

03077



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO



3
2eq.

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO DEL CCH.
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**GEOMETRÍA DE LA SUBDUCCION DE LA PLACA NAZCA
EN EL NOROESTE DE COLOMBIA:
Implicaciones Tectónicas y Sísmicas.**

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRIA EN CIENCIAS
(SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)
PRESENTA

HUGO MONSALVE JARAMILLO

CIUDAD UNIVERSITARIA

Agosto, 1998

**TESIS CON
FALLA DE CREDITO**

264933



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A la memoria de mi madre
q.e.p.d

**A mi esposa Luz Amparo y mi hija Jessica Fernanda
quienes siempre me alentaron con su apoyo y comprensión.**

Contenido

1	INTRODUCCIÓN	11
1.1	Generalidades	11
1.2	Objetivos	13
1.3	Localización	13
2	GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO	15
2.1	Geología Regional del Noroeste Colombiano	15
2.2	Geología Estructural	17
2.3	Marco tectónico general	18
2.3.1	Subducción de la Placa Nazca	20
2.3.2	Tectónica del Noroeste	22
2.3.3	Fallas Activas	23
2.3.3.1	Falla del sistema del Magdalena	23
2.3.3.2	Fallas del sistema Romeral	24
3	METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO DE DATOS	25
3.1	Inversión de forma de onda -Método de Nábelek	25
3.1.1	Marco teórico	26
3.1.2	Resultados de la inversión	29
3.1.3	Inversión y Datos Utilizados	30
3.1.4	Consideraciones para la inversión	31
3.2	Localización de los sismos	41
3.2.1	Datos	41
3.2.2	Métodos de localización	42
3.2.2.1	Hypocenter	42
3.2.2.2	JHD (Joint Hypocenter Determination)	44
3.2.2.3	Marco Teórico	44

Contenido	2
3.2.2.4	Eventos de calibración 45
3.2.2.5	Resultados 45
4	SISMICIDAD, SECCIONES HIPOCENTRALES Y CURVATURA DE LA TRINCHERA COLOMBIANA 48
4.1	Catálogos de los sismos de Colombia 48
4.2	Sismicidad histórica 48
4.3	Trazado de la Trinchera 52
4.4	Centros de Curvatura 53
4.4.1	Método 53
4.5	Proyección de Hipocentros 55
4.6	Propuesta de polos para la Trinchera del Noroeste de Colombia 56
4.7	Secciones hipocentrales de la Trinchera Colombiana 57
5	GEOMETRÍA DE LA PLACA SUBDUCIDA E IMPLICACIONES TECTÓNICAS 62
5.1	Mecanismos focales y estado de esfuerzos 62
5.2	Contorno de isopropundidades 62
5.3	Secciones hipocentrales 76
5.3.1	Modelado de la zona Wadati-Benioff 76
5.4	Parámetro de máxima profundidad D_m 77
5.4.1	Tasas de Convergencia y Edades de la Placa 80
6	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES 82
6.1	Discusión de Resultados 82
6.1.1	Inversiones de forma de onda 82
6.1.2	Relocalizaciones con JHD 83
6.1.3	Contornos de isopropundidades 84
6.1.4	Zona de transición ($5^{\circ}N - 6^{\circ}N$) 85
6.1.5	Convergencia de la placa y Mecanismos focales 86
6.2	Conclusiones 87
A	CATALOGO DE HIPOCENTROS RELOCALIZADOS CON JHD 95

Lista de Figuras

1.1	<i>En el recuadro superior se señala la zona de estudio, ubicada entre las latitudes 4°N – 9°N , que se ha denominado el Noroeste de Colombia. Se muestra la Trinchera Colombo-Ecuatoriana; los volcanes activos , señalados con triángulos, la topografía de la región Andina y el sistema de fallas geológicas que atraviesan la región Andina Colombiana.</i>	14
2.1	<i>Localización de las tres cordilleras, el Valle del Cauca, Valle del Magdalena, y los Departamentos de la zona en estudio (recuadro); el eje Cafetero corresponde a los tres pequeños Departamentos entre el Valle y Tolima.</i>	16
2.2	<i>Mapa geológico de Colombia (Acevedo,1977). Se muestran las diferentes unidades geológicas.</i>	17
2.3	<i>Corte geológico esquemático de los Andes Colombianos entre las latitudes 3°N y 4°N. Tomado de Ingeominas (1988).</i>	18
2.4	<i>Localización de polos de Euler del modelo Nuvel 1A(Círculos sólidos) y su región de 95% de confiabilidad y los de K. Larson (Cuadros sólidos). Estos describen los movimientos entre la placa Nazca(nz), Norte América(na), Caribe(ca), Cocos(co),Pacífico(pa) y Sur América(sa).Para cada polo la primera placa mencionada rota en sentido contrahorario.</i>	20
2.5	<i>Se muestra el fracturamiento de la placa Farallon y del origen de las placas Cocos y Nazca. La región triangular de Galápagos(GG), es el área encerrada en líneas punteadas. La localización de las líneas de costa de Sudamérica y Centro América se muestran como referencia. (Tomado de Hey, 1977).</i>	21
2.6	<i>Líneas de tasa de cambio observadas con GPS(líneas sólidas) y el modelo Nuvel-1A(líneas punteadas) con elipses de error del 95% de confianza, entre los sitios indicados por los cuadros sólidos. Los círculos sólidos son los sitios de la red del proyecto CASA (Tomado de Kellog y Vega,1995).</i>	22
2.7	<i>Sismicidad de profundidad intermedia de la subducción Colombiana. Segmentos de la litósfera subducida, planteadas por Pennington.(1981).</i>	23
3.1	<i>En forma esquemática se muestra la manera más simple de calcular las funciones de Green de ondas de cuerpo telesísmicas. $M(t)$ = Funciones de respuesta del manto, $C^R(t)$ = Respuesta cortical en el receptor, $g^S(t)$ = Funciones de respuesta de la fuente, $G(t)$ = Función de Green</i>	29
3.2	<i>Localización de los eventos que se invirtieron en el presente estudio y las respectivas soluciones del plano de falla . Los cuadros sólidos representan las estaciones de la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC], la cruz (+) es el evento relocalizado con JHD. La convención para los parámetros de falla es la misma que la de Aki y Richards[1980].</i>	30
3.3	<i>Sismogramas obtenidos por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC] del sismo del 8 de Febrero de 1995. Se señalan las lecturas de fases de P y S. También se muestran las señales de las estaciones MAL (Bahía Málaga) y HEL(Sta. Helena).</i>	31

3.4	<i>Estaciones de la Red Sísmica Mundial. Las estaciones marcadas con rectángulo sólido corresponden a las estaciones en el rango $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ y las marcadas con triángulos sólidos las que quedan fuera del rango apropiados para la inversión de forma de onda</i>	32
3.5	<i>Eventos $m_b \geq 5.0$, reportados por el International Seismological Centre[ISC] del período Enero de 1990-Diciembre de 1994 . De estas localizaciones se escogieron los eventos a invertir en el presente estudio.</i>	34
3.6	<i>Eventos $m_b \geq 5.0$, reportados por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC] del período Junio 1993 - Diciembre de 1997. De estas localizaciones se escogieron los eventos a invertir en el presente estudio.</i>	35
3.7	<i>Parámetros focales del sismo del 8 de Febrero de 1995. El mecanismo focal y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P y SH, [Nábelek , 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética. La función de la fuente es de 8 segundos, se obtuvo un error cuadrático medio=0.57 μm.</i>	36
3.8	<i>Parámetros focales del sismo del 19 de Agosto de 1995. El mecanismo focal y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek , 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.</i>	37
3.9	<i>Parámetros focales del sismo del 13 de Septiembre de 1994. El mecanismo focal y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek , 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.</i>	38
3.10	<i>Parámetros focales del sismo del 19 de Noviembre de 1991 y del sismo de 15 de Agosto de 1992. Los mecanismos focales y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek , 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.</i>	39
3.11	<i>Parámetros focales de los sismos del 3 de Junio de 1994 y del sismo de 2 de Septiembre de 1997. Los mecanismos focales y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek , 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.</i>	40
3.12	<i>Parámetros focales del sismo del 11 de Diciembre de 1997 . Los mecanismos focales y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek , 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.</i>	42
3.13	<i>Se muestran los 4 mejores eventos seleccionados como eventos de calibración, de los cuales se eligió el evento 94/09/13 como sismo maestro para JHD. Las elipses se amplificaron diez (10) veces, ya que los errores son pequeños, con el fin de poder apreciar la diferencia en las elipses de error de cada uno de los cuatro eventos. En la parte superior de la figura se señala la convención de elipse a color para cada evento.</i>	46
3.14	<i>Se muestran las elipses de error para los 550 eventos relocalizados con JHD (Dewey,1989).</i>	47
4.1	<i>Sismicidad de Colombia del período Enero 1964- Junio 1995, compilado por Ingeominas (1995) y del período Junio de 1995 - Noviembre 1997 Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC), comunicación personal. Estas localizaciones no están filtradas ni depuradas.</i>	49

5.6 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 corresponde a mecanismos reportados por Harvard-CMT [Dziewonsky, 1977- 1997]. En general los ejes siguen la dirección de la convergencia de la placa. 72

5.7 a),b) Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento Murindó. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD en el presente estudio, período Enero 1964- Abril 1998. c) Barras de errores del elipsoide en profundidad para un eje mayor ≤ 30 km y confiabilidad del 90%. Los cuadros sólidos son los eventos con mecanismos focales. 73

5.8 a),b) Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento Cauca. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD en el presente estudio, período Enero 1964- Abril 1998. c) Barras de errores del elipsoide 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 74

5.9 Perfiles transversal de las sección en la frontera Colombia-Panamá. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD en el presente estudio, período Enero 1964- Abril 1998. Los cuadros sólidos son los eventos con mecanismos focales. 75

