de transición y se insinúa una tendencia a cambiar de pendiente, situación que se puede ver en los perfiles de las diferentes secciones en la FIGURA 6. Entre las latitudes $6^{\circ}\text{N} - 8,5^{\circ}\text{N}$, el cambio de pendiente es notorio; sin embargo, se observa que la sismicidad que define este contorno está más esparcida y es más escasa que en el segmento Cauca. Las líneas del contorno insinúan que en la transición se curvan para corresponder al cambio de pendiente, que es el caso que describen Bevis e Isacks (1984) en las zonas de Wadati-Benioff de Sur América entre las latitudes $0^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{S}$, quienes hicieron un análisis de superficies de tendencia hipocentral por medio de expansión de armónicas esféricas. De la misma manera, Cahill e Isacks (1992) lo hicieron en el Perú, al igual que el caso analizado por Schneider e Sacks (1987), también en otra zona del Perú, para identificar fuentes de esfuerzos en una litósfera subduciendo. Entre las latitudes $5^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{N}$ y las isopropfundidades 120 km y 200 km se forma un plano con buzamiento al sur, mostrándose un vacío de sismicidad entre los $5,9^{\circ}\text{N} - 6,5^{\circ}\text{N}$, que se puede observar más claramente en el mapa de sismicidad de la FIGURA 3.

Los mecanismos focales de los sismos en la zona Wadati Benioff son el mejor indicador de la orientación de los

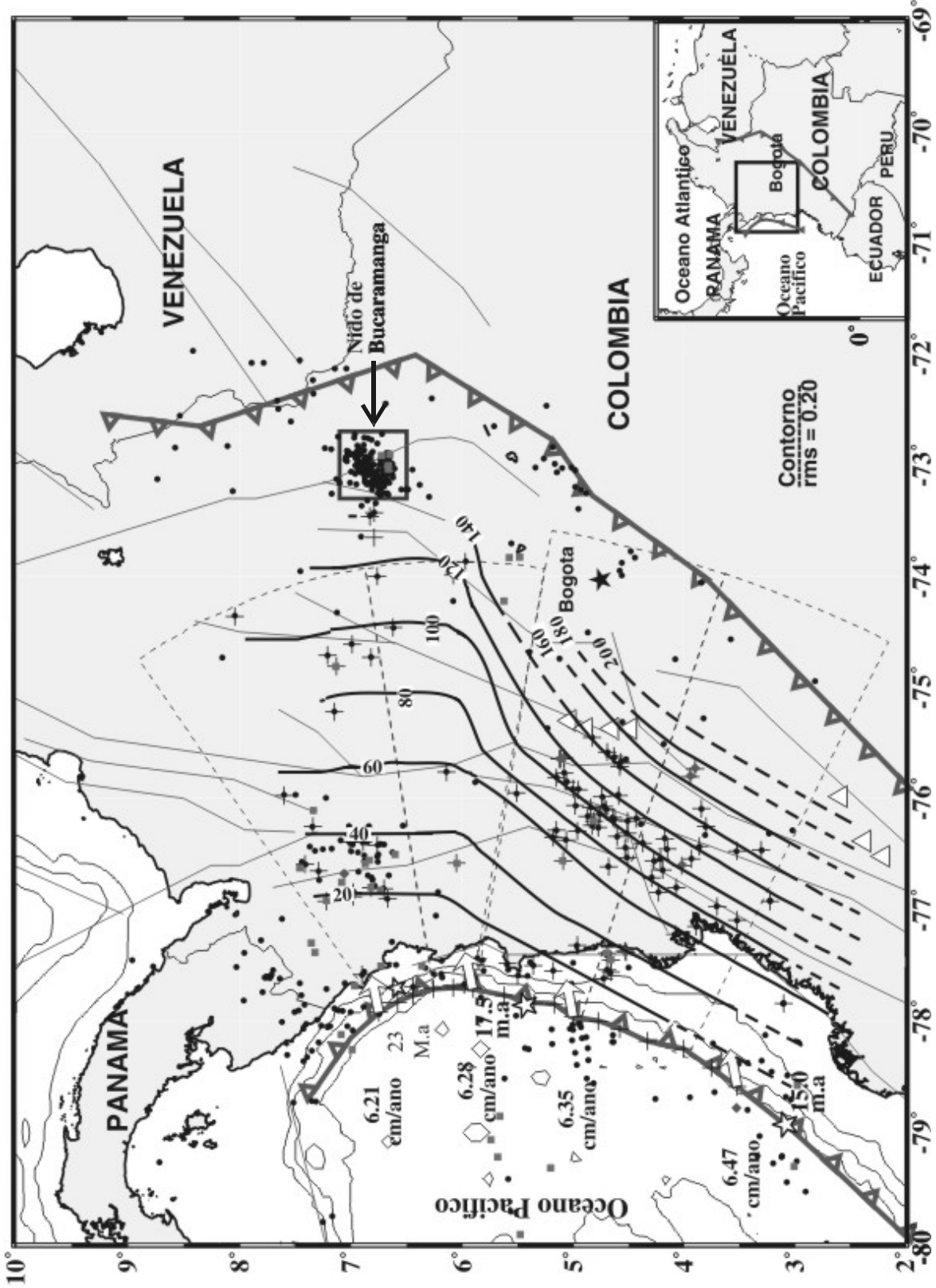


FIGURA 5. Contorno de isopropiundades de la placa Nazca subducida bajo la placa suramericana en el noroeste de Colombia, usando splines de interpolación. Los eventos señalados con (+) son los eventos que se emplearon para la interpolación y corresponden a la zona Wadati-Bentoff. Las líneas punteadas indican el contorno extrapolado por carencia de datos. Se indican las secciones hipocentrales ajustadas a una trinchera sinuosa y una tierra esférica. Las flechas blancas indican la dirección de convergencia propuesta por DeMets (1990,1994). Las estrellas blancas en la trinchera son los puntos donde se proyectaron las anomalías 6B, 6 y 5B para obtener edades de la placa, (Atwater, 1989).

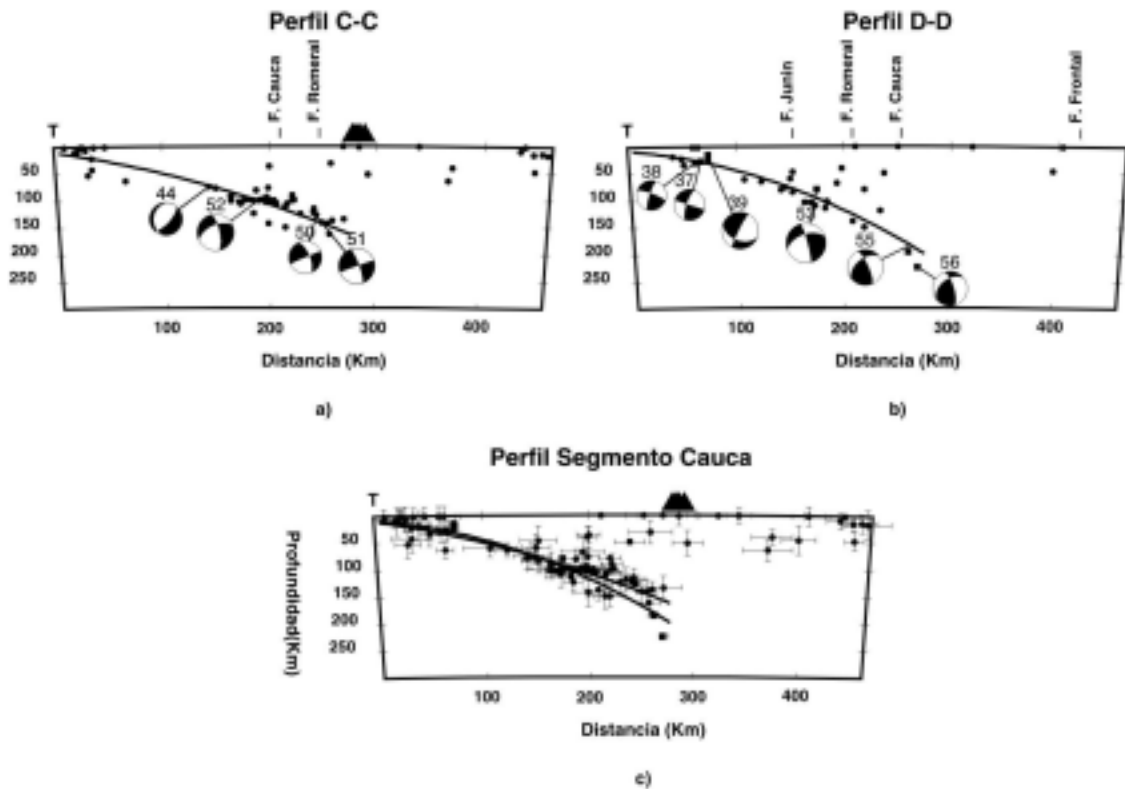


FIGURA 6. 6.a y 6.b corresponden a perfiles transversales de las secciones hipocentrales del segmento Cauca. Los hipocentros corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD en el presente estudio, período Enero 1964- Abril 1998. En 6.c se muestran las barras de errores en profundidad para un eje mayor <30 km y confiabilidad del 90%. Los cuadros sólidos son los eventos con mecanismos focales; los triángulos sólidos son los volcanes.

esfuerzos principales dentro de la placa subducida. Isacks y Molnar, (1971) mostraron que los ejes P y T para sismos intermedios y profundos dentro de ZWB están alineados con el buzamiento de la placa en descenso. En particular, los ejes de compresión (P) corresponden a la dirección que hace un ángulo de 45° con ambos planos nodales. Estos ejes no necesariamente determinan los ejes principales de esfuerzo, (Molnar y Sykes, 1969). Esto lo corroboraron Cahill e Isacks (1992), quienes aplicaron el método de inversión de Gephart (1990).

Este método reduce las discrepancias entre la dirección del deslizamiento observado y los esfuerzos de cortante a lo largo de varias fallas, lo que redundará en una mejor confiabilidad del campo de esfuerzos que la simple compilación de los ejes P y T. De allí que en este estudio, como en el de Pardo y Suárez (1995), se presenten algunas discrepancias con la dirección de convergencia de la placa al presentar solamente la dirección del eje T para los mecanismos analizados.

Los mecanismos focales utilizados en este estudio fueron:

de onda usando el método de Nábelek con ondas de cuerpo P y SH, cuyas trazas fueron suministradas por IRIS.

- b) Cincuenta mecanismos (1977-1998), con soluciones CMT (Harvard University WEB, 1998).
- c) Cinco mecanismos focales calculados por Pennington (1981) del período (1967-1976) y relocalizados con JHD por Adamek, 1988. Estos últimos eventos fueron determinados usando datos de período largo de la World-Wide Seismograph Network (WWSSN) con ocasionales registros de período corto de estaciones cercanas; sólo se usaron primeros arribos y algunos complementados por polarización de ondas S.
- d) Un mecanismo focal reportado por Harvard con solución CMT y su localización reportada por la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC) operada por el INGEOMINAS.