5.10 Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento murindó y el Segmento Cauca a lo largo de la Trinchera. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD, período Enero 1964- Abril 1998. 75

5.11 Anomalías magnéticas generadas por el esparcimiento del piso oceánico entre las Placas de Coco y Nazca, desde hace 25 m.a hasta el presente. Se observan las anomalías 5A, 5B, 6, 6B junto a la Trinchera de Colombia. También se observa un centro de esparcimiento a la altura de la latitud 2° N. tomado de Atwater[1989] 79

5.12 Se muestran las convenciones de los principales parámetros geométricos de la placa. α = Ángulo de subducción, L_M = Longitud a lo largo del plano de subducción, L_s = Longitud de la subducción medido desde la Trinchera, D_m = Profundidad máxima del evento mas profundo de la sección, δD_m y $\delta\alpha$ = Incertidumbre en la medida de D_m y α , respectivamente 81

Lista de Tablas

2.1	Velocidades angulares(Placa Pacífica fija); cada placa se mueve en sentido contrahorario respecto a la placa Pacífica. (Tomado de DeMets,1994).	18
2.2	Velocidades angulares. Pares de placas compartiendo una zona de convergencia. nz=Nazca, co=Cocos, pa=Pacífica, sa=Sur América. σ_{max} =eje mayor, σ_{min} =eje menor, ζ_{max} =Azimuth. (Tomado de DeMets,1994)	19
3.1	Modelo de velocidades y espesores , para la fuente y el receptor. α =Velocidad de onda P, β =velocidad de onda S, ρ =Densidad.	29
3.2	Parámetros del sismo 95/02/08, obtenido de varias agencias y del presente estudio (1) Red Sísmica Nacional de Colombia (2) U.S Departament of the Interior Geological Survey EDR No 2-95 P.207-414 (3) Presente estudio. ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.	31
3.3	Salida de SEISAN[Havskov,1995].	33
3.4	Lecturas de fases del sismo del 8 de Febrero de 1995 y Localización del evento, SEISAN [Havskov,1995] .	33
3.5	Parámetros del sismo 95/08/19, obtenido de varias agencias y del presente estudio: (1) Red Sísmica Nacional de Colombia (2) U.S Departament of the Interior, Geological Survey EDR, (3) Presente estudio, ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.	36
3.6	Parámetros del sismo 94/09/13, obtenido de varias agencias y del presente estudio: (1) Red Sísmica Nacional de Colombia, (2) U.S Departament of the Interior, Geological Survey EDR, (3) Presente estudio, ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.	37
3.7	Parámetros de los sismos 91/11/19, 92/08/15, 94/06/03, 97/02/09, 97/12/11, obtenido de varias agencias y del presente estudio: (1) Red Sísmica Nacional de Colombia (2) U.S Departament of the Interior Geological Survey EDR, (3) Presente estudio, ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.	41
3.8	Localización de los eventos con HYPOCENTER [Lienert, 1986], utilizando las fases suministradas por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC].	43
4.1	Sismos históricos de Colombia. Recopilación Ingeominas (1995)	51
4.2	Puntos para digitalizar la Trinchera de Colombia	54
4.3	Coordenadas de los sectores de la Trinchera de Colombia.	57
4.4	Parámetros de los polos	57
4.5	Parámetros geométricos para secciones hipocentrales.	58

5.1	<i>Términos Geológicos de una falla a cortante. 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 trancurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado. (Adaptado de Ben-Menahem [1980])</i>	64
5.2	<i>catálogo de Mecanismos focales utilizados en este estudio. 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- Red Sísmica Nacional de Colombia. 5- Harvard-CMT sin relocalización 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 trancurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado.</i>	65
5.3	<i>catálogo de Mecanismos focales utilizados en este estudio. 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- Red Sísmica Nacional de Colombia. 5- Harvard-CMT sin relocalización 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 trancurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado.</i>	66
5.4	<i>catálogo de Mecanismos focales utilizados en este estudio. 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- Red Sísmica Nacional de Colombia. 5- Harvard-CMT sin relocalización 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 trancurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado.</i>	67
5.5	<i>Mecanismos focales proyectados en un plano vertical con un azimuth determinado. Se presentan los ejes T proyectado.</i>	70
5.6	<i>Parámetros de la placa Nazca en el Noroeste de Colombia. Tomados de Jarrard [1986]</i>	78
5.7	<i>Parámetros de la placa Nazca en el Noroeste de Colombia. Tomados de Jarrard [1986]. C; case, 1978. M; Minster y Jordan, 1978.</i>	78
5.8	<i>Anomalías magnéticas y sus respectivas edades, Cande [1992].</i>	79
5.9	<i>Parámetros de la placa Nazca en el noroeste de Colombia, de acuerdo a la metodología de Gorbátov y Kostoglodov [1997]. Convenciones : α = Parámetro térmico, D_m = Parámetro de máxima profundidad, L_s = Longitud de la placa, proyectada en superficie desde la Trinchera. (1) Sismo más profundo, (2) el penúltimo sismo más profundo</i>	80
5.10	<i>Velocidades de convergencia de la Placa Nazca en el Noroeste de Colombia. Demets et al [1990, 1994]</i>	80
6.1	<i>Resultados de la inversión. ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.</i>	83
A.1	<i>catálogo de los sismos localizados con JHD, a los cuales se les hizo inversión con el método de Nábelek</i>	95
A.2	<i>catálogo de los sismos localizados con JHD, que tienen mecanismo reportado por Harvard (CMT).</i>	96
A.3	<i>catálogo de los sismos localizados con JHD.</i>	97
.4	<i>Continua Tabla A.3.</i>	98

.5	<i>Continua Tabla A.3.</i>	99
.6	<i>Continua tabla A.3.</i>	100
.7	<i>Continua Tabla A.3.</i>	101
.8	<i>Continua Tabla A.3.</i>	102
.9	<i>Continua Tabla A.3.</i>	103
.10	<i>Continua Tabla A.3.</i>	104

RESUMEN

Se propone un modelo de secciones hipocentrales teniendo en cuenta la curvatura de la Tierra y la curvatura de la Trinchera en el Noroeste de Colombia. Se modela la zona Wadati-Benioff, entre las latitudes $3^{\circ}\text{N} - 3^{\circ}\text{N}$, producto de la subducción de la placa Nazca en la esquina Noroccidental de Sur América bajo la placa Suramericana, finalmente se determina el parámetro de máxima profundidad D_m en los dos segmentos propuestos.

Para la zona en estudio se proponen dos polos para ajustar dos arcos a la curvatura de la Trinchera Colombiana y se definen sus parámetros geométricos; con estos polos se divide la zona en dos segmentos, para obtener secciones hipocentrales. Con el catálogo de sismos de la *Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC]* se obtienen 15 eventos de buena localización y se selecciona el sismo del 13 de Septiembre de 1994, ocurrido en Murindó, como evento maestro o evento de calibración para hacer una relocalización conjunta de hipocentros con el programa JHD (Joint Hypocenter Determination); se obtuvieron 2522 eventos con lecturas de fases, reportados por las agencias *International Seismological Centre [ISC]* y el *National Earthquake Information Center [NEIC]*

De las relocalizaciones se obtuvieron 550 eventos, agrupados en cuatro regiones, destacando que en el *Nido de Bucaramanga* se concentraron aproximadamente 150 eventos de las relocalizaciones, el resto de eventos está en la placa subducida y en la corteza. Mediante una modelación con una superficie de curvatura continua se obtuvo el contorno de isopropundidades de la zona Wadati-Benioff.

El análisis tectónico se realizó mediante el estudio de 59 mecanismos focales con inversión de forma de onda, 8 con inversión de ondas de cuerpo, con el método de Nábelek, 51 reportados por Harvard con el método CMT (Centroid Moment Tensor) y 4 eventos reportados por Pennington con primeros arribos .

Se obtuvieron tres ángulos de buzamiento para la placa Nazca: 15° en el Segmento Murindó, 28° y 37° en la secciones c-c y d-d del Segmento Cauca; con profundidades máximas de 117.5, 139.6 y 220.6 km para los segmentos Murindó y las secciones c-c y d-d del Segmento Cauca respectivamente.

Se obtuvieron los contornos de isopropundidades con un error cuadrático medio de 0.28 y la inversión de forma de onda de 8 eventos distribuidos en la Trinchera y en los dos segmentos propuestos. Se mejora la localización de la zona Wadati-Benioff propuesta por *Pennington [1981]* con la adición de 17 años de datos telesísmicos y 4 años de datos locales y con una cuantificación de los errores involucrados en la determinación del contorno de isopropundidades, mediante elipsoides de errores.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

La tectónica y la sismicidad en el Oeste Colombiano se caracterizan por la subducción de la placa Nazca bajo la litósfera de la placa Suramericana a lo largo de la Trinchera Colombo-Ecuatoriana. La zona Andina central de Colombia y el Oeste de la placa Suramericana han sido objeto de algunos estudios (*Case, 1971; Jordan, 1975; Lonsdale, 1978; Toussaint, 1978; Duque y Caro, 1979; Case y Holcombe, 1980; Pennington, 1981; Pilger, 1981; Wadge y Burke, 1983; Dengo, 1985; Escalante, 1990; Mann and Corrigan, 1990; Malavé, 1994; Kellogg y Vega, 1995; Ego et al, 1996*), a lo largo del Sur del Caribe y Panamá. En estas latitudes las placas Nazca, Cocos Sudamérica y Caribe interactúan [*Pennington, 1981*]. Particularmente son controversiales preguntas a propósito de la geometría de la cordillera Occidental de Colombia y Ecuador, la localización de la sutura de Panamá, el Arco de Sudamérica y los movimientos relativos de las placas (*Kellogg y Vega, 1995*). En la zona en estudio, se ha determinado que la placa Nazca subduce en un plano hasta profundidades promedios entre 121-160km [*Pennington, 1981*], que se ha denominado la zona de Wadati-Benioff con un ángulo de buzamiento de 35° en el segmento Cauca, entre las latitudes 3°N – 5°N.