En este estudio, se presentan en las TABLAS 1, 2 y 3 los parámetros de los mecanismos focales utilizados, donde

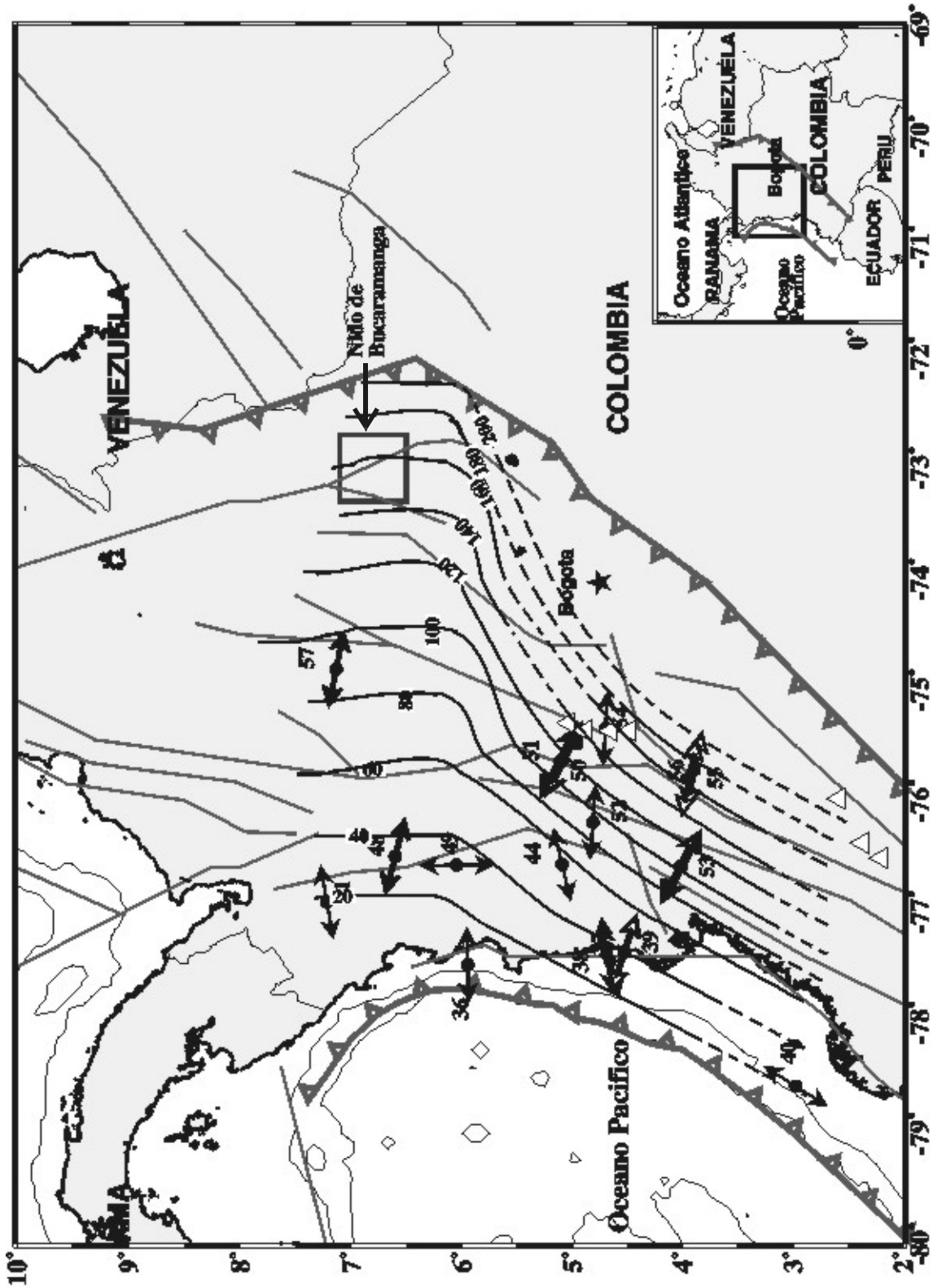


FIGURA 7. Orientación de los ejes T para sismos intermedios y profundos y algunos someros cerca de la trinchera, obtenidos de modelación de forma de onda. Las flechas blancas corresponden a eventos modelados con inversión de ondas de cuerpo, Nábelek(1984); las flechas sólidas corresponden a mecanismos reportados por Harvard-CMT (Dziewonsky, 1977-1997). En general, los ejes siguen la dirección de la convergencia de la placa.

TABLA 1. Términos geológicos de una falla cortante.

Buzamiento δ	λ (deslizamiento - Rake)					
	$0^\circ < \lambda < 90^\circ$	$0^\circ < \lambda < 180^\circ$	$-180^\circ < \lambda < -90^\circ$	$-90^\circ < \lambda < 0^\circ$	$\lambda = 0^\circ$ $\lambda = 180^\circ$	$\lambda = 90^\circ$ $\lambda = -90^\circ$
	Inversa		Normal			
$0^\circ < \delta \leq 45^\circ$	1	2	5	6	7	8
$45^\circ < \delta \leq 90^\circ$	3	4				

Convenciones: ϕ =Azimuth, δ =Buzamiento, λ =deslizamiento. Tipos de fallas: 1- Falla de cabalgadura con desplazamiento lateral izquierdo. 2.- Falla de cabalgadura con desplazamiento lateral derecho. 3- Falla inversa con desplazamiento lateral izquierdo. 4- Falla inversa con desplazamiento lateral derecho. 5- Falla normal con desplazamiento lateral derecho. 6- Falla normal con desplazamiento lateral izquierdo. 7- Falla transcurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado.(tomado de Ben-Menahem, 1980).

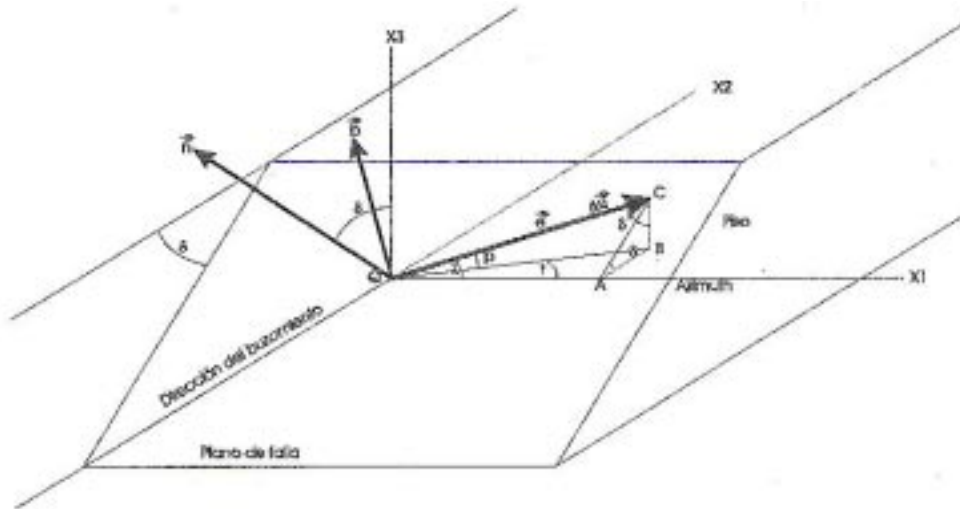


FIGURA 8. Convenciones para los ángulos y parámetros de las fallas, donde ϕ =Azimuth (strike), δ =Buzamiento (dip), λ =deslizamiento (rake), p =inclinación (plunge), t =azimuth (Trend), e, n y b son los vectores unitarios de deslizamiento, normal y nulo respectivamente. Tomado de Ben-Menahem(1980).

el eje (P) pasa a través del cuadrante de dilataciones y el eje (T) a través del cuadrante de compresión; en la FIGURA 7 se muestran las proyecciones horizontales de las direcciones del eje (T) de los mecanismos focales presentados y en la FIGURA 8 se pueden ver los parámetros utilizados.

Mecanismos Intermedios

La sismicidad en el presente estudio se ha clasificado, desde el punto de vista de los mecanismos focales seleccionados para el presente estudio, en:

- (1) Sismos someros para $H < 70$ km.
- (2) Sismos intermedios para profundidades $70 < H < 140$ km.
- (3) Sismos profundos para $H > 140$ km.

La sismicidad correspondiente a los eventos relocalizados con JHD, que se puede ver en la FIGURA 4, presenta

agrupamientos en las latitudes $6^\circ\text{N}-7^\circ\text{N}$, que corresponde a la parte Oeste, en lo que Pennington (1981) en su estudio denominó segmento Bucaramanga, llamado así por la presencia del Nido de Bucaramanga, cuya localización es obtenida de los estudios de Dewey (1972) y Pennington et al. (1979). El segundo agrupamiento representativo corresponde a las latitudes $3,5^\circ\text{N}-5,5^\circ\text{N}$, que conserva la misma denominación empleada por Pennington (1981). El tercer agrupamiento corresponde a la frontera de Colombia -Panamá, que se deja asignada al Segmento Murindó. El cuarto agrupamiento se encuentra en lo que se ha llamado Nido de Bucaramanga (Dewey, 1971; Pennington et al., 1979).

Esta disposición de los sismos, se puede observar en la compilación de la sismicidad presentada en la FIGURA 3, hecha por INGEOMINAS (1995), teniendo en cuenta que es el catálogo sin relocalizar; sólo se depuraron los hipocentros de profundidad correspondiente a $H=0$ y $H=33,0$ km, que suelen ser asignados a hipocentros que no convergen en las localizaciones usuales de HYPO71C

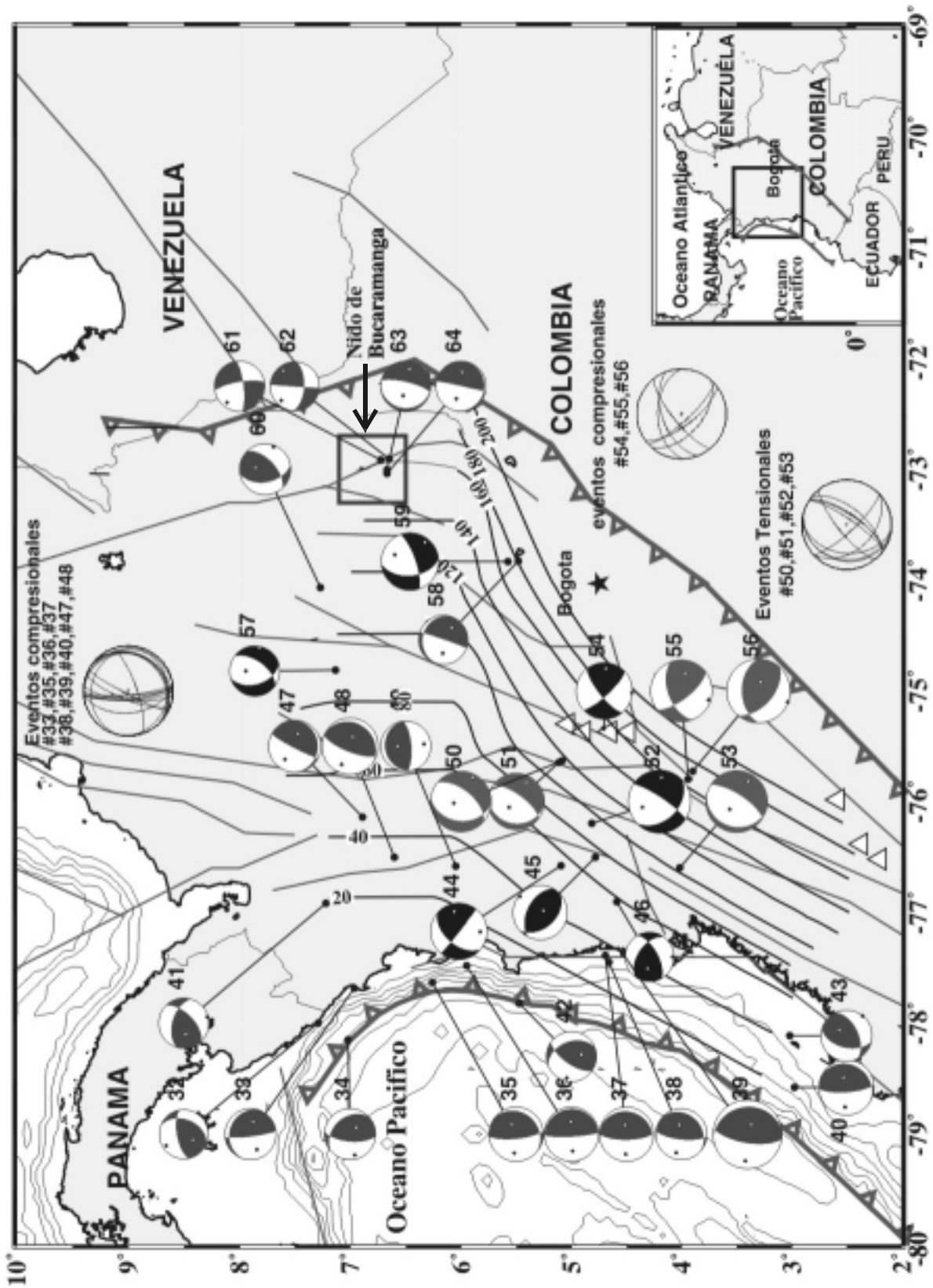


FIGURA 9. Mecanismos focales de profundidad intermedia, profundos y de la zona de contacto en la esfera focal. Estos mecanismos corresponden a los eventos relocalizados con JHD y quedarían en la placa subducida. Los mecanismos en rojo son a los que se le hicieron inversión en este estudio; los restantes son reportados por Harvard-CMT.

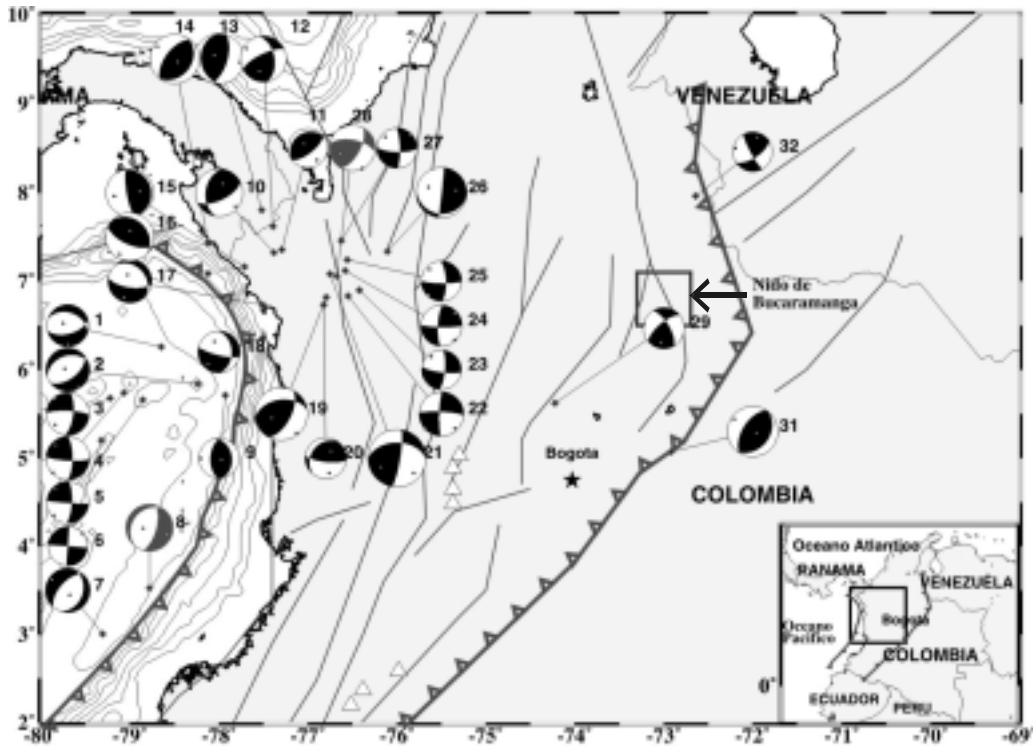


FIGURA 10. Mecanismos focales superficiales mostrados en la esfera focal inferior. Estos mecanismos corresponden a los eventos relocados con JHD y son de eventos en la corteza; los mecanismos en rojo son los que se le hicieron inversión de forma de onda.

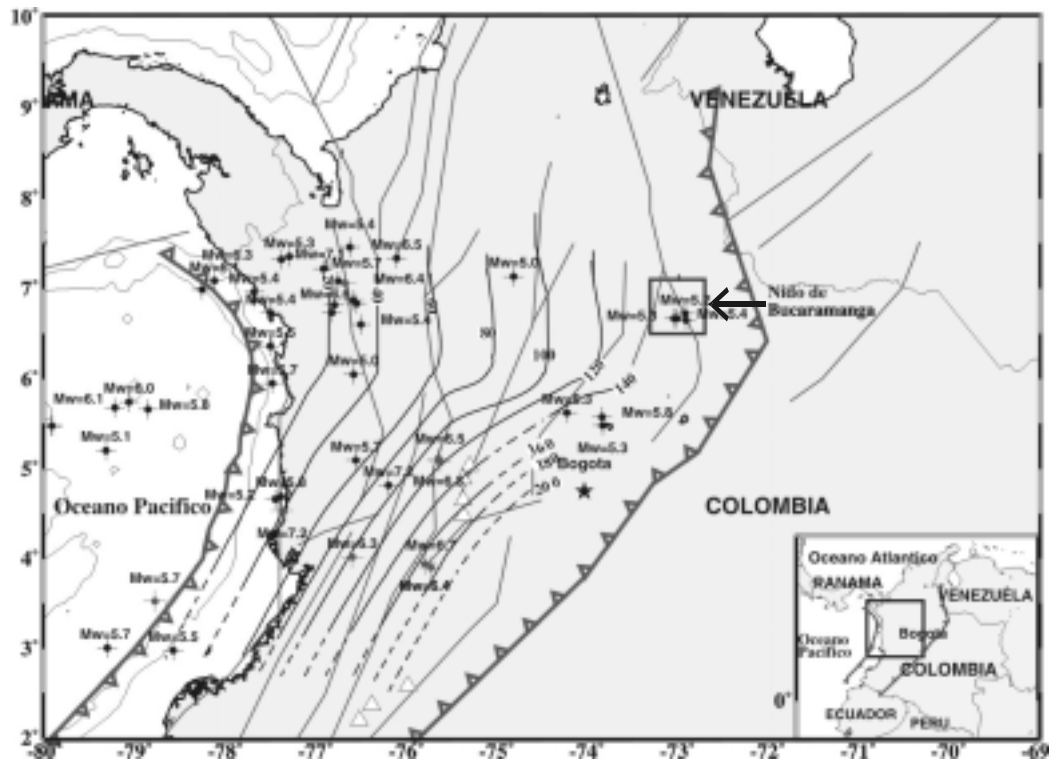


FIGURA 11. Sismos con magnitudes de momento sísmico $5,0 < M_w < 7,3$, obtenidos con sismicidad instrumental e inversión de forma de onda.

TABLA 2. Catálogo de mecanismos focales con inversión de forma de ondas de cuerpo.

Eventos relocalizados con JHD(Joint Hipocentral Determination) Con inversión de forma de onda														
Evento	Localización			Mecanismo focal								Evento Num	Tipo Falla	Fuente
	Lat N	Lon W	Prof km	ϕ	δ	λ	T		P					
							az	pl	az	pl				
91-11-19	4.530	77.374	15.2	353.6	21.9	76.0	108.2	65.8	274.3	23.6	39	1	1	
92-08-15	5.112	75.645	123.1	187.5	23.0	-115.6	117.0	23.7	322.0	64.2	51	5	1	
94-06-03	3.526	75.782	4.6	15.4	65.8	-98.9	112.1	20.3	268.4	68.0	8	5	1	
94-09-13	7.059	76.677	14.2	281.1	59.7	147.6	246.0	43.1	154.4	1.7	28	4	1	
95-02-08	4.017	76.597	80.1	195.6	20.0	-106.3	118.0	26.0	312.0	64.0	53	5	1	
95-08-19	5.083	75.629	127.1	186.0	36.0	-118.0	116.0	12.0	351.0	70.0	50	5	1	
97-09-02	3.897	75.726	224.6	268.9	45.5	57.7	101.7	67.2	201.2	4.0	56	3	1	
97-12-13	3.942	75.795	196.3	255.0	53.2	30.9	104.9	45.6	202.8	7.6	55	3	1	

ó Hypocenter. Esta observación se hace con el fin de ubicar en la zona de estudio los cuatro agrupamientos descritos anteriormente.

Para entender mejor el tipo de falla para cada mecanismo, que se expresa en función de sus parámetros básicos azimuth (ϕ), buzamiento (δ) y deslizamiento (λ), se presentan en la TABLA 1 en forma resumida de acuerdo a la clasificación propuesta por Ben-Menahem (1980), en la cual se relaciona el tipo de fallamiento que usualmente se usa en geología con los parámetros que se usan en sismología. Los ejes se señalan con un punto en el mecanismo: T para el que se encuentra en la zona de compresión (zona sombreada del mecanismo) y P para el que está en la zona de dilatación (zona blanca del mecanismo). En las TABLAS 2 y 3 se presentan los mecanismos seleccionados para este estudio.

Segmento Cauca

Es denominado así en el estudio de Monsalve (1998), básicamente por la presencia de la Falla Cauca-Patía que controla el curso del Río Cauca, AIS (1996). Como se puede observar en las FIGURAS 4 y 6, la sismicidad obtenida en la relocalización es más abundante y más uniforme en su distribución. El alineamiento de los hipocentros en los perfiles sugiere una zona simple de Wadati-Benioff, con un ajuste aceptable dentro del error cuantificado con el elipsoide.

Cinco mecanismos focales, 37, 38, 39, 40 y 41 (FIGURA 9), corresponden a eventos compresionales con desplazamiento lateral derecho, y se caracterizan por tener el plano nodal aproximadamente paralelo a la trinchera y son eventos de fallamiento inverso. Estos son propios de zonas cercanas a la trinchera, con profundidades entre 60 y 70 km y el eje T con dirección sureste. Cuatro

mecanismos focales, el 50, 51, 52 y 53 (FIGURA 9), eventos tensionales de profundidad intermedia, característicos de estas profundidades porque justamente se producen por la acción del peso propio de la placa y la flexión de la misma; en la FIGURA 8 se puede observar que la dirección del eje T va aproximadamente perpendicular a la Trinchera. En la TABLA 3 se pueden ver los valores de la dirección del eje T y la dirección del plano de falla es noreste.

Cabe mencionar que en este segmento, entre las latitudes 4,5°N-3,5°N es donde desaparecen los volcanes del arco en la Cordillera Central Colombiana, caso que ha sido mencionado y analizado por Pennington (1981), basado en las observaciones de Lonsdale y Klitgord (1978). La escasez de sismicidad en esta zona es un resultado de la separación a lo largo de una dorsal extinta y subducida en esta zona; esta situación ha sido estudiada también en Chile y Perú. Tatsumi (1983) propuso un modelo de la estructura térmica del manto bajo el arco del noreste de Japón en una zona a distancias entre 280 y 380 km de la trinchera, profundidades entre 140 y 180 km donde los diapiros (materiales del manto que ascienden como intrusiones en forma de globo) dejan de emerger como magma por fuerzas convectivas del manto y los esfuerzos tectónicos; además que muestra los límites donde ocurre la deshidratación en la placa subducida.

En el perfil C-C de la FIGURA 6 se puede observar que la máxima profundidad desde la zona Wadati-Benioff a los volcanes está entre 140-160 km. En el trabajo de Gorbатов (1997) en Kamchatka, el frente volcánico coincide con profundidades entre 90 y 140 km. Tatsumi et al. (1994) encuentran un segundo arco en Kamchatka con profundidades entre 90 y 160 km, en distancias a la trinchera entre 280 y 380 km.

TABLA 3: Catálogo de mecanismos focales con inversión de forma de ondas de cuerpo.