La sismicidad y la curvatura de la Trinchera Colombiana han sido caracterizadas por un largo y complejo proceso de subducción de la Placa Nazca en la esquina noroeste de Sudamérica, donde también han interactuado la placa de Cocos y la placa Caribe; como producto de esta interacción de las placas se ha generado una zona de convergencia denominada la Trinchera Colombo-Ecuatoriana [*Pennington, 1981; Adamek, 1988*] y una actividad sísmica de moderada a alta y en general una tectónica muy compleja.

Uno de los trabajos más importantes de la región lo emprendió Pennington [1981], pero no se incluyeron en sus secciones hipocentrales la curvatura de la trinchera, ni la curvatura de la Tierra y en la sismicidad utilizada para este propósito, no se utilizaron técnicas de modelación de forma de onda, ni relocalizaciones 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.

Las secciones hipocentrales han sido presentadas con simples secciones rectas [*Benioff, 1954; Isacks et al, 1968; Isacks y Barazangi, 1977; Pennington, 1981; Burbach et al, 1984*] como asimismo en la trinchera Mesoamericana y Suramericana especialmente en México, Perú

y Chile [*Burbach and Frohlich, 1986; Cahill e Isacks, 1992; Suarez y Comte, 1993*].

Algunos estudios se han hecho teniendo en cuenta la curvatura de la trinchera y se pueden mencionar los de Kawatsu [1986], Ekstrom y Engdahl [1989]; y más recientemente [*Guzman-Speziale, 1995; Cárdenas, 1997*] en la trinchera Mesoamericana y el Istmo de Tehuantepec. Estos últimos trabajos, muestran como las secciones hipocentrales teniendo en cuenta la curvatura de la trinchera es una manera más racional de modelar la geometría o el contorno de la zona Wadati-Benioff o sea la zona donde el alineamiento de los hipocentros definen el plano de subducción.

Otro aspecto importante es mostrar la sismicidad de la región, compilada en los catálogos de International Seismological Center [ISC], National Earthquake Information Center [NEIC-USGS] y el Instituto de Estudios Geológicos y Mineros de Colombia [Ingeominas], obtenidos con la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC]; que se presentan en el presente estudio, filtrando los eventos cuyas profundidades no han sido posible obtener, que generalmente aparecen reportadas con profundidades $H=33$ km o profundidades $H=0$ km; esto solo para observar la distribución de la sismicidad y su agrupamiento en ciertas regiones de la zona en estudio.

Se presenta el trazado de la trinchera en el noroeste de Colombia digitalizada del estudio de *Lonsdale y Klitgord[1978]*; posteriormente se presenta el método para hallar los centros de curvatura y los polos para ajustar arcos a la curvatura de la Trinchera Colombiana. Teniendo definidos polos y sus respectivos arcos se proponen cuatro secciones hipocentrales para la zona Noroeste de Colombia (Entre los paralelos, $3^{\circ}\text{N} - 8^{\circ}\text{N}$) y los respectivos perfiles con los hipocentros del catálogo del International Seismological Center [ISC] del período del 1 de Enero de 1964 al 31 de Diciembre de 1994 y del catálogo del National Earthquake information Center [NEIC] del período 1 de Enero de 1995 al 19 de Noviembre de 1997, disponibles en cd-rom.

Para caracterizar la sismicidad de la subducción de esta zona se presenta la inversión de forma de onda de Nábelek [1984] de ocho eventos, entre ellos el del 95/02/08 llamado sismo de Calima (Ingeominas,1995), el evento 95/09/18, reportados por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC], ISC, NEIC y Harvard; estos eventos y otros se utilizarán, como sismos de calibración, para relocalización de telesismos con el método Joint Hypocenter Determination [JHD, Dewey, 1989]. El propósito de este estudio es construir las secciones hipocentrales con la curvatura de la trinchera Colombo-Ecuatoriana en la zona noroeste de Colombia (En los paralelos, $3^{\circ}\text{N} - 8^{\circ}\text{N}$), mostrar la sismicidad durante el periodo de 1964-1997 de hipocentros instrumentales, mostrar algunos eventos históricos que han afectado a la región, inferidos de investigaciones históricas y localizados aproximadamente de mapas de intensidades [*Espinosa, 1993*] y otros localizados con los primeros sismómetros instalados en Colombia a partir de 1922.

Posteriormente se presentan inversiones de forma de onda de la zona en estudio, incluyendo inversión de ondas de cuerpo con registros telesísmicos con el fin de obtener del centroide de profundidad, el mecanismo focal y el momento sísmico. Esta forma de inversión permite inferir con relativa confiabilidad las implicaciones tectónicas de la zona, ya que este tipo de inversión permite restringir el plano de falla a diferencia del convencional obtenido por primeros arribos de onda P. Los métodos de inversión del tensor de momento sísmico han sido tratados por varios autores (*Dziewonski y Gilbert, 1974; Patton y Aki, 1979; Langston, 1981; Kikuchi y Kanamori, 1982; Nábelek, 1984*), quienes trabajaron en la inversión de ondas de cuerpo de período largo.

Otro aspecto importante del presente estudio, tiene que ver con la calidad de los sismos utilizados para este tipo de estudios. Un método que ha demostrado tener buenos resultados es el JHD (Joint Hypocenter Determination) desarrollado por *Dewey[1971] y Frohlich[1979]*. Su importancia radica en que se obtienen hipocentros relativos al evento maestro de muy buena calidad y la más importante que se obtiene una cuantificación de error mediante un elipsoide

con una confiabilidad del 90%.

1.2 Objetivos

Los objetivos planteados para el presente estudio se pueden resumir así:

- a - Obtener la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Noroeste de Colombia, mejorando con diecisiete años de datos telesísmicos y cuatro años de datos locales, a la obtenida por Pennington[1981].*
- b - Obtener secciones hipocentrales mediante polos ajustados a la Trinchera Colombo-Ecuatoriana, en la zona Noroeste de Colombia .*
- c - Obtener un contorno de isopropfundidades, con hipocentros con un elipsoide de eje mayor $\leq 30\text{km}$ y una confiabilidad del 90%.*
- d - Analizar las implicaciones tectónicas con mecanismos focales, obtenidos por inversión de forma de onda en el presente estudio e inversión del centroide de momentos (CMT); además de algunos reportados por Pennington[1981].*
- e - Obtener el parámetro de máxima profundidad D_m y el ángulo α de buzamiento de la placa Nazca subducida.*

Para alcanzar estos cinco objetivos, la metodología a emplear estará basada en primer lugar en la obtención de los hipocentros con base en la inversión de forma de onda, con el método de Nábelek de algunos eventos de la zona en estudio; al igual, que otros obtenidos por el método del Centroid Moment Tensor (CMT) reportados por Harvard, que serían datos más confiables; en segundo lugar, la relocalización conjunta de hipocentros con el programa JHD [Joint Hypocenter Determination], con base en las lecturas de fases suministradas por el *International Seismological Centre [ISC]*, el *National Earthquake International Center[NEIC]* y la *Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC]*; en tercer lugar, la proyección de hipocentros con dos polos ajustados a la Trinchera Colombo-Ecuatoriana, utilizando el método desarrollado por *Guzman-Speziale[1995]*; en cuarto lugar, el cálculo del parámetro de profundidad máxima D_m con base en el trabajo desarrollado por *Gorbatov y Kostoglodov[1997]*.

1.3 Localización

En la figura 1.1, podemos observar la localización de la zona de estudio y los principales rasgos tectónicos, los volcanes activos, las fallas geológicas obtenidas en los estudios de amenaza sísmica (AIS,1995) y el eje de la trinchera propuesto; además de la topografía general que nos da la evidencia de las tres cordilleras en que se divide la zona andina colombiana. La zona de estudio que en este trabajo se ha denominado Noroeste de Colombia, se encuentra ubicada entre las latitudes 4°N a 9°N , donde se buscará hallar el contorno de la zona Wadati-Benioff de la Placa Nazca. Se muestran también la batimetría y la topografía general del macizo andino colombiano.

Capítulo 2

GEOLOGÍA Y MARCO TECTÓNICO

2.1 Geología Regional del Noroeste Colombiano

La geología del noroeste de Colombia es variada. Sus principales unidades geológicas se muestran en la figura 2.2; para fines de ubicar valles y Departamentos (División política), en las descripciones de la geología y la tectónica; ver la figura 2.1.

La geomorfología dominante del centro y oeste de Colombia es el complejo andino; justamente al Norte del Ecuador el macizo Andino se bifurca en tres cordilleras: Occidental, Central y Oriental y es surcado por dos valles aluviales; el valle del Cauca-Patía que separa la cordillera Occidental de la Central y el valle del Magdalena que separa la cordillera Central de la Oriental.

Esta zona está constituida por rocas de diferentes edades y tipos que se podrían describir así [W.D. Page; 1986, Woodward y Clyde, 1986] :

a.- *Cordillera Oriental* : Constituida por rocas sedimentarias del miogeosinclinal Mesozoico, areniscas y lutitas del cretáceo. Estas rocas están frecuentemente cizalladas y fracturadas. El basamento del valle del Magdalena está constituido por rocas volcánicas y sedimentarias del terciario de origen continental ligeramente plegadas y falladas. Dominan dos formaciones la de Honda del Mioceno medio tardío y la formación Mesa del Plioceno; los espesores de estas formaciones alcanzan 8 Km. Esta cordillera tiene un sistema frontal de falla, que se ha denominado falla frontal del Llano.

b.- *Cordillera Central* : Consta principalmente de rocas plutónicas y metamórficas recubiertas por retazos aislados de rocas sedimentarias marinas del Cretáceo y por detritos volcánicos en las áreas próximas a los grandes volcanes como el Huila, Ruiz, Tolima, Quindío, Santa Isabel, Puracé, Galeras. Se presentan rocas metamórficas de edad precámbrica y paleozoica, areniscas y rocas verdes, esquistos cataclásticos, serpentinitas, granodioritas y dioritas del Cretáceo. Las variedades litológicas y las foliaciones de estas rocas buzan de norte al nor-este, fueron mapeadas por Grosse (1926), Botero (1963) y Feininger (1970). Uno de los más grandes complejos volcánicos del Cenozoico Tardío de los Andes en el Norte es el complejo Tolima-Ruiz cerca a la ciudad de Manizales una de las capitales del eje Cafetero Colombiano. Varias grandes fallas que van de norte al noreste han sido reconocidas en esta cordillera; por su importancia se mencionan las fallas de Romeral y Palestina, estudiadas por Campbell (1968) y Feininger (1970) respectivamente.