Eventos relocados con JHD (Joint Hipocentral Determination)														
Evento	Localización			Mecanismo focal								Evento Num	Tipo Falla	Fuente
	Lat N	Lon W	Prof Km	ϕ	δ	λ	T		P					
							az	pl	az	pl				
67-02-09	2.900	74.900	48.0	33.0	60.	-27.	4.0	27.0	263.0	15.0	30	6	3	
74-07-13	7.800	77.520	12.0	174.0	29.	70.	110.0	54.0	250.0	30.0	14	1	3	
75-01-25	7.160	77.710	40.0	337.0	12.	77.	90.0	57.0	258.0	33.0	15	1	3	
75-11-25	7.620	77.390	30.0	350.0	50.	24.	199.0	42.0	302.0	14.0	12	3	3	
76-07-11	7.430	78.120	25.0	37.0	30.	90.	133.0	65.0	307.0	25.0	13	8	3	
77-08-08	6.964	77.683	24.0	287.0	19.	25.	102.3	50.0	248.3	34.8	33	1	2	
77-08-31	7.337	76.107	1.0	101.0	17.	-175.	80.3	41.2	292.8	44.0	26	5	2	
78-02-16	5.840	78.240	24.0	249.0	36.	-77.	149.7	9.6	290.8	77.7	2	6	2	
78-08-02	7.290	78.000	33.0	21.0	40.	38.	213.3	55.2	326.3	15.2	32	1	5	
79-05-21	7.270	74.070	45.0	170.0	48.	45.	10.9	57.7	110.2	5.8	60	3	5	
79-11-23	4.814	76.198	100.4	137.0	41.	-163.	94.5	23.5	341.5	42.0	52	5	2	
80-06-25	4.700	75.350	162.0	231.0	74.	14.	93.7	21.1	184.3	1.7	54	3	5	
80-10-28	7.135	74.813	74.5	163.0	46.	-132.	101.4	6.5	359.9	60.4	57	3	2	
80-11-26	7.960	72.640	40.0	57.0	64.	170.	17.1	24.8	281.7	11.5	32	4	5	
81-04-27	6.900	76.420	5.0	5.0	75.	-11.	230.9	3.1	322.0	18.2	23	6	2	
81-05-16	7.354	77.295	17.0	236.0	22.	94.	318.8	66.9	142.9	23.0	11	2	2	
81-08-25	7.120	76.580	33.0	183.0	76.	7.	46.5	14.8	347.8	5.0	24	3	5	
81-08-25	7.240	76.560	33.0	358.0	71.	-9.	223.3	7.1	315.8	19.7	25	6	5	
82-01-17	5.622	74.222	21.4	329.0	68.	23.	189.3	31.4	279.6	0.5	29	3	2	
82-03-16	6.260	78.650	33.0	289.	38.	-62.	131.3	62.1	258.1	17.6	34	6	5	
83-01-23	6.363	77.505	12.0	358.	39.	-20.	221.6	23.4	336.9	44.6	18	6	2	
83-05-19	6.724	72.913	150.3	350.	76.	-14.	216.7	0.3	306.8	19.7	61	6	2	
84-11-04	6.666	73.004	153.1	187.	14.	-96.	102.0	31.1	285.2	58.9	63	5	2	
85-06-10	2.977	78.576	21.3	32.	19.	125.	70.1	59.0	274.5	28.7	40	2	2	
85-12-03	6.648	72.905	156.6	34.	59.	179.	353.7	22.0	254.9	20.7	62	4	2	
86-01-29	6.831	76.551	1.0	273.	82.	-172.	227.4	0.0	137.4	11.3	22	5	2	
87-01-13	5.742	79.067	9.6	0.	72.	170.	317.7	19.7	225.6	5.8	4	4	2	
87-01-13	5.658	78.854	19.0	3.	74.	177.	319.5	13.4	227.3	9.1	5	4	2	
87-01-25	3.004	79.306	15.0	19.	32.	-109.	302.7	14.2	159.1	72.5	7	5	2	
87-03-10	6.048	76.582	46.7	258.	19.	83.	359.3	63.8	173.5	26.1	49	1	2	
87-03-19	6.604	76.503	28.1	38.	17.	106.	104.3	61.0	295.2	28.5	48	2	2	
87-11-11	6.890	76.140	33.0	92.	13.	154.	104.7	49.3	307.9	38.3	47	2	5	
88-11-29	5.094	76.577	75.2	220.	51.	3.	76.7	28.3	180.9	24.6	44	3	2	
88-09-20	4.694	77.386	27.2	14.	18.	104.	82.5	62.2	272.9	27.4	37	2	2	
88-11-26	6.730	77.502	5.0	316.	29.	-56.	201.2	19.5	339.3	64.5	17	6	2	
89-01-17	5.204	79.321	10.0	184.	90.	180.	319.0	0.0	49.0	0.0	6	7	2	
89-06-15	6.666	73.036	155.8	109.	8.	-173.	94.4	43.5	290.1	45.4	64	5	2	
90-08-25	5.710	77.930	16.0	350.	36.	79.	122.7	78.5	267.9	9.4	9	1	5	
90-08-25	6.260	77.630	1.0	40.	20.	134.	65.7	57.0	275.7	29.4	35	2	5	
91-04-04	7.085	78.123	1.0	316.	28.	110.	2.5	69.4	211.3	18.2	16	2	2	
91-12-10	4.660	77.450	29.4	45.	22.	127.	76.3	60.1	286.6	26.4	38	2	2	
95-01-02	5.575	73.833	130.8	175.	49.	-159.	128.4	15.8	24.1	40.9	59	5	2	
92-10-17	6.819	76.796	14.3	262.	45.	135.	245.7	58.6	141.7	8.4	19	2	2	
92-1018	7.083	76.752	10.0	270.	45.	167.	240.7	37.8	131.7	22.8	21	2	2	
92-10-23	6.733	76.822	10.0	217.	29.	34.	36.7	54.1	167.4	25.3	20	1	2	
94-09-27	5.677	79.223	1.0	7.	69.	-167.	320.9	6.0	228.2	23.7	3	5	2	
95-01-19	5.070	72.920	18.0	38.	33.	95.	111.5	77.6	304.4	12.1	31	2	4	

Convenciones: T= eje de tensiones, P= eje de compresiones. ϕ = azimuth, δ = buzamiento, λ = deslizamiento. Identificación de fuentes: 1- Este estudio, 2- Harvard-CMT, 3- Pennington, 4- RSNC, 5- Harvard-CMT sin relocación con JHD. Tipos de fallas: 1-Falla de cabalgadura con desplazamiento lateral izquierdo. 2.- Falla de cabalgadura con desplazamiento lateral derecho. 3- Falla inversa con desplazamiento lateral izquierdo. 4- Falla inversa con desplazamiento lateral derecho. 5- Falla normal con desplazamiento lateral derecho. 6- Falla normal con desplazamiento lateral izquierdo. 7- Falla transcurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado

TABLA 4. Velocidades de convergencia de la placa Nazca en el noroeste de Colombia, según DeMets (1990,1994).

Localización		V (cm/año)	Azimuth
Lat N	Lon W		
3.519	78.586	6.47	79.40
3.750	78.423	6.45	79.26
4.000	78.250	6.43	79.12
4.327	78.182	6.41	79.03
4.577	78.067	6.39	78.91
4.769	78.000	6.37	78.84
5.000	77.962	6.35	78.78
5.173	77.846	6.34	78.68
5.346	77.836	6.33	78.65
5.615	77.769	6.31	78.56
5.904	77.712	6.28	78.48
6.077	78.702	6.27	78.45
6.750	78.490	6.21	78.49

Se destaca el mecanismo 8, cuyos parámetros se pueden ver en la TABLA 2, que fue reportado por Harvard-CMT como un mecanismo normal y su localización estaba en la trinchera, pero en la relocalización presentada aquí cae justamente en la parte externa del arco y confirma la inversión realizada con el método de Nábelek, al obtener un mecanismo normal y con el eje T aproximadamente perpendicular a la Trinchera.

El mecanismo 9, reportado por Harvard y relocalizado en este estudio, aparece como mecanismo inverso y al igual está en la parte externa del arco de la trinchera y a una profundidad de 16,0 km. Esto probablemente es debido, de acuerdo a Kanamori y Given (1981), a que la inversiones CMT pueden ser fuertemente sesgadas para sismos moderados $5 < m_b < 6.0$; de acuerdo a Dziewonsky et al (1981), el mayor problema ocurre para sismos superficiales entre 5 y 10 km, ya que el movimiento del suelo es insensible a las componentes de rumbo y echado verticales $M_{r\theta}$ y $M_{\theta r}$ del tensor de momentos y consecuentemente la inversión puede ser inestable.

Los sismos ocurridos en la parte externa del arco, se producen debido a la flexión que sufre la placa antes de la zona de contacto con la placa continental y por tanto son característicos fallamientos normales. Es bien notorio, que a la altura de la latitud $7^\circ N$, justamente en Murindó, al Noroeste de Medellín, se presente una concentración de sismos ocurridos en la corteza continental.

Cinco mecanismos focales, los identificados como 22, 23, 25, 26, 27 (FIGURA 10), eventos normales con desplazamiento lateral derecho e izquierdo, y con el eje T con dirección noreste, sugieren un campo de esfuerzos tensionales. Ego et al. (1996), presentan el estado de

esfuerzos de la zona IV, que corresponde exactamente a la región de Murindó, obtenido con un método de inversión de la orientación del tensor de esfuerzos, en donde las compresiones tienen dirección Noroeste, semejantes a las del eje P presentadas en el presente estudio. Dos mecanismos, 30 y 31 (FIGURA 10), eventos compresionales de desplazamiento lateral derecho y que corresponden a la Falla Frontal del Borde Llanero, reportados por Harvard-CMT y por Pennington (1981) respectivamente, además del reciente estudio de Ego et al. (1996), señalan que este fallamiento que va desde el Golfo de Guayaquil al Mar Caribe, tiene movimiento dextral, y corresponde básicamente al límite del denominado Bloque Norte de los Andes o Bloque Macondo (Freymueller et al., 1993 a y b; Mora, 1995).

Mecanismos de Sismos profundos

Tres mecanismos focales, el 54, 55 y 56 (FIGURA 9), eventos inversos con componente lateral izquierdo, que sugieren un campo de esfuerzos compresional, tienen profundidades entre 160 y 220 km; para estas profundidades en la placa, los mecanismos suelen ser de fallamiento normal por la acción del peso propio de la placa y la flexión de la misma, pero su explicación podría atribuirse a que en esta localización la placa sufre un cambio de pendiente y se tendrían dos opciones: la primera, que se hubiera presentado una rasgadura en la placa, tal como las primeras interpretaciones telesísmicas de Barazangi e Isacks (1976) en el Perú; la segunda, una contorsión en la placa, que hace flexionar la placa hacia abajo produciendo compresiones en su parte superior. Sin embargo, Pennington (1981) presenta un mecanismo de falla tipo bisagra localizado en las coordenadas $5,20^\circ N$, $75,8^\circ W$ de Abril 24 de 1973, a una profundidad de 117 km con una azimuth de eje T de 68° , mecanismo de falla inversa con desplazamiento lateral izquierdo, lo cual implicaría un evento inconsistente con la dirección de convergencia de la placa, pero que se ubicaría justamente donde se presenta el cambio de curvatura en las isoprofundidades y sería consistente con los mecanismos descritos anteriormente.

Potencial sísmico en el noroeste de Colombia

El noroeste de Colombia está situado en una zona transicional de sismicidad, con una sismicidad moderada con magnitudes $M_w < 7,2$, que se puede inferir del presente estudio en el período de Enero de 1964 a Abril de 1998, ver FIGURA 11. Las mayores concentraciones de actividad sísmica se hallaron en la frontera Colombo-

TABLA 5. Anomalías magnéticas y sus respectivas edades, Cande (1992).

Anomalía	Edad m.a	Período	
4	8	Mioceno Tardío	Neogeno
4 A	9		
5	10		
5	10	Mioceno Medio	
5 A	12		
5B	15		
5C	16		
6	17.5	Mioceno Temprano	
6 A	20		
6B	21		
6C	23		

Panameña, a lo largo de la trinchera, en la zona de contacto de la placa subducida y la corteza continental, y la placa subducida en el segmento Cauca, con una magnitud máxima $M_w=7.3$.

Los eventos en la placa subducida muestran que entre las latitudes $3^\circ N-6^\circ N$ se presenta el mayor potencial de sismicidad. La mayor amenaza en esta región se encuentra en las isopropfundidades entre 20-60 km que afectan los Departamentos del Chocó y el Valle del Cauca, donde se halló una magnitud máxima $M_w=7.2$. La sismicidad

correspondiente a las isopropfundidades entre 60-100 km sería la mayor amenaza para los departamentos del Valle, en su zona Norte, así como los departamentos del Quindío, Risaralda, Caldas, y Antioquia en su zona sur, con una magnitud máxima $M_w=7.2$.

En la región del Nido de Bucaramanga la sismicidad es profunda, $H > 160$ km, con una magnitud máxima $M_w=6.0$; estas características fueron encontradas por Pennington (1979) y Dewey (1971), quienes lo definieron como un enjambre. Los eventos de la placa subducida entre las latitudes $6^\circ-8^\circ N$, muestra una sismicidad moderada con una magnitud máxima $M_w=6.0$. Respecto al potencial sísmico en la corteza continental, al menos dentro del período estudiado muestra en el segmento Murindó, sección a-a, alta sismicidad asociada a la falla Atrato-Murindó, con una magnitud máxima $M_w=7.1$, sismicidad que afectaría al norte de Antioquia y el norte del Chocó.