Valle del Cauca: Una gran depresión tectónica que separa las cordilleras Occidental y Central

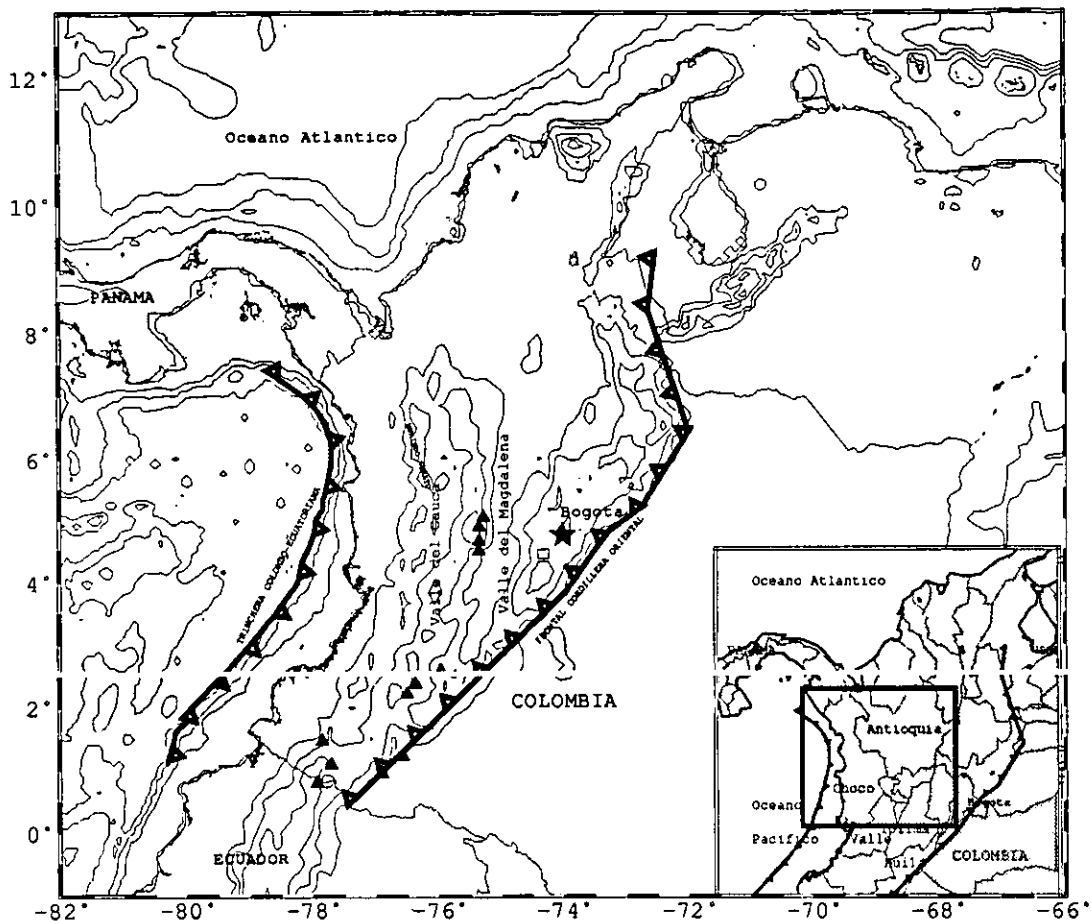


Figura 2.1: Localización de las tres cordilleras, el Valle del Cauca, Valle del Magdalena, y los Departamentos de la zona en estudio (recuadro); el eje Cafetero corresponde a los tres pequeños Departamentos entre el Valle y Tolima.

por una distancia aproximada de 500 Km, la depresión es una estructura de graben llena principalmente con clásticos del Terciario y rocas volcánicas. Aunque la depresión es de origen tensional la presencia de plegamientos sugiere una componente compresiva durante el Terciario. Consta de rocas cizalladas y falladas que forman parte de la zona de cizalladura de Dolores, zona que yuxtapone las rocas continentales de la cordillera Central contra rocas sedimentarias y rocas volcánicas de la cordillera Occidental.

c.- *Cordillera Occidental*: Es parte del complejo ígneo básico, uno de los complejos ofiolíticos más grande del mundo que se extiende desde Costa Rica a través de Panamá, Colombia y Ecuador (Kellogg and Vega, 1995). Esta cordillera consiste de estratos marinos del Cretáceo, rocas metamórficas, basaltos toleíticos, andesitas máficas calco-alcalinas, andesitas y cuarzo-dioritas del Terciario.

Los tipos de rocas más frecuentes de las tres cordilleras son: Areniscas, grauvaca, lutitas y rocas verdes. El levantamiento más reciente de las tres cordilleras tuvo lugar durante el Cenozoico tardío; los levantamientos están confinados por fallas y plegamientos empinados de rumbo norte. Para la zona de estudio se presenta un corte transversal desde los 71°W a 78°W, entre las latitudes 3°N y 4°N (Ingeominas, 1988), (figura 2.3), donde se observa el terreno oceánico en la Cordillera Occidental.

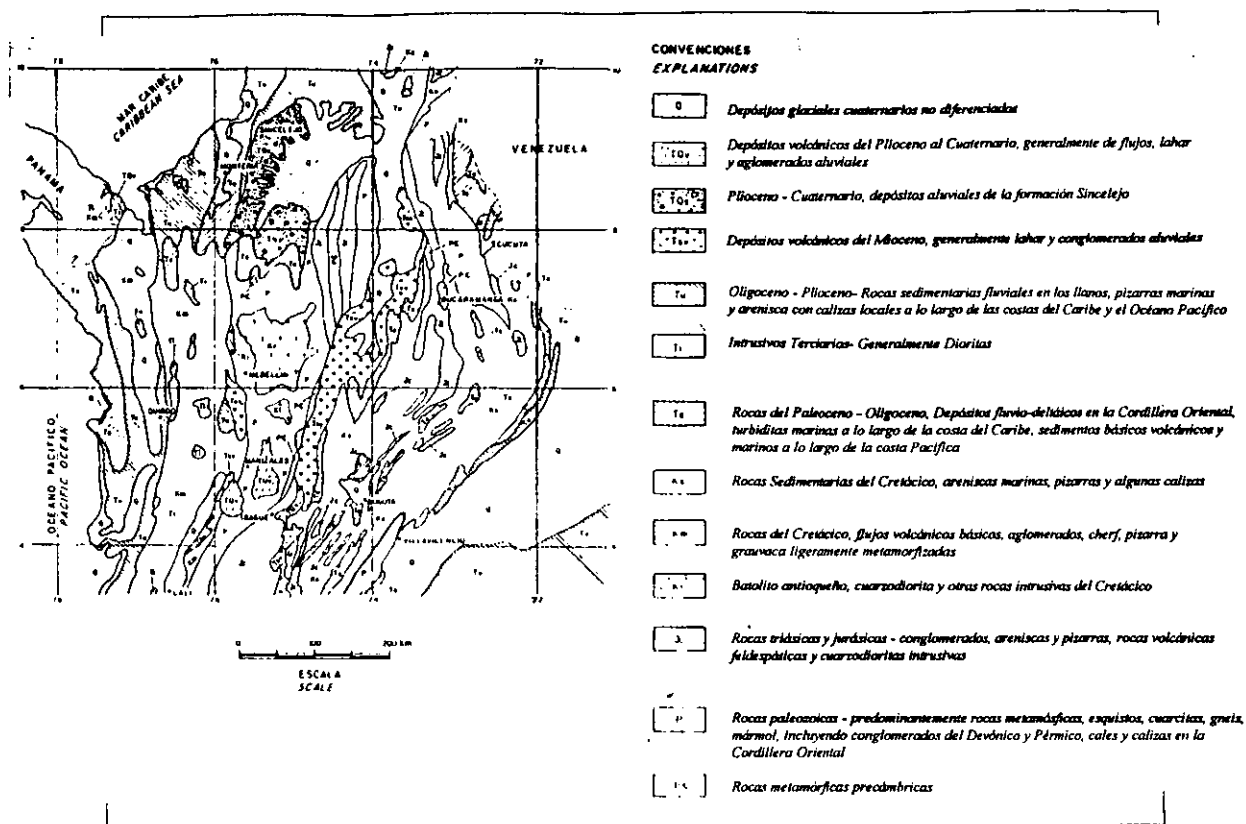


Figura 2.2: Mapa geológico de Colombia (Acevedo,1977). Se muestran las diferentes unidades geológicas.

2.2 Geología Estructural

La zona de estudio presenta cuando menos tres tendencias regionales importantes NNW a NNE, EN y E-W a NW. La primera de éstas tendencias corresponde en el occidente del área, al sistema de Fallas Cauca-Romeral, que marca su influencia principalmente en los flanco Oriental y Occidental de las cordilleras Occidental y Central respectivamente, donde controla el Valle del río Cauca. Esta misma tendencia se encuentra hacia el Este del área, aquí controla el valle del río Magdalena y constituye también la principal tendencia en los flancos Oriental y Occidental de la cordillera Central y Occidental, allí es denominada con varios nombres según el sector donde se encuentre.