En las latitudes $3^\circ N-5.5^\circ N$ no se encontró sismicidad asociada a los sistemas de fallas Romeral y Cauca. El Sistema de Fallas del Borde Oriental Llanero, estructuras de cabalgamiento con componente lateral derecha, ha presentado una sismicidad reportada por Pennington (1981), Dewey (1972), Ego et al (1996), con magnitud

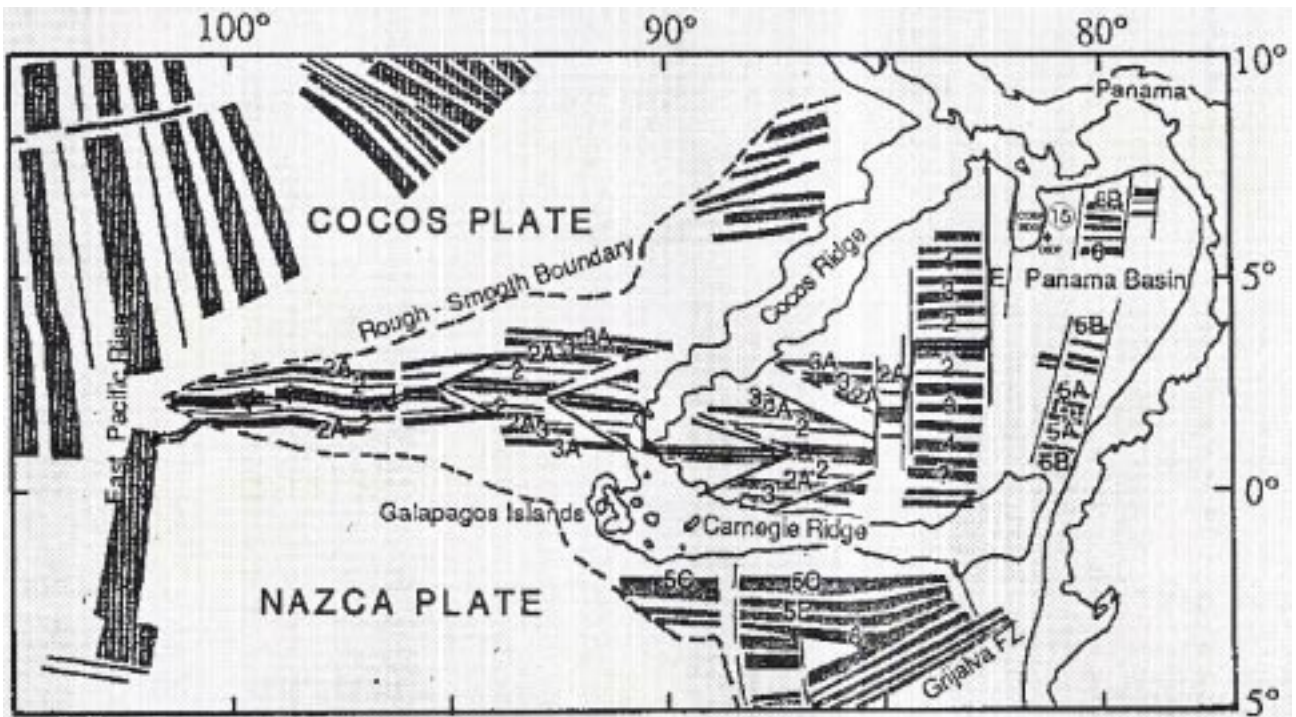


FIGURA 12. Anomalías generadas por el esparramiento del piso oceánico entre las placas de Cocos y Nazca, desde hace 25 m.a. El sondeo 15 del Deep Sea Drilling Project se ubica en la Dorsal de Coiba, marcado con un diamante sólido. Se observan las anomalías 5B, 6 y 6B cerca de la trinchera colombiana; tomado de Atwater (1989).

TABLA 6. Parámetros de la placa Nazca en el noroeste de Colombia, de acuerdo a la metodología de Gorbатов y Kostoglodov (1997).

Segmento	Sección	Ls		Dm		δDm	α	δα	φ 10 ² km	V Cm/a	A m.a
		1	2	1	2	km					
Murindó	A-A	426.7	425.3	146.0	131.0	15.0	18°	1.8°	7.5	6.27	38±10.5
	B-B										
Cauca	C-C	255.7	258.3	163.0	138.0	25.0	30°	4.4°	9.8	6.35	31±9.5
	D-D	268.7	260.3	224.0	196.3	27.6	38°	2.9°	14.5	6.43	36±10.5

Convenciones: φ=Parámetro térmico, Dm=Parámetro de máxima profundidad, Ls=longitud de la placa proyectada en superficie desde la trinchera, (1) sismo más profundo, (2) el penúltimo sismo más profundo.

máxima Mw=6,6; la mayor amenaza sería en los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Casanare. En la FIGURA 11 se muestran los eventos con magnitudes Mw que han sido reportados por Harvard y este estudio. Tienen inversión de forma de onda y por lo tanto se conoce el valor del momento escalar Mo en el período Enero de 1977 a Abril de 1998.

Parámetro de máxima profundidad D_m

Tasas de Convergencia y Edades de la Placa.

La velocidad de convergencia de la placa Nazca ha sido establecida por los estudios en el proyecto Nuvel-1 y Nuvel-1A (DeMets et al, 1990, 1994) y se consignan para diferentes puntos en la trinchera en la TABLA 4, y en la FIGURA 6 se dibujan las direcciones de convergencia y la respectiva velocidad de la placa en la Trinchera, de acuerdo a los valores presentados en la TABLA 4.

Las edades de la placa fueron obtenidas de los estudios realizados por Atwater (1989), mediante análisis de anomalías magnéticas desde las latitudes 0°N-8° y que se consignan en la TABLA 5; allí se señalan las anomalías magnéticas correspondientes al Mioceno temprano hasta el presente. El único dato disponible de Deep Sea Drilling Project lo reporta Lonsdale et al. (1978) del sondeo en el sitio 155 de la dorsal de Coiba, donde subyacen sedimentos basálticos de 15 m.a. (FIGURA 12).

Con las anomalías propuestas en la FIGURA 12 y siguiendo un alineamiento paralelo a la dirección de las mismas, se encuentra que la anomalía 5B, que corresponde a 15 m.a, interceptaría la Trinchera en las coordenadas (3,08°N, 78,93°W) y la anomalía 6, que corresponde a los 17,5 m.a, interceptaría la Trinchera en las coordenadas (5,43°N, 77,66°W); ésta última zona particularmente es más complicada porque se presenta una fractura, que se puede ver como un "offset" en la

FIGURA 12; la anomalía 6B interceptaría la trinchera en las coordenadas 6.44°N, 77.77°W. Proyectamos solo las dos anomalías descritas antes; la anomalía 5B en el Segmento Cauca y la anomalía 6 en el Segmento Murindó.

Cálculo de los parámetros de la placa subducida en el noroeste de Colombia

Jarrard (1986) plantea que la clave para la dinámica de los procesos de subducción es hallada en función de sus medidas. Mediante análisis multivariados de datos en zonas de subducción, se han obtenido relaciones empíricas cuantitativas que predicen regiones de deformaciones; fallamientos transcurrentes en la placa principal; el sismo de máxima magnitud; la longitud y máxima profundidad de la zona Wadati-Benioff; el ángulo de buzamiento de la placa y la máxima profundidad de la Trinchera. Gorbатов y Kostoglodov (1997) señalan que las relaciones observadas entre D (máxima profundidad de la sismicidad), la edad de la litosfera subducida (A) y la tasa de convergencia (V) pueden ser usada para modelos teóricos y revelar inconsistencias que puedan indicar cambios en los mecanismos de falla con la profundidad. En su trabajo estimaron el parámetro D en varias zonas de subducción, como en México, Chile, Kamchatka, Kuriles, Japon, Sumatra, Aleutianas, New Hebrides, Tonga y Marianas, obteniendo la siguiente ecuación:

$$D_m = 54 + 10^{-1}\varphi + 0.44 * 10^{-2}\varphi - 0.37 * 10^{-3}\varphi^3 + 0.63 * 10^{-5}\varphi^4$$

donde:

$$\varphi = V * A * \text{sen}(\alpha)$$

V= Velocidad de convergencia de la placa

A= Edad de la placa subducida

α= ángulo de buzamiento de la placa

También clasificaron la subducción de la placa Nazca en Colombia de acuerdo a la deformación como "moderadamente compresional", caracterizada por exhibir

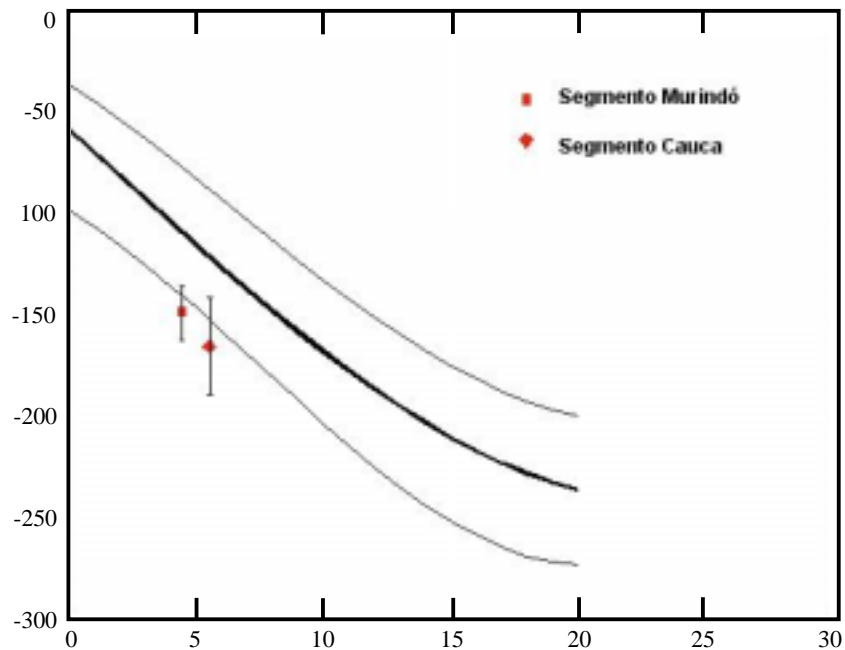


FIGURA 13. Relación del parámetro de máxima profundidad D_m y el parámetro térmico de la placa en descenso. Se presenta parte de la curva experimental propuesta por Gorbatov y Kostoglodov (1997). La curva en línea sólida es la de mejor ajuste y las curvas punteadas son las correspondientes a un 95% de confiabilidad. Se muestran en rectángulo y rombo sólido las secciones que tienen información de edad de la placa.

fallamientos inversos sin extensión significativa; también señalan, que de la misma manera en Ecuador y Perú, la sismicidad en el continente es concentrada a lo largo del flanco más oriental de la cordillera de los Andes, generalmente con fallamiento transcurrente, como es el caso de la falla del Borde Oriental Llanero que presenta un desplazamiento dextral (Pennington, 1981; Ego et al, 1996; Freymueller et al, 1993; Mora, 1995).

Se presentan los parámetros de la placa subducida en las diferentes secciones planteadas en este estudio, utilizando la metodología planteada por Gorbatov y Kostoglodov (1997). En este caso, con las secciones ajustadas a arcos de circunferencia, se encuentra el ángulo de buzamiento máximo de la placa subducida. El valor de D_m se toma como el evento más profundo de la sección transversal, y el ángulo promedio se calcula como $\arctan(D_m/L)$. En la FIGURA 13 se pueden ver estos parámetros para las diferentes secciones en el noroeste de la trinchera colombiana, y los valores calculados, como se describió anteriormente, se consignan en la TABLA 6. Para estos cálculos, la velocidad de convergencia V se tomó en km/m.a, la edad de la placa en m.a y el parámetro térmico en km. Los valores del parámetro térmico varían linealmente hasta profundidades de 300 km y está definido como:

$$\varphi = V * A * \text{sen}(\alpha)$$

La curva experimental producida por la ecuación está determinada confiablemente para profundidades hasta 300 km, porque la relación de temperatura y profundidad, en este caso, es lineal y es donde ocurre el cambio de fase de olivino a espinela, Gorbatov et al. (1997). Parte de esta curva se grafica en la FIGURA 13 y se ubican los dos segmentos que tienen edades de acuerdo a la anomalías de Atwater (1989). Se puede observar que estos están cerca a la curva de más bajo ajuste. De acuerdo a los cálculos realizados, D_m se incrementa de norte a sur, 146 km para el segmento Murindó, 163 km para la sección C-C del segmento Cauca y 224 km para la sección D-D del mismo. Las velocidades de convergencia disminuyen de norte a sur, las edades de la placa son mayores en el segmento Murindó y la sección d-d del segmento Cauca, y la edad de la placa es menor en la sección C-C. Este cambio se puede presentar, según Hey (1977), porque parece haber una dorsal extinta a la altura de los 2°N que ha sido subducida; además como se puede observar en la FIGURA 12, están alineadas aproximadamente en la dirección que converge la placa, así que el esparcimiento del piso oceánico va casi paralelo a la trinchera.

Si el modelo de Gorbatov y Kostoglodov (1997) funciona para esta zona, la incertidumbre podría significar un cambio en la edad del piso oceánico o de la velocidad relativa de la subducción; si fuese un cambio en la velocidad de

convergencia se tendría un sistema de fallamientos diferentes y un cambio en la sismicidad observada. Sin embargo, las mediciones de la velocidad de convergencia se han podido verificar con mediciones de GPS, donde en base a los trabajos de Freymueller et al (1993), Kellog et al. (1995), Mora (1995), Trenkamp et al (2002), se encuentran discrepancias solamente del orden del 15% aproximadamente en la velocidad de convergencia. Es más probable el cambio de la edad de la placa, donde la incertidumbre en la edad, como se puede ver en la tabla, es del orden del 66%. El cambio de la edad de la placa subducida y la velocidad de convergencia se reflejan en la profundidad máxima D_m , como se explicó anteriormente.