La segunda tendencia corresponde en la cordillera Central a la Falla Palestina probablemente relacionada al vulcanismo del complejo Ruiz-Tolima [González, 1976]. Hacia las estribaciones occidentales de la cordillera Oriental, ésta tendencia es denominada sistema de Fallas Salinas. Así mismo, atravesando SW a NE el Departamento del Tolima, ésta es conocida como Falla Pericos. La última tendencia, menos importante, es denominada en el Quindío como Falla Salento [Lozano y Murillo, 1985], pero aparece también en Tolima, Caldas y Risaralda; este sistema de fallas, parece tener alguna relación con actividad termal y magmática del complejo volcánico [Thouret, 1985].

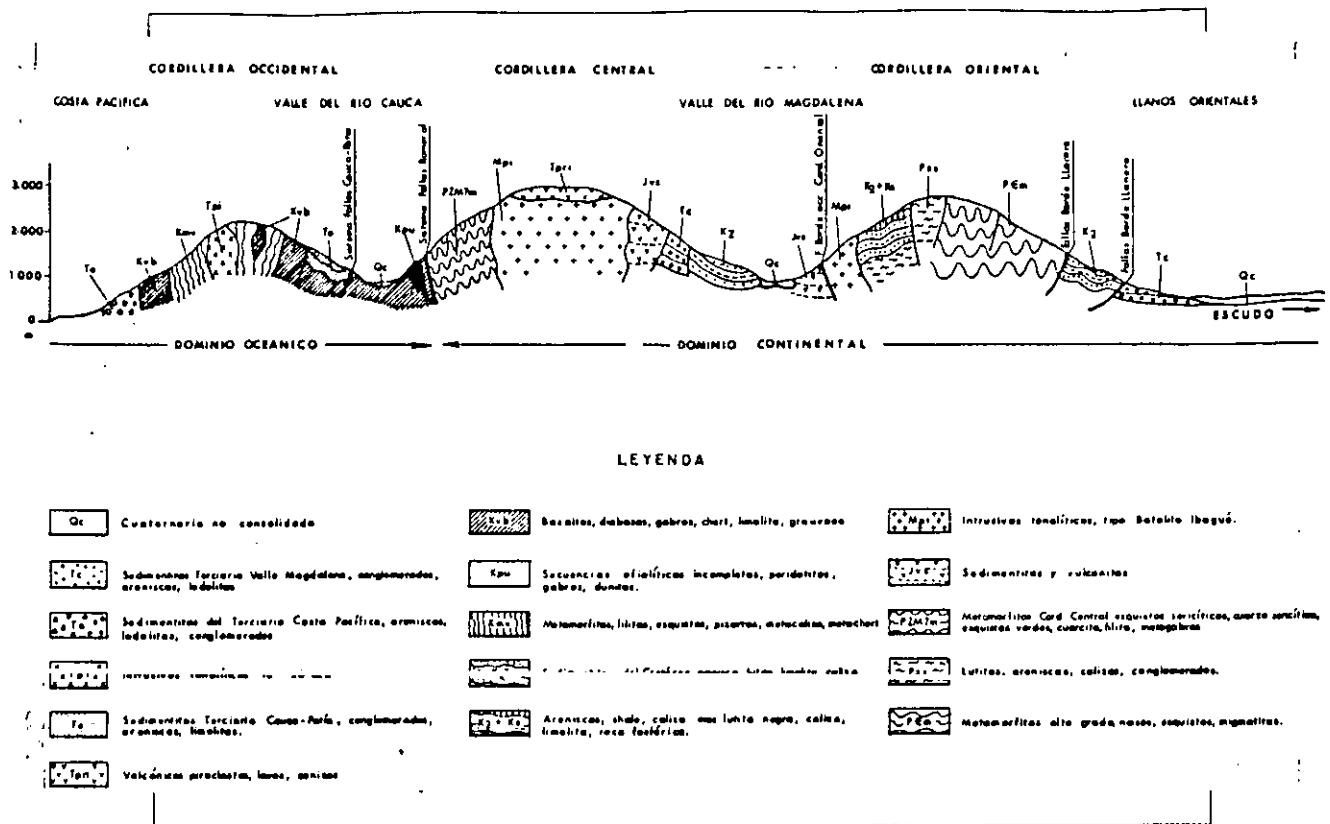


Figura 2.3: Corte geológico esquemático de los Andes Colombianos entre las latitudes 3°N y 4°N. Tomado de Ingeominas (1988).

2.3 Marco tectónico general

La tectónica estudia la cinemática y las fuerzas que originan la estructura de la corteza terrestre. Nos puede aclarar el movimiento relativo de las placas de la zona de estudio y muestra claramente los límites de convergencia o líneas de frontera donde se generan los sismos que afectan la zona Nor-Occidental de Colombia.

Para obtener los desplazamientos relativos de las placas que convergen en la esquina Nor-Oeste de Sur América, DeMets determinó los polos de Euler [DeMets et al., 1990, 1994] con base a los modelos Nuvel-1 y Nuvel-1A, donde se analizaron el movimiento de 12 placas rígidas

Tabla 2.1: Velocidades angulares (Placa Pacífica fija); cada placa se mueve en sentido contrahorario respecto a la placa Pacífica. (Tomado de DeMets, 1994).

PLACA	LATITUD	LONGITUD	ω (gra.mm/año)
Caribe	54.195N	80.802W	0.8150
Cocos	36.823N	251.371E	1.9975
Nazca	55.578N	90.096W	0.7486
Sur América	54.999N	85.752W	0.6365

Tabla 2.2: Velocidades angulares. Pares de placas compartiendo una zona de convergencia. nz=Nazca, co=Cocos, pa=Pacífica, sa=Sur América. σ_{\max} =eje mayor, σ_{\min} =eje menor, ζ_{\max} =Azimuth. (Tomado de DeMets,1994).

Autor	PAR PLACAS	LATITUD	LONGITUD	ω (gra.mm/año)	Elipse			
					σ_{\max}	σ_{\min}	ζ_{\max}	σ_{ω}
Nuvel-1A	co-nz	4.8N	124.3W	0.91	2.9	1.5	88	0.05
Nuvel 1A	nz-pa	55.6N	90.1W	1.36	1.8	0.9	-1	0.02
K. Larson	nz-pa	52.2N	94.5W	1.37	4.2	1.4	2	0.02
Nuvel-1A	nz-sa	56.0N	94.0W	0.72	3.6	1.5	-10	0.02
K. Larson	nz-sa	43.8N	95.2W	0.74	9.1	5.5	-18	0.02
Nuvel 1A	nz-ca	56.2N	104.6W	0.55	6.5	2.2	-31	0.03
Nuvel 1A	sa-an	16.4S	121.9E	0.15	6.2	3.9	9	0.01
K. Larson	sa-an	11.1S	126.7E	0.29	6.6	3.9	27	0.08

en la Tierra. Todas las tasas de desplazamiento se hicieron para un intervalo de 3 m.a., por medio de las anomalías magnéticas estudiadas. Este modelo obtiene para la placa Nazca y Sudamericana los datos que aparecen en la tabla 2.1 y tabla 2.2.

En la figura 2.4, se pueden observar las posiciones de los diferentes polos de Euler para la rotación de las diferentes placas que se involucran en el desplazamiento de la esquina Nor-Occidental de Sur América. Se muestran los polos de Euler de las tres placas que tienen que ver con la tectónica del noroeste colombiano; a saber, las placas Nazca, Sur América y Caribe. En la figura 2.4 se muestran los polos para diferentes pares de placa y sus respectivas elipses de error. El esparcimiento de Cocos-Nazca desde hace 30 m.a.(Oligoceno tardío) hasta el presente, comienza cuando la placa Farallón se partió en Nazca y Cocos, estudio realizado por *Hey[1977]* que se resume en la figura 2.5, y los estudios de anomalías magnéticas y batimétrica de *Klitgord y Mammerick[1982]* y *Atwater [1989]*, que reflejan el registro histórico de esta tectónica. Esta separación de las placas ocurrió a partir del punto caliente de Galápagos.

En la Cuenca de Panamá *Klitgord y Mammerick[1982]* muestran la dorsal de Malpelo entre las latitudes 2°N – 4°N y *Pennington[1981]* apoyado en los estudios de *Lonsdale y Klitgord[1978]*; *Case y Holcombe[1977]*; *Irving[1975]*, señala que la ausencia de sismos entre las latitudes 0°N – 2°N es el resultado de la separación a lo largo de una dorsal extinta subducida; esta apreciación coincide justamente con la región donde se interrumpen los volcanes en Colombia en el macizo Andino. En los estudios realizados por *Isacks y Barazangi[1977]*, *Burbach et al[1984]*, *Cahill e Isacks[1992]*; en la placa Nazca subducida en el Perú y Chile, se ha observado la misma situación en regiones de los Andes, donde desaparecen los volcanes y que han sido asociados con las *colisiones* de dorsales y por tanto un cambio en el ángulo de buzamiento de la placa.

Finalmente *Atwater[1989]* anota que en el punto triple de las placas Pacífica-Nazca-Cocos, las dorsales asísmicas de Carnegie (en frente de las costas de Ecuador) y la dorsal de Cocos (en frente de las costas de Costa Rica), se cree son las trazas del punto caliente de Galápagos. Estas consideraciones engloban con firmeza el complejo proceso de la subducción de la placa Nazca en la esquina noroeste de Sur América que ha generado la fractura de la zona de Panamá (falla transformante), la trinchera Colombo-Ecuatoriana, el arco deformado de Panamá y el arco de compresión del Caribe en la costa norte de Colombia; además, la zona de convergencia de la placa suramericana [*Pennington,1981*] se plantea con la falla de cabalgadura dextral, denominada falla frontal del llano Oriental; estas características tectónicas se pueden ver en la figura 2.6.