Para el segmento Murindó, si se llevara la zona de Wadati-Benioff hasta el Nido de Bucaramanga, se tendría una edad de la placa cercana a los 67 ± 10 m.a. Pero, de acuerdo a las estimaciones con las anomalías obtenidas por Atwater (1989) no es posible, ya que esto implicaría que la placa en este segmento sería tan antigua como la zona sur de Chile.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Los resultados de los estudios de Mora (1995), Monsalve (1998), Trenkamp et al (2002), permiten establecer un conjunto de resultados importantes respecto a la velocidad y dirección de convergencia de la placa Nazca, así como de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el noroeste de Colombia. Así mismo, se aprecian valores interesantes de deformación intraplaca a partir de datos GPS dentro y fuera de la zona del Viejo Caldas, que invitan a la continuidad en este tipo de instrumentación.

Los resultados corresponden básicamente a los obtenidos en las campañas de GPS realizadas en 1991, 1994, 1996 y 1998. El movimiento relativo entre las diferentes placas es determinado por comparación entre las líneas base de sitios previamente ocupados en otras campañas. Varios sitios fueron seleccionados para hacer dichas comparaciones tales como la Isla de San Andrés, (Placa Caribe); Bogotá, Cartagena, Montería, Cali, Villavicencio, Jerusalén, Latacunga y Riobamba (Placa Suramérica, ver discusión posterior); Islas Malpelo y Baltra (Galápagos), (Placa de Nazca); y Panamá y Liberia (Microplaca Panamá-Costa Rica). Las variaciones en las líneas base, determinadas tridimensionalmente mediante vectores posición entre dos puntos, miden las tasas de movimiento de las principales placas en el tiempo, así como deformación local y regional de cada sitio. Los cambios en los vectores son representados en componentes que muestran las tasas

de movimiento en direcciones locales norte, este y vertical (Freymueller et al, 1993 a y b). La descripción de la línea base se compone de dos aspectos: el primer nombre corresponde al sitio que se mueve de manera relativa con respecto al segundo nombre, sitio que se considera como fijo en este tipo de análisis, (Mora, 1995), FIGURA 1.

Subducción de la Placa de Nazca con relación a Suramérica

Esta área es caracterizada por la existencia de una zona de subducción donde la Placa de Nazca subduce bajo la Placa Suramericana a lo largo de la fosa sísmicamente activa Colombo-Ecuatoriana. Dos líneas base son usadas para determinar la convergencia y relativo movimiento: Isla Baltra-Jerusalén (1323 kms) e Isla Malpelo-Cali (586 kms).

Resultados de movimiento de placas con GPS entre 1991-1994, teniendo a Jerusalén como estación fija, difieren sustancialmente de los obtenidos durante 1988-1990-1991. Freymueller et al. (1993) encontraron una tasa de convergencia de 69 mm/año aproximadamente para la zona de subducción de Nazca-Suramérica. Resultados 1991-1994 sugieren tasa de convergencia de sólo 42 mm/año con un azimut de 95.5° (Mora, 1995), FIGURA 1. Aunque parte de la explicación podría ser que la línea base es demasiado larga, alguna parte del movimiento horizontal es asumido como vertical aparente debido a la curvatura de la tierra. Este efecto, sin embargo, no es lo suficientemente grande para contabilizar más de unos pocos milímetros. La radical diferencia puede indicar que algo está pasando en esta área, que no fue considerado anteriormente. Una segunda explicación podría estar en la componente Este de esta línea base. De acuerdo a Freymueller y otros (1993 a y b), es observado que la tasa para 1990-1991 sería más baja que la tasa 1988-1991. Esto implicaría que mayor tasa sería requerida para los datos 1988-1990. Una posible explicación podría ser que hay un problema de marco de referencia o inconsistencia en las soluciones de 1988, afectando la componente Este, en razón a que la componente Norte no presenta inconsistencias.

Considerando este cambio, es necesario preguntar si la tasa de velocidad más baja es consistente con el modelo NUVEL-1A? Este modelo es una nueva versión de escala de NUVEL-1 donde las velocidades son calculadas de nuevo para obtener mayor concordancia con la más reciente escala del tiempo magnético. NUVEL-1 fue modificado al comparar con otras tasas de movimiento incluyendo aquellas determinadas de mediciones

geodésicas espaciales (DeMets y otros, 1994). En NUVEL-1, el movimiento de Nazca-Suramérica es descrito por vectores en las fosas Perú-Chile y Ecuador. Sin embargo, los vectores de la fosa colombo-ecuatoriana al norte de 1°N son omitidos porque la sismicidad entre el Noroeste de Suramérica y Panamá, sugiriendo deformación, es difusa (DeMets y otros, 1990). Los sitios de Baltra y Jerusalén son muy cerca al ecuador terrestre (27' y 20" de latitud respectivamente). Por tanto, no parece existir suficiente información para estimar la velocidad en esta área a partir de NUVEL-1A. También es necesario considerar que hay una componente Este en el movimiento Baltra-Jerusalén resultante del movimiento del Bloque Norte de los Andes hacia el Norte. Sin embargo, este valor es aún muy bajo y no puede explicar solamente la diferencia en velocidades, pero podría ser una parte de este rompecabezas.

En la Isla de Malpelo existen dos sitios, uno de ellos en la cima. Como no difieren significativamente entre sí, sólo comparaciones con el sitio original fueron hechas. Los resultados 1991-1994 muestran un vector de velocidad de 51 mm/año en una dirección de 91,3°, valor similar al obtenido por Kellogg y Vega (1995).

Bloque Norte de los Andes y Placa Suramericana

Freymueller y otros (1993), al hacer algunos razonamientos acerca del Bloque Norte de los Andes encuentran que Jerusalén en el Ecuador tiene una componente de movimiento hacia el norte con relación a Suramérica, de tal manera que Baltra aparece con un movimiento hacia el sur relativo a la predicción Nazca-Suramérica de NUVEL-1. Analizando los datos de 1988, 1990 y 1991, calcularon que si la diferencia total entre las estimaciones de GPS y las de NUVEL-1 fueran debido al movimiento del Bloque Norte de los Andes, esta microplaca debería estarse moviendo con relación a Suramérica a una tasa de 16 ± 5 mm/año en dirección $35^\circ \pm 25$. Kellogg et al., (1995) consideraron que el movimiento relativo de esta microplaca con respecto a Suramérica era del orden de 10 mm/año en dirección 55° .

En Ecuador, los resultados 1991-1994 sugieren que Jerusalén y Latacunga se están moviendo con relación a Riobamba aproximadamente 6 y 2 mm/año con un azimut de $55,4^\circ$ y $61,9^\circ$ respectivamente, compatibles con cizallamiento lateral derecho en fallas de rumbo hacia el NE. Un sistema de fallas lateral derecho pasa entre Latacunga y Riobamba, continuando en el Golfo de Guayaquil. Este sistema aparece teniendo desplazamiento

al menos de 6 mm/año. Otro sistema pasa entre Jerusalén y Latacunga, pero parece ser no responsable de algún movimiento hoy en día, de acuerdo a los datos 1991-1994, ver FIGURA 1. Esmeraldas también muestra movimiento lateral derecho de aproximadamente 10 mm/año con un azimut de $54,6^\circ$. Esta alta tasa puede reflejar "aseguramiento" o bloqueo en la zona de subducción en el área que Nishenko (1989) consideró con altas probabilidades de ocurrencia de un sismo en los siguientes diez años. Por tanto, es posible decir que los resultados obtenidos encuentran evidencia de movimiento de cizalla lateral derecho en fallas de tendencia NE que se originan en el Golfo de Guayaquil.

Además, los resultados muestran que con relación a Villavicencio, Latacunga se está moviendo 9 mm/año con 72° de azimut, Jerusalén 12 mm/año con 75° de azimut, Pasto se está moviendo 7 mm/año con 37° de azimut; Cali, 8 mm/año con azimut de 52° ; Bogotá, 9 mm/año con un azimut de 41° ; y Bucaramanga, 12 mm/año con 60° de azimut. El movimiento de Bucaramanga podría ser explicado además por la colisión de Panamá-Bloque Norte de los Andes, y la convergencia de la placa Caribe. Adicionalmente, es importante notar que el movimiento hacia el NE del Bloque Norte de los Andes es "partido", al menos en dos sectores, Norte y Sur, presumiblemente separados alrededor de la frontera entre Colombia y Ecuador. El movimiento hacia el Noreste del Bloque Norte de los Andes relativo a Villavicencio se incrementa en magnitud al Norte de Pasto. La diferencia puede soportar la segmentación volcánica y tectónica sugerida por Hall y Wood (1985), y podría indicar fallamiento de rumbo izquierdo entre los Andes colombianos y ecuatorianos. La colisión de Panamá-Bloque Norte de los Andes puede estar también causando alguna segmentación del Bloque Norte de los Andes.

Placa Caribe, y microplacas Panamá-Costa Rica y Bloque Norte de los Andes

El desarrollo tectónico de la parte sureste de Centroamérica y el Norte de los Andes ha sido estudiado por diferentes autores. Problemas controversiales incluyen el tiempo de acreción y geometría de terrenos de la Cordillera Occidental de Colombia y Ecuador, la localización de arco de sutura Panamá-Suramérica, y el actual límite de las placas y sus movimientos relativos. Los resultados de previas campañas de GPS han sugerido la existencia de la rígida microplaca de Panamá-Costa Rica, la cual se estaría moviendo hacia el Norte relativo a la estable placa del Caribe (Kellogg y Vega, 1995). Varias líneas fueron usadas para comparar la convergencia en esta zona de estudio con resultados previos.

La línea base Isla de San Andrés-Panamá (457 km) muestra convergencia de 12 mm/año con azimut de 237°; San Andrés se está moviendo hacia el Sur 10 mm/año relativamente con Liberia (453 kms). El movimiento hacia el Norte de Centroamérica relativo a la placa Caribe es soportado por el sismo de Abril, 1991 en Costa Rica, que produjo alrededor de 157 cms de elevación a lo largo de la costa, así como por una zona de Wadatti-Benioff debajo de Panamá buzando hacia el sur, y plegamiento activo en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá. Los datos de la estación Limón no fueron empleados para análisis de movimiento de placas debido a los efectos cosísmicos del sismo mencionado.

La Isla Malpleo muestra desplazamiento hacia el este de 28 mm/año con relación a Panamá (596 kms), lo cual no presenta diferencia significativa, en un 95% de nivel de confianza con resultados reportados por Kellogg y Vega (1995). El vector azimut es consistente con el movimiento lateral izquierdo al Sur de Panamá predicho por el vector de cierre de placa del modelo de Jordan (1975) y de la sismicidad de Adamek et al. (1988).

Las mediciones de GPS en Panamá, Bogotá, Montería y Cartagena, sugieren continua colisión hacia el sureste de la rígida microplaca de Panamá con el norte de los Andes, al Oeste de Colombia en valores que oscilan entre 7 y 23 mm/año). Entre 1991 y 1994, Panamá se movió con relación a Cartagena (distante 470 kms), 17 mm/año con un azimut de 72°; con Bogotá (757 kms), 22 mm/año con un azimut de 103°; y con Montería (426 kms), 7 mm/año con un azimut de 93°. Otros resultados muestran que San Andrés se está moviendo hacia el Sureste (160°) un valor de 8 mm/año con respecto a Cartagena y 8 mm/año con relación a Montería, pero con un azimut de 200°, (FIGURA 1). Esta diferencia angular podría ser explicada por el posible movimiento rotacional experimentado por el Bloque Norte de los Andes como consecuencia de la acción de colisión de Panamá-Costa Rica.

Deformación al interior del Bloque Norte de los Andes

Aunque la campaña CASA 1994 permitió la ocupación de la mayoría de las estaciones ocupadas en las campañas previas, es importante destacar el inicio de un proceso de densificación de estaciones en Colombia, de manera similar como se hizo en Ecuador y Panamá. Las campañas efectuadas hasta entonces mostraban resultados concretos en cuanto a deformación a nivel interplaca, pero es la campaña de GPS de 1996, al reocuparse la totalidad de las estaciones principales del proyecto CASA, y la mayoría

de las estaciones de densificación materializadas y ocupadas por primera vez en 1994, que se inician los estudios de deformación a nivel intraplaca, aspecto fundamental y esencial en el conocimiento de nuestra complejidad tectónica.

De esta manera, los alcances del proyecto CASA se han enfocado a estudios que tengan mayor carácter local, y mediante la actividad del INGEOMINAS denominada GPS-COLOMBIA, a través del proyecto institucional "Sismotectónica del Territorio Colombiano", el cual incorporó el proyecto anterior denominado "Estudio de deformación de corteza terrestre asociado a fallas activas mediante GPS", ha permitido tomar la Red CASA como base, y comenzar a efectuar sus propios desarrollos de acuerdo a intereses particulares encaminados a conocer la sismotectónica del país, tanto a nivel regional como global del territorio.