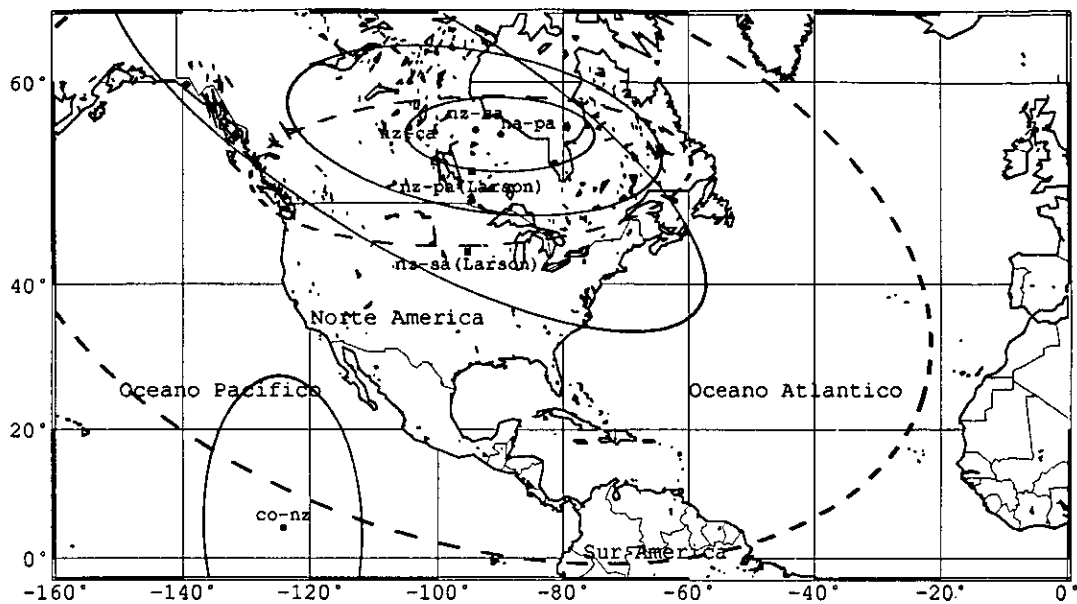


Figura 2.4: Localización de polos de Euler del modelo Nuvel 1A (Círculos sólidos) y su región de 95% de confiabilidad y los de K. Larson (Cuadros sólidos). Estos describen los movimientos entre la placa Nazca(nz), Norte América(na), Caribe(ca), Cocos(co), Pacífico(pa) y Sur América(sa). Para cada polo la primera placa mencionada rota en sentido contrahorario.

La tectónica de esta zona presenta una junta triple producto de la unión de las placas Nazca, Caribe y Sur América; esta condición de junta triple se ha presentado durante los últimos 5 m.a. Los mecanismos tectónicos que afectan al noroeste de Colombia son la subducción y el fallamiento transcurrente. En Colombia la placa de Nazca se desliza hacia el Este a lo largo de la placa Caribe que se mueve hacia el Oeste [DeMets et al, 1994]; aunque se considera a la placa del Caribe casi estacionaria por la baja velocidad relativa de desplazamiento. Este proceso tectónico, generó el sistema andino de Sur América y la zona de estudio se encuentra localizada en los Andes septentrionales en la esquina Noroeste de Colombia. Esta evolución tetónica está marcada por tres ciclos orogénico-tectónicos, a saber;

a- Primer ciclo antes del Precámbrico tardío, estudiado por Barrero y Vesga [1978]; Restrepo y Toussaint [1978].

b.- El segundo ciclo se inicia en el período Precámbrico tardío; este ciclo causó un aumento del material de la corteza de Sur América y creó cuencas estructurales regionales orientadas hacia el Norte.

c.- El tercer ciclo, el ciclo orogénico Andino, se produjo en el Paleozoico-Tardío con la formación de la serranía que es la antecesora de la cordillera Central y la Oriental [Benedetto y Sanchez, 1979]. Los modelos de gravimetría y geología de Toussaint [1978] da soporte a la conclusión que la Cordillera Occidental es un terreno oceánico que fue obducido hacia el Este de la corteza continental.

2.3.1 Subducción de la Placa Nazca

El término subducción se refiere al descenso de la litósfera oceánica dentro de la astenósfera, y se dice que es una subducción normal si el ángulo de buzamiento es mayor de 35° y el material de la astenósfera yace por encima de la placa; y una subducción poco profunda si ocurre con

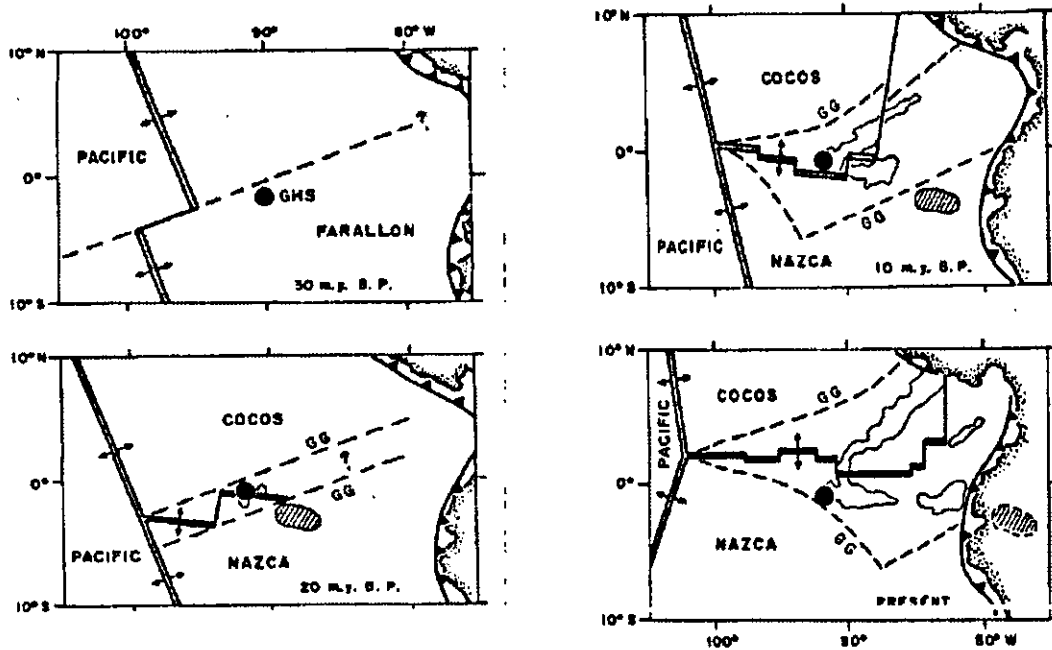


Figura 2.5: Se muestra el fracturamiento de la placa Farallon y del origen de las placas Cocos y Nazca. La región triangular de Galápagos (GG), es el área encerrada en líneas punteadas. La localización de las líneas de costa de Sudamérica y Centro América se muestran como referencia. (Tomado de Hey, 1977).

un ángulo menor de 35° 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 [Pennington 1981].

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.

Ahora bien, la subducción de la litósfera oceánica de la plaza Nazca bajo el Nor-oeste de la placa Sudamericana ha sido muy controvertida (Pennington, 1981) ya 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 norte americanas 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 Sur-Este bajo el norte colombiano.

Para estudiar los movimientos y deformaciones de la corteza en América Central y el Nor-Oeste de Sur América (Kellogg y Vega, 1995), se inició un proyecto en 1988 CASA (Central and South América) Global Positioning System (GPS). Este proyecto consiste de 30 estaciones en cinco países y se basa en medir geodésicamente con GPS los desplazamientos y deformaciones interplaca, lo que puede suministrar importantes resultados en la cinemática regional de las placas y la actividad tectónica de las zonas de convergencia. Los datos de velocidad compilados de 1988-1991 se presentan en la figura 2.6.

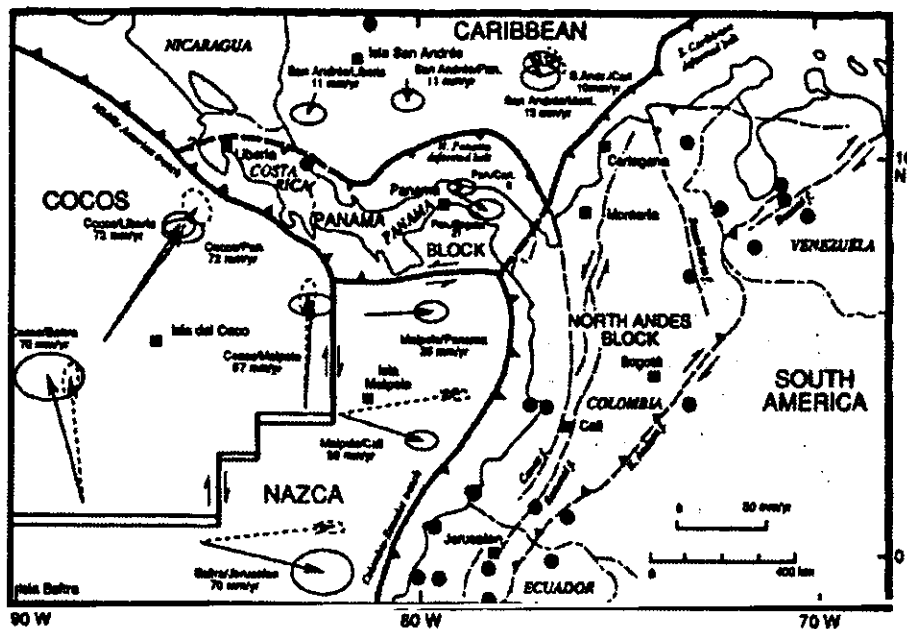


Figura 2.6: Líneas de tasa de cambio observadas con GPS (líneas sólidas) y el modelo Nuvel-1A (líneas punteadas) con elipses de error del 95% de confianza, entre los sitios indicados por los cuadros sólidos. Los círculos sólidos son los sitios de la red del proyecto CASA (Tomado de Kellog y Vega, 1995).