Algunos resultados de valores de desplazamientos relativos entre estaciones ocupadas en 1994 y 1996 son presentados en la TABLA 7, correspondientes a zonas dentro y alrededor del Viejo Caldas, que ofrecen información acerca de deformación a nivel intraplaca, asociados a posibles bloques de compresión o distensión.

En estos resultados, correspondientes solamente a dos mediciones, el valor del vector de desplazamiento por año es obtenido a partir del valor total obtenido y el período de tiempo transcurrido entre las dos mediciones, tomando Manizales como sitio fijo, de tal manera que los desplazamientos relativos son expresados respecto a la estación localizada en el Aeropuerto La Nubia.

De esta manera, se puede apreciar que el sitio Bucaramanga, establecido en el Aeropuerto Palonegro, tiene un vector de desplazamiento hacia Manizales de 10 mm/año con un azimut de 214° aproximadamente. Igualmente se puede estimar que el sitio Rionegro, localizado en el Aeropuerto José María Córdova, se mueve hacia Manizales 11 mm/año con un azimut de 140° aproximadamente. Bogotá tiene mayor componente hacia el oeste, y Bahía Solano tiene en términos generales un vector de desplazamiento en términos generales, similar al de Rionegro. Es interesante visualizar como los vectores de Cali y Buenaventura "escaparían tectónicamente hablando" de Manizales, con mayor componente en el oeste, con velocidades de 11 mm/año y azimut de 249° y 8 mm/año con azimut 240°, respectivamente. Por otra parte, la Placa de Nazca, tomando en consideración la estación de la Isla de Malpelo, subduce con respecto al Bloque Norte de los Andes, asumiendo Manizales como

estación fija, a una velocidad de 46 mm/año y azimut de 100°, (FIGURA 13, TABLA 7), coherente con los valores obtenidos por Tabares, Mora y Salcedo, (1998). Las discrepancias que se presentan son presumiblemente debidas a la diferencia de modelos empleados para las mediciones geodésicas realizadas con GPS y para los mecanismos focales.

Considerando que solamente se presentan datos de dos mediciones, y es necesario tener una tercera para validar los resultados, y eliminar posibles problemas, se puede observar una zona de posible compresión entre Rionegro-Manizales, y probable distensión entre los sitios de Cali y Buenaventura con respecto a Manizales, sin dejar de lado el comportamiento de Bogotá con respecto igualmente a Manizales, coherente con los valores obtenidos por Tabares, Mora y Salcedo, (1998).

RESULTADOS Y DISCUSION DE GEOMETRÍA DE LA PLACA SUBDUCIDA

Relocalizaciones con JHD

La profundidad es el parámetro más difícil de determinar debido a la sensibilidad en el proceso iterativo de localización, especialmente cuando no hay suficientes datos o lecturas de fases. Para mejorar este aspecto, el JHD utiliza lecturas de fases pP para determinar la profundidad con mayor precisión. En este algoritmo cuando el hipocentro es negativo, lo restringe a una profundidad de 1 km (Dewey, 1989).

Observando algunos perfiles en las figuras respectivas, los eventos que permanecen en la corteza tienen los mayores errores en su proyección horizontal. Para el presente estudio, el error se tomó para un eje mayor 30 km del elipsoide, según lo proponen Dewey y Algermissen (1974). Pardo y Suárez (1993) limitaron el eje mayor a valores < 20 km, bajando notablemente el error admisible, criterio que obviamente disminuye la cantidad de eventos relocalizados. En este estudio quedaron 550 eventos de los 2552 con lecturas de fases, obtenidos de los catálogos de IRIS, NEIC y de la RSNC (Red Sísmica Nacional de Colombia).

De los eventos relocalizados con JHD, unos 150 eventos se concentraron en el Nido de Bucaramanga; el resto se ubicó en la placa subducida y en la corteza. Para la definición de la zona de Wadati-Benioff quedaron 172 eventos, de buena localización, que es una base de datos relativamente escasa; esta situación implica la necesidad de instalar estaciones temporales en algunos sitios, para obtener mejores datos

locales con rms < 0,25 seg y un gap < 180°, que mejorarían las localizaciones de la Red Sísmica Nacional.

Contorno de isopropundidades

La parte más débil del presente estudio consiste en no contar con una mayor cantidad de datos locales, como sería por ejemplo el apoyo de redes provisionales, que mejoren las localizaciones de la Red Sísmica Nacional, que corresponden a rms < 0,70 seg en la gran mayoría de los datos. La RSNC tiene apenas 4 años de operación.

Mediante la información suministrada por la RSNC fue posible relocalizar 15 eventos con rms < 0,40 seg, que fueron utilizados como eventos de calibración en las relocalizaciones con JHD; además se usaron las fases suministradas por la RSNC. Los datos locales para este propósito deben tener rms < 0,30 seg y un gap < 220°, con el objeto de tener errores de ± 10 km en profundidad, de acuerdo a Quintanar (1985) y Cárdenas (1997).

Basado en datos focales de lecturas locales y telesísmicas, los contornos de isopropundidades fueron determinados para el noroeste de Colombia, como expresión de la zona Wadati-Benioff. La placa Nazca subduce con cambios de pendiente con transición constante, marcándose un cambio entre las latitudes 5°N-6°N. Surge la pregunta: Con la sismicidad obtenida de las relocalizaciones conjuntas, se tiene una superficie de tendencia hipocentral adecuada?. Una forma de responder esta pregunta es observar los perfiles obtenidos; se aprecia alineamiento sencillo de hipocentros que se pueden ajustar a un polinomio de segundo grado en cada sección transversal. Estos polinomios se llevan a las figuras observando que existe una tendencia promedio en el ajuste alrededor de los hipocentros.

Posteriormente se llevan estos hipocentros bien relocalizados y se ajustan a una superficie con "splines" continuos, pero debido a la distribución de eventos no fue posible proponer más secciones transversales en los dos segmentos. Si esto hubiera sido posible se tendría una mejor superficie ajustada a las líneas de tendencia hipocentral, expresadas aquí como contornos de isopropundidades.

El presente estudio presenta una cuantificación del error expresada como un elipsoide, que permite dar una mejor calificación a la zona Wadati-Benioff propuesta, con una confiabilidad del 90%; es decir, la sismicidad obtenida, de confiabilidad aceptable, permite definir la zona Wadati-Benioff dentro de un buen margen de error.

Profundidad de la zona Wadati-Benioff en la zona volcánica

En la FIGURA 6, en la sección C-C, se observan los volcanes del complejo Ruiz-Tolima en las isoprofundidades 140-160 km, que puede ser controversial; tendría su explicación en estudios recientes sobre la composición de lavas y su relación con la zona Wadati-Benioff.

Barragán et al (1998), presentan la composición de lavas en el norte del Ecuador de los volcanes, Atacazo, Antisana, Sumaco y su relación con la profundidad a la zona de Wadati-Benioff, quienes reportan profundidades de 120, 160 y 190 km respectivamente; así mismo, encontraron que las lavas del Atacazo pertenecen al grupo de calcoalcalinas medias y se encuentra en la primera cadena de volcanes. Las lavas del Antisana pertenecen al grupo de calcoalcalinas altas y se encuentra en la segunda cadena de volcanes, las lavas del Sumaco son porfiríticas y se encuentra en la tercera cadena de volcanes. Las dos primeras lavas son andesíticas de margen continental activa y la tercera se considera máfica, que subyace en una corteza cratónica.

En Colombia, las lavas del volcán Nevado del Ruiz fueron analizadas por Jaramillo (1981) y se encontraron flujos de lavas basálticas (10% en volumen) y lavas andesíticas (90% en volumen). Los basaltos y las andesitas tienen bajos contenidos de TiO_2 (menos del 1.35%), exhiben relaciones FeO/MgO constantes para SiO_2 entre 55% y 65%, que es el rango total de variación de SiO_2 y por lo tanto tienen un carácter calcoalcalino. Estas características químicas son explicadas mediante un modelo propuesto en este estudio, si las andesitas y basaltos son generados como magmas distintos. Un cuidadoso análisis petrográfico de muestras de lavas del volcán Nevado del Ruiz, complementado con análisis puntuales por medio de microsonda electrónica indica que magmas de diferente composición y temperatura se han mezclado repetidamente en el trayecto desde su lugar de formación en el manto hasta su enfriamiento en superficie. Las evidencias petrográficas incluyen la presencia de minerales en desequilibrio como por ejemplo olivino y hornblenda en pórfidos andesíticos, cuarzo y plagioclasa sódica en basalto.

En especial, el Volcán Nevado del Ruiz hace parte de la segunda cadena de volcanes andesíticos compuestos pertenecientes al tipo de vulcanismo calcoalcalino de borde de margen continental activa, esencialmente efusivos construidos sobre un substrato volcánico post-mioceno, con alguna evidencia de actividad del Mioceno. Presenta dos tipos de magma de acuerdo a su composición; estos se han llamado magmas antiguos de composición basáltica

aproximadamente anteriores a 0,5 ma que cubrieron directamente el substrato de esquistos del Paleozoicos y batolitos cuarzodioríticos Cretáceos, y un volcán compuesto (moderno) de edad reciente que se inicio con una actividad efusiva (coladas andesíticas) y al final del cuaternario a la actualidad como una actividad mixta (lávica y piroclástica) de composición intermedia. Cada uno responde a la actualidad tectónica de dos períodos diferentes. Gourgaud et al. (1990) interpretaron la petrografía y la mineralogía de las lavas del volcán del Ruiz y concluyeron que los productos piroclásticos son químicamente heterogéneos de composición andesítica, pero que presentan una mezcla de magma basáltico caracterizado por olivino y bronzita.

El presente estudio es congruente con la profundidad encontrada para este complejo volcánico del Ruiz-Tolima, con los resultados obtenidos por estos autores.

Convergencia de la placa y mecanismos focales

Según DeMets et al (1994), la placa Nazca en el noroeste converge con dirección $N78.8^\circ E$; según Ego et al (1996), una componente perpendicular a la trinchera (en el segmento Cauca) de 128° , tomando la trinchera como línea recta con azimuth de 42° . De los mecanismos de sismicidad intermedia, para el segmento Cauca, de los ejes T se obtiene una dirección promedio $S72^\circ E$, que estaría aproximadamente paralela a la convergencia planteada anteriormente, dentro del error admitido en el elipsoide; haciendo la salvedad que no necesariamente el eje T se encuentra en la dirección principal de los esfuerzos a tensión. Aunque los mecanismos focales con inversión de onda (CMT y Nábelek) no son muy numerosos, creemos que sí muestran que la sismicidad intermedia y profunda es congruente con la componente perpendicular a la trinchera.

Respecto a los mecanismos focales superficiales presentados en la FIGURA 10, los eventos 22, 23, 24 y 25, reportados por Harvard, se presentan como mecanismos de falla de cabalgadura con desplazamiento lateral izquierdo, con profundidades menores a 10 km, los cuales no serían de de confiar, basados en los argumentos planteados por Kanamori y Given (1981), Dziewonsky et al (1981), Ego et al (1996).

El evento 28 invertido en este trabajo, muestra un mecanismo de cabalgamiento con desplazamiento lateral izquierdo; Ego et al (1996) en su estudio del estado de esfuerzos del cuaternario en el Norte de los Andes Ecuatoriano y Colombiano, obtenidos con inversión de

esfuerzos, ubican la zona de Murindó en correspondencia con la zona IV de su estudio. Consideran los eventos reportados por Harvard con profundidades $5.0 < H < 10.0$ como un solo de valor para estudios globales de estadística. En esta zona encuentran esfuerzos de compresión con azimuth de 325° con una desviación media de $4,81^\circ$ y esfuerzos tensionales con dirección $N56^\circ E$, afectado por la interacción de la placa Caribe y Sur América. Mann y Corrigan (1990) proponen para este sitio la sutura arco Oeste de Panamá-Sur América, que en este estudio la hemos referenciado como la falla Murindó-Atrato, falla de cabalgadura que separa el Bloque Andino del Bloque Panamá-Baudó, localizada en el complejo ofiolítico de la Cordillera Occidental Colombiana.

Respecto a la sismicidad profunda, los eventos 54, 55 y 56, posiblemente tienen su explicación en el cambio de pendiente que pasa de 30° a 18° , y como se había dicho puede responder a un alabeo de la placa, ya que con las inversiones realizadas, se obtiene mecanismo inverso, contradictorio a las observaciones para sismos de profundidad intermedia cuyos mecanismos son normales. Un cambio de la flexión en la placa estaría acorde con el mecanismo hallado.