El trabajo de *Pennington*[1981] dividió en tres segmentos el Oeste de la subducción en Colombia (figura 2.7) donde el segmento Cauca corresponde a parte de la zona de estudio. En esta figura se pueden observar también que la parte sur de este segmento entre 2°N a 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, 1992*].

2.3.2 Tectónica del Noroeste

Con una definición más o menos clara de la zona Wadati-Benioff y el buzamiento de la subducción en el segmento Cauca, planteada por [*Pennington, 1981*]; surge otro interrogante y es el de las fallas potencialmente activas de esta región, ya que la asignación de sismos hecha por *Ingeominas* (1995) a los diferentes fallamientos muestra que eventos menores de 5.5 (Ms) han ocurrido en fallas superficiales, como es el caso de Popayan (1983) atribuido al movimiento de la falla Rosas-Julumito satélite de la gran falla Romeral. *Ingeominas-AIS* [1995] estudia la interpretación de fallas corticales activas, entendiendo como falla activa, aquella que tiene el potencial para desplazarse bajo el campo presente de esfuerzos tectónicos o que ha tenido movimientos en el lapso comprendido desde el Plioceno al Cuaternario. Claro está que la zona por estar localizada en zona tropical se hace difícil el estudio de la actividad tectónica. La región Occidental se caracteriza por fallas de orientación aproximada noreste y este-oeste, fallas inversas norte-sur y pequeñas fallas sinistralas de orientación noroeste [*Ingeominas, 1995*].

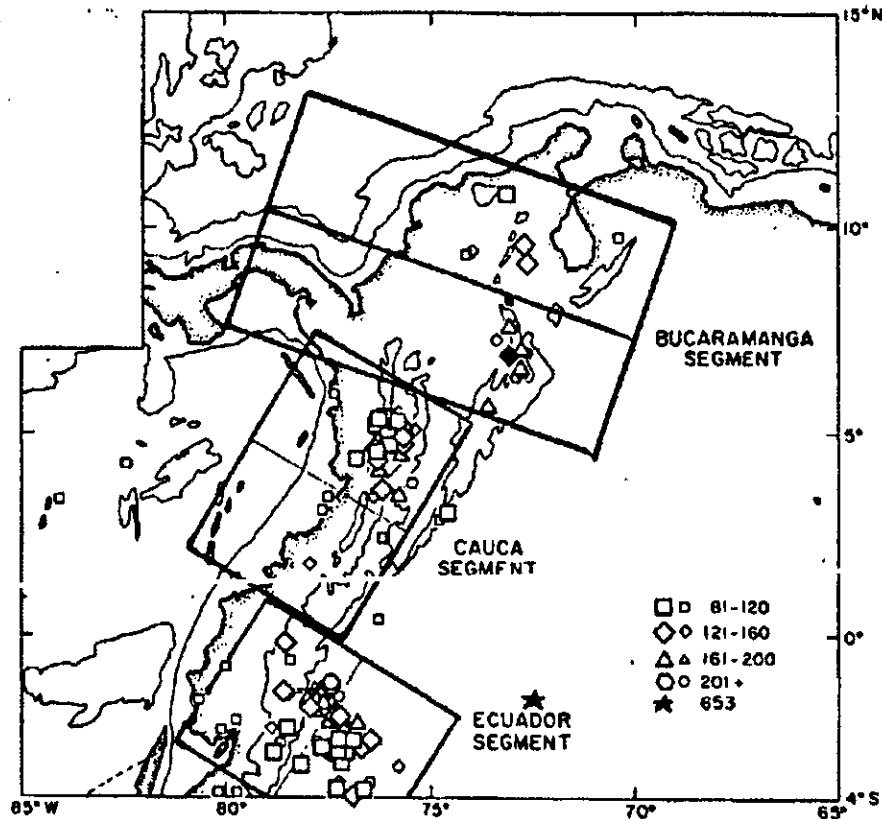


Figura 2.7: Sismicidad de profundidad intermedia de la subducción Colombiana. Segmentos de la litósfera subducida, planteadas por Pennington.(1981).

2.3.3 Fallas Activas

Se describen a continuación las principales fallas del estudio de riesgo sísmico de Colombia [Ingeominas, 1995]. En la figura 1.1 se pueden ver los trazos generales de las principales fallas de la zona andina colombiana.

2.3.3.1 Falla del sistema del Magdalena

Falla Ibagué: Parte de un sistema de fallas verticales, que cruza desde la cordillera central hasta el valle del Magdalena, atraviesa el Departamento del Tolima. Tiene dirección N75°E, por medio de varios segmentos adicionales hacia el oeste, se prolonga hasta los Departamentos del Quindío y el Valle del Cauca, longitud aproximada 170 Km con un movimiento inferido de 0.4-1.2 mm/año correspondiente a fallas con tasas de actividad medianamente altas.

Falla Palestina: Tiene dirección aproximada N30E y se extiende desde los alrededores del volcán del Ruiz hasta las estribaciones de la Serranía de San Lucas. De acuerdo con Feininger [1979] el movimiento de la falla en el Terciario fue de 27.5 Km en sentido dextral, longitud aproximada 350 Km, plano de falla vertical velocidad de desplazamiento 0.06- 0.4 mm/año, actividad baja moderada.

Falla de Salinas: Falla inversa de dirección aproximada N15E y buzamiento hacia el Oriente, se extiende paralela a la Cordillera Oriental, longitud aproximada 240 Km, grado de actividad bajo.

Falla de Mulatos: En el sector correspondiente al Departamento del Tolima, la falla limita rocas ígneas intrusivas de la Cordillera Central, de edad Jurásica y rocas sedimentarias del valle del Magdalena. Tiene tendencia aproximada norte-sur, buzamiento al oeste y longitud aproximada de 250 Km, tasa de movimiento mínimo de 0.12 mm/año , grado de actividad bajo.

2.3.3.2 Fallas del sistema Romeral

El sistema se extiende por Colombia cerca de 1200 Km, desde la frontera con el Ecuador hasta la región Caribe, con dirección 10°N-20°E y el plano de falla marca el contacto entre rocas Cretáceas de dominio oceánico y rocas continentales del Paleozoico. Está compuesta por fallas satélites como Armenia, Montenegro, Manizales , Aranzazu en la zona centro del país.

Falla Montenegro: Esta falla tiene orientación y buzamiento semejante al de la falla Armenia . Cruza por el Departamento del Quindío, formando un escarpe de 64 m de altura; en depósitos del Pleistoceno del Glasiss del Quindío, su longitud activa se estima en 20 km, con tasa moderada de actividad.

Falla de Manizales: La falla pasa con dirección Nor-Este con una longitud de 25 Km de los cuales 10 Km cortan depósitos de flujos de lodo fluvio-volcánicos del Cuaternario, tasa de actividad moderada.

Falla de Aranzazu: Tiene la misma orientación de la falla de Manizales. Esta cartografiada en un tramo de 40 Km de longitud, en 20 Km afectan sedimentos del Cuaternario, tasa de actividad alta.

Capítulo 3

METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Para el objetivo central del presente estudio que es la definición de la zona Wadati-Benioff en el Noroeste de Colombia, se necesita tener una localización de epicentros e hipocentros de muy buena calidad. Básicamente, es fundamental determinar una buena cantidad de hipocentros que permitan definir la geometría de la placa en la zona de estudio, además, de tener una buena cantidad de soluciones de planos de falla, de los que se puedan inferir implicaciones tectónicas y del campo de esfuerzos del largo proceso de subducción a que ha estado sometida esta región.

La metodología empleada para este cometido, parte de la selección de 8 eventos sísmicos a lo que se les hizo una inversión de forma de onda confiable y asignación mejorada de parámetros hipocentrales.

3.1 Inversión de forma de onda -Método de Nábelek

Los sismos nos suministran una importante información sobre los procesos tectónicos actuales, son los parámetros más importantes a tener en cuenta para conocer los contornos de las placas subducidas en zonas de convergencia. Pero los procesos tectónicos son bien entendidos cuando conocemos el mecanismo que los origina; conocer por medio de los mecanismos focales la forma en que las fallas geológicas y las zonas de contacto entre placas generan los sismos y el mecanismo de la fuente, esto ha obligado a la sismología a buscar métodos que describan los parámetros antes mencionados, en las señales que recibimos en los sismogramas. Un poderoso método usado por la sismología es la inversión para determinar los mecanismos de la fuente [Dziewonki and Gilbert, 1974; Patton and Aki, 1979]. Estos esfuerzos se han concentrado principalmente en aplicar métodos de inversión a ondas de cuerpo. Langston [1981]; Kikuchi y Kanamori, [1982]; Nábelek [1984] trabajaron en la inversión de ondas de cuerpo de largo período y estimaron el orden cero y el primer orden de la serie de Taylor de la densidad del momento tensor, lo que describe el mecanismo de la fuente, la localización del centroide (epicentro y profundidad) y el centroide de tiempo (el punto medio de la función de tiempo).

Un mejor conocimiento del mecanismo focal; diferente al convencional de primeros arribos, nos permite hallar en zonas de subducción la dirección de convergencia de las placas y el estado de esfuerzos y deformaciones en estas zonas. Para el presente estudio y como parte de la

sismicidad de la subducción de la placa Nazca en el Noroeste de Colombia, esquina Norte de Sudamérica, se presenta la inversión de forma de onda con el método de Nábelek para algunos sismos, ocurridos en la zona de subducción de la parte central de Colombia.