CONCLUSIONES

Las mediciones de GPS muestran que el Bloque Norte de los Andes se está moviendo aproximadamente 8 mm/año hacia el Noreste con respecto a la estable Suramérica (Villavicencio). Adicionalmente, se puede afirmar que existe colisión entre la microplaca de Costa Rica-Panamá y el bloque Norte de los Andes, tal como ha sido confirmado por las diferentes campañas de GPS, colisión probablemente responsable de gran parte de la sismicidad en la zona de Murindó. Los resultados obtenidos sugieren además rotación de la microplaca de Panamá con relación a la placa del Caribe, y confirman que la subducción de la Placa Nazca en la fosa colombiana continúa a una velocidad de 51 mm/año. Lenta subducción amagmática de la placa Caribe debajo del bloque Norte de los Andes, inferida por activo plegamiento en el cinturón deformado del Sur del Caribe, por una zona de Wadati-Benioff con buzamiento hacia el Sureste, y por tomografía sísmica, es soportada por los resultados de GPS (8 mm/año), aunque la convergencia entre Cartagena y Montería y los sitios de GPS sobre los Andes sugieren "aseguramiento" o bloqueo en el margen Caribe. Algunas diferencias en líneas base entre los resultados obtenidos en este estudio y los obtenidos previamente podrían ser parcialmente explicados por problemas de marco de referencia, como los existentes entre las diversas versiones de ITRF.

Diez y siete años de datos telesísmicos y cuatro años de datos locales han sido añadidos al estudio realizado por Pennington (1981) a la zona Wadati-Benioff en el Oeste de Colombia, proporcionando un mejor contorno de isopropiedades y un mejor conocimiento de la geometría de la placa Nazca subducida en el Noroeste de Colombia, donde se encuentra que la latitud $8^\circ N$ es posiblemente el límite de la placa Nazca en el norte de Colombia.

Las localizaciones de los hipocentros que se utilizaron son de buena calidad y se presentan elipsoides de errores aceptables.

Se proponen dos segmentos considerando los dos polos ajustados a la trinchera a saber: el Segmento Murindó y el Segmento Cauca, en los cuales se proyectan los hipocentros en cuatro secciones propuestas. Las profundidades obtenidas con las inversiones de forma de onda se fijaron para la obtención de relocalizaciones con JHD. Los nuevos datos soportan la propuesta de tres ángulos de buzamiento de 38° , 30° y 18° con transición constante, en los segmentos Cauca y Murindó respectivamente, es decir el buzamiento se incrementa de norte a sur; además se plantea una zona de transición entre los $5^\circ N$ - $6^\circ N$ donde posiblemente se está presentando un alabeo de la placa que permita el cambio de pendientes, cambios que están de acuerdo a otros estudios donde desaparecen los volcanes, en este caso del arco de la Cordillera Central Colombiana hacia el Norte.

Se establece una profundidad de los volcanes a la placa entre 140 y 160 km en el segmento Cauca y el Perfil C-C, que corresponde una cadena de volcanes andesíticos calcoalcalinos de margen continental activa. La convergencia de la placa, de acuerdo a la dirección de los ejes T, nos muestra un azimuth promedio de 102° en el segmento Cauca.

Las edades de la placa subducida son mayores en el norte y en el sur, en la parte central es un poco más joven. Los ángulos de buzamiento de la placa aumentan de norte a sur, presentando una zona de transición entre las latitudes $5^\circ N$ - $6^\circ N$ que parece obedecer a un alabeo de la placa subducida.

La sismicidad analizada permite definir el potencial sísmico con base a las magnitudes de momento sísmico M_w , tanto en la placa subducida como en la corteza continental en los dos segmentos propuestos. Se considera que el Noroeste de Colombia tiene una sismicidad medianamente alta con $M_w < 7,2$ dentro del período analizado de Enero de 1964 a Abril de 1998.

REFERENCIAS

- Adamek, S., Frohlich, C., Pennington, W. (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca Boundary; constraints on Microplate Tectonics of the Panama Region. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, pp. 2053-2075.
- AIS, Universidad de los Andes, Ingeominas, (1996). Estudio de la amenaza sísmica en Colombia. Bogotá Colombia.
- Allenby, R. J. (1984). Andean Tectonics: Implications for Satellite Geodesy, NASA Technical Memorandum 86160, 41p.
- Assumpcao, M. (1992). The Regional Intraplate Stress Field in South America, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp. 11889-11903.
- Atwater, T. (1989). Plate tectonic History, Northeast Pacific and Western North America. *The Geology of North America Vol N, the Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. The Geological society of America, chapter 4.
- Barazangi, M., Isacks, B. (1976). Spatial distribution earthquakes and subduction of the Nazca plate Beneath South America. *Geology*, Vol. 4, pp. 686-692.
- Barragan R., Geist D., Hall, D., Larson, P., Kurz, P. (1998). Subduction controls on the compositions of lavas from Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 154, pp. 153-166.
- Ben-menahem, A., Singh, S.J. (1980). *Seismic Waves and Sources*. Springer Verlag, New-York.
- Benioff, H. (1954). Orogenesis and deep crustal Structure: Additional evidence from Seismology. *Geophysical Society of American Bulletin*, Vol.-65, pp. 385-400
- Bevis, M., Isacks, B. (1984). Hypocentral trend surface analysis : Probing the geometry of Benioff zones. *Journal Geophysical Research* , Vol. 89, pp. 7719 - 7735
- Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W., Matumoto, T. (1984). Seismology and tectonics of the subducted Cocos plate. *Journal Geophysical Research*, Vol. 89, pp. 6153-6170.
- Cahill, T., Isacks, B.L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal Geophysical Research*, Vol. 97, pp. 17503-17529.
- Campbell, C. J. (1968). The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. En IV Conf. Geolog. del Caribe, Trinidad.
- Cárdenas, C. (1997). Sismicidad y Geometría de la zona de wadati-Benioff en el istmo de Tehuantepec. Tesis de Licenciatura, UNAM.
- DeMets C., Gordon, R., Argus, R., Stein, S. (1990). Current Plate Motions. *Geophysical J. Int.*, Vol. 101, pp. 425-478.
- DeMets C., Gordon, R., Argus, R., Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of currents plate motions. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, pp. 2191-2194.
- Dewey, J.W. (1971). Seismicity studies with the method of join hypocenter determination: Ph.D thesis, University California, Berkeley.
- Dewey, J.W. (1972). Seismicity and tectonics of Western Venezuela. *Seismological Society of America Bulletin*, Vol. 62, pp. 1711-1751.
- Dewey, J. Algermissen, S. (1974). Seismicity of the middle America arc-trench System near Managua, Nicaragua, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 64, pp. 1033 - 1048.
- Dziewonski, A. M., Gilbert, F. (1974). Temporal variation of the seismic moment and the evidence of precursive compression for two deep earthquakes. *Nature*, Vol. 247, pp. 185-188.
- Dziewonsky A.M, Chou, T.A., Woodhouse, L. H. (1981). Determination of earthquakes Source parameters from Wave form data for Studies of Global and Regional Seismicity, *Journal Geophysical Research*, Vol. 86(B4), pp. 2825-2852.
- Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., Eugues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, Vol. 259, pp. 101-116.
- Ekstrom, G., Engdahl E.R. (1989). Earthquake source parameters and stress distribution in the Adak island region of central Aleutian islands, Alaska. *Journal Geophysical Research*, Vol. 94, pp. 15499-15519.

- Escobedo, Z.D. (1997). El sismo del 09 de Octubre de 1995 en Colima un estudio telesísmico. Tesis de maestría Instituto de geofísica, UNAM.
- Espinosa, A. (1993). Actualización del Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica, Informe interno, INGEOMINAS Cali, Colombia.
- Frey Mueller, J. T., Kellogg, J. (1993a). Plate Motions and Active Crustal Deformation in the North Andean Region Measured with the Global Positioning System, in W. Torge, A. González, J. Tanner (eds), Recent Geodetic and Gravimetric Research in Latin America, IUGG-IAG, Springer-Verlag, pp. 131-145.
- Frey Mueller, J. T., Kellogg, J. Vega, V., (1993b). Plate Motions in the North Andean region, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, pp. 21853-21863.
- Gourgaud, A. Thouret, J. (1990). Magma mixing and petrogenesis of the 13 November 1985 eruptive products at Nevado del Ruiz (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 41, pp. 79-96.
- Gephart, J.W. (1990). Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, Vol. 9, pp. 845 - 858.
- Gorbatov, A., Kostoglodov V. (1997). Maximum depth of Seismicity and thermal Parameter of the subducting slab: General empirical relation and its application. *Tectonophysics*, Vol. 277, pp. 165-187.
- Gorbatov, A. V. (1997). Sismicidad y estructura de la zona de subducción de Kamchatka. Instituto de Geofísica, UNAM, tesis doctoral.
- Guzman - Speziale, M., Pennington, W., Matumoto T. (1989). The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean, Plates, Seismicity and tectonics, Vol. 8, pp. 981 - 997.
- Guzman, S. (1995). Hypocentral cross-sections and arc-trench curvature. *Geofísica Internacional*, Vol. 34, N° 1, pp. 131-141.
- Hall, M. L., Wood, C. (1985), Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes, *Geology*, Vol. 13, pp. 203-207.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 88, pp. 1404-1420.
- INGEOMINAS. (1988). Mapa geológico de Colombia, Bogotá.
- INGEOMINAS. (1993). Boletín trimestral Junio-Agosto.
- INGEOMINAS. (1995). Microzonificación sísmica de Santafé de Bogotá. *Sismicidad Instrumental*.
- International Seismological Centre. (1997). *ISC Bulletin* 1964 January 1977 December, Vol. 1
- International Seismological Centre (1997). *ISC Bulletin* 1978 January- 1985 December, Vol 2.
- International Seismological Centre. (1997). *ISC Bulletin* 1986 January- 1991 December, Vol 3
- International Seismological Centre. (1997). *ISC Bulletin* 1994 , Vol 5.
- Isacks, B. L., Molnar P. (1971). Distribution of stresses in descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophysics and Space. Physics*, 9, 103.
- Isacks, B.L., Barazangi M. (1977). Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere , In: M. Talwani and W.C Pitman II (Editors), *Island arcs , deep sea trenches and back-arc basins*. American Geophysical Union, Washington, p. 470.
- Irving, E. M. (1975). Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia. *U.S Geolo. Surv. prof. pap.*, 846, p. 47.
- Jarrard, R. (1986). Relations Among Subduction Parameters. *Review of Geophysics*, Vol. 24, pp. 217-284.
- Jordan, T. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *Journal Geophysical Research*, Vol. 57, pp. 537-555.
- Kanamori, H., Given J. (1981). Use of Long-period surface waves for rapid determination of earthquakes source parameters. *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 27, pp. 8-31.
- Kawatsu, H. (1986). Downdip tensional earthquake beneath the Tonga arc: A double seismic zone ?. *Journal Geophysical Research*, Vol. 91, pp. 6432-6440.
- Kellogg, J., N., Vega, V. (1995). Tectonic Development of Panama, Costa Rica, and Colombian Andes:

Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, in P. Mann, (ed), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, Geological Society of America Special Paper 295, pp. 75-90.

Lonsdale, P., Klitgord G. (1978). Structure and Tectonics of the eastern Panama basin. Geological society of American Bulletin, Vol. 89, pp. 981-999.

Lyon-Caen, H., Armijo R., Cifuentes Y. (1990). Recent deformation of the Ecuadorian sub-Andes (abstract), EOS Trans. AGU, 71.

Mann, P., Corrigan J. (1990). Model for Late Neogene deformation in Panama. Geology, Vol. 18, pp. 558-562.

Mann, P., Schubert, C., Burke K. (1990). Review of Caribbean neotectonics, in H. G. Dengo (ed), The caribbean region. The Geology of North America, Geological Society of America, H, pp. 307-338.

Molnar, P., Sykes L. K. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal mechanism and seismicity. Geological Society of America Bulletin, Vol. 80, pp. 1639-1684.

Monsalve, H. (1998). Geometría de la Subducción de la Placa Nazca en el Noroeste de Colombia: Implicaciones tectónicas y sísmicas, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.

Mora, H. (1995). Central and South America GPS Geodesy: Relative plate motions determined from 1991 and 1994 measurements in Colombia, Costa Rica, Ecuador, Panama and Venezuela, MSc Thesis, University of South Carolina.

National Earthquake Information Center, NEIC. (1997). Global Hypocenter Data Base.

Nishenko, S. (1989). Circum-Pacific Seismic Potential.

Trabajo recibido: julio 16 de 2004
Trabajo aceptado: septiembre 6 de 2004