Las principales características de la técnica utilizada en la inversión son [Nábelek, 1984]:

- a) El método es aplicable a ondas bf P y S
- b) Una inversión no lineal del centroide de profundidad.
- c) Mejoramiento de la función del tiempo de la fuente.
- d) Determinación del centroide con respecto al punto de nucleación.
- e) Determinación del mecanismo focal y el momento tensor o doble par.

La inversión formal de forma de onda de P, SV y SH restringe el mecanismo focal y la profundidad del centroide [Nábelek, 1984]. Para este estudio, se usaron los sismogramas de telesismos $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ de IRIS para todos los eventos; al igual, estos sismogramas fueron filtrados con pasaltas de una frecuencia de 0.01 Hz (100 s) para eliminar el ruido de período largo y con filtros de pasabajas de 1 Hz (1 s) para eliminar el ruido de período corto, además de aplicárseles la respectiva corrección instrumental; las magnitudes están en el rango $5.4 \leq m_b \leq 6.5$, que permite considerarlos como fuente puntuales.

3.1.1 Marco teórico

Para hacer una inversión lineal de la forma de ondas de cuerpo P y SH, para determinar el momento tensor y la función de tiempo de la fuente primero se introduce la equivalencia de las fuerzas de cuerpo y la densidad del momento tensor, que puede ser usado para describir de manera general la fuente sísmica. Trabajos hechos en su mayoría por *Backus and Mulcahy [1976]*, y *Doornbos [1981,1982]*, dieron las bases teóricas para la inversión de forma de onda. Matemáticamente hablando, una fuente sísmica representa una falla temporal de la ecuación de movimiento en cierta parte de la Tierra; para ello se utiliza al desplazamiento que puede estar expresado por el teorema de representación, que indica el movimiento debido a la distribución de la densidad de la fuerza equivalente de cuerpo *Nábelek [1984]*:

$$u_k(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^t \int_V g_{ki}(\xi, \tau) F_i(\xi, \tau) dV d\xi d\tau \quad (3.1)$$

donde

$u_k(\mathbf{x}, t) \rightarrow$ desplazamiento

$g_{ki}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau) \rightarrow$ función de Green, es decir el desplazamiento en la dirección k en (\mathbf{x}, t) debido a impulso unitario en la dirección i en (ξ, τ)

$F_i \rightarrow$ densidad de la fuerza equivalente.

Definiendo:

$$F_i = \frac{\partial}{\partial \xi_j} m_{ij}$$

$$m_{ij} = c_{pq} \xi_{pq} \quad \text{Momento tensor}$$

Se puede redefinir (3.1) como :

$$u_k(\mathbf{x}, t) = \int_V m_{ij}(\xi, t) g_{kij}(\mathbf{x}, t; \xi^o, 0) dV \quad (3.2)$$

Cuando las longitudes de onda bajo consideración son mucho más largas que las dimensiones de la fuente, es suficiente expandir la función de Green a un punto (0) en V y guardar solo los primeros términos de la expresión y quedaría:

$$g_{ki}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau) = g_{ki}(\mathbf{x}, t; \xi^o, \tau) + (\xi_i - \xi_i^o, \tau) + \dots \quad (3.3)$$

Substituyendo en (3.2) se obtiene:

$$u_k(\mathbf{x}, t) = \int_V m_{ij}(\mathbf{x}, t) g_{kij}(\mathbf{x}, t; \xi^o, 0) dV + \int_V (\xi, t) g_{kijl}(\mathbf{x}, t; \xi^o, 0) dV \quad (3.4)$$

Definimos

$$M_{ij}(t) = \int_V m_{ij}(\xi, t) dV \text{ Momento tensor de grado "0"}$$

$$M_{ijl}^1(t) = \int_V (\xi_l - \xi_l^o) m_{ij}(\xi, t) dV$$

$$M_{ijl}^m(t) = \int_V (\xi_l - \xi_l^o) \dots (\xi_m - \xi_m^o) m_{ij}(\xi, t) dV$$

Podemos escribir (3.3) como:

$$u_k(\mathbf{x}, t) = g_{kij}(\mathbf{x}, t; \xi^o, 0) M_{ij}(t) + g_{ijl}(t) + \dots \quad (3.5)$$

Guardando solamente el primer término de la expansión, se tendrían seis parámetros independientes; por lo que se utilizan algunas restricciones al modelo de la fuente para resolver el problema de inversión.

En el rango de distancias epicentrales $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ los ángulos de llegada de los rayos con la vertical son del orden de $15^\circ - 35^\circ$ y las ondas de cuerpo están bien representadas por un solo parámetro; la función de Green toma una forma simple:

$$g_{ki} = g_{ki}^{P\downarrow} + g_{ki}^{P\uparrow} + g_{ki}^{S\downarrow} + g_{ki}^{S\uparrow} = \sum_n g_{ki}^n \quad (3.6)$$

donde $g_{ki}^{P\downarrow}$, $g_{ki}^{P\uparrow}$ son las contribuciones de la funciones de Green de los rayos que parten de la fuente hacia arriba y hacia abajo como ondas P y S. Las derivadas espaciales de estas funciones de Green son expresadas [Aki and Richard, 1980; Doornbos, 1982] como :

$$g_{kij} = \sum_n \frac{\gamma_j^n}{c^n} \dot{g}_{ki}^n = \dot{g}_{ki,l} \quad (3.7)$$

$\gamma_j^n \rightarrow$ Cosenos directores de los rayos que parten

$c^n \rightarrow$ velocidad de las ondas compresionales y/o de cortante.

Con esto se puede escribir (3.6) como :

$$\mathbf{u}_k(\mathbf{x}, t) = \dot{\mathbf{g}}_{ki,j}(\mathbf{x}, t; \xi^\circ, 0)M_{ij}(t) + \ddot{\mathbf{g}}_{ki,jl}(\mathbf{x}, t; \xi^\circ, 0)M_{ijl}(t) + \dots \quad (3.8)$$

$$\mathbf{u}_k(\mathbf{x}, t) = \mathbf{g}_{ki,j}(\mathbf{x}, t; \xi^\circ, 0)M_{ijl}(t) + \dots \quad (3.9)$$

Si el período del movimiento es mayor que la duración de la fuente τ^∞ , y expandiendo (3.6) respecto a un conveniente tiempo τ° , en el rango de tiempo $0 \leq \tau^\circ \leq \tau^\infty$, se puede tener:

$$\mathbf{u}_k(\mathbf{x}, t) = \mathbf{g}_{ki,j}(\mathbf{x}, t; \xi^\circ, 0)M_{ijl}(t) + \dots \quad (3.10)$$

$$\mathbf{u}_k(\mathbf{x}, t) = \mathbf{g}_{ki,j}M_{ij}^0 - \dot{\mathbf{g}}_{ki;kl}M_{ijl}^1 + \dot{\mathbf{g}}_{ki;kl}M_{ijl}^0 + \frac{1}{2}\ddot{\mathbf{g}}_{ki;jlm}M_{ijlm}^0 + \dots \quad (3.11)$$

donde

$$\mathbf{g}_{ki,j}^n = \mathbf{g}_{ki,j}(\mathbf{x}, t; \xi^\circ, \tau^\circ) \\ M_{ij}^n = \int_0^\tau (\tau - \tau^\circ)^n M_{ij}(\tau) d\tau$$

Los puntos del centroide son puntos óptimos para los cuales la expansión converge rápidamente dando el residual mínimo. Los desplazamientos debidos a P-SV se vuelven [Ward, 1980]:

$$\mathbf{u}^{P,SV}(\phi, \Delta, t) = \mathbf{I}^{P,SV2}(\Delta, h, t) \left[\frac{1}{2}(M_{yy} - M_{xx}) + \frac{1}{2}(M_{yy} + M_{xx}) \cos 2\phi + M_{xy} \sin 2\phi \right] \\ + \mathbf{I}^{P,SV1}(\Delta, h, t) [M_{yz} \sin \phi + M_{xz} \cos \phi] + \mathbf{I}^{P,SV0}(\Delta, h, t) M_{zz} \quad (3.12)$$

y para el caso de SH:

$$\mathbf{u}^{SH}(\phi, \Delta, t) = \mathbf{I}^{SH2}(\Delta, h, t) \left[\frac{1}{2}(M_{yy} - M_{xx}) \sin 2\phi + M_{xy} \cos 2\phi \right] \\ + \mathbf{I}^{SH1}(\Delta, h, t) [M_{yz} \cos \phi - M_{xz} \sin \phi] \quad (3.13)$$

Donde ϕ y Δ son el azimuth y la distancia al punto de observación y h es la profundidad del hipocentro e \mathbf{I} son las funciones de excitación. Para una estimación sesgada de las propiedades de la fuente, es necesario trabajar en un rango de frecuencias en que las funciones de Green sean correctas en promedio. La aproximación usual es separar las funciones de Green en diferentes fases (arribos dentro de una ventana de tiempo) y tratar solos con estas fases para las cuales la trayectoria es conocida, [Nábelek, 1984].

La estratificación vertical de la Tierra es razonablemente bien conocida y puede ser explicada computacionalmente con un grado de eficiencia dependiendo de las fases estudiadas. Las heterogeneidades laterales no están bien comprendidas y son el origen de las mayores incertidumbres de las funciones de Green. En general, la mayor heterogeneidad lateral en la Tierra ocurre en la corteza y en el manto superior; por eso, fases que se propagan a grandes distancias en estas capas serán afectadas significativamente, [Nábelek, 1984]. Las ondas de cuerpo en el rango $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$, llegan a los receptores en ángulos entre $15^\circ - 35^\circ$ con respecto a la vertical, a través de la corteza y el manto superior; por eso solo les afecta la estructura vertical en la fuente y el receptor. Ondas de período largo y superficiales son afectadas por severas difracciones, dispersión y otros efectos de heterogeneidad lateral.

La manera más simple de calcular las funciones de Green de ondas de cuerpo a distancias telesísmicas es partir el cálculo en tres partes :

a) Las contribuciones de la corteza.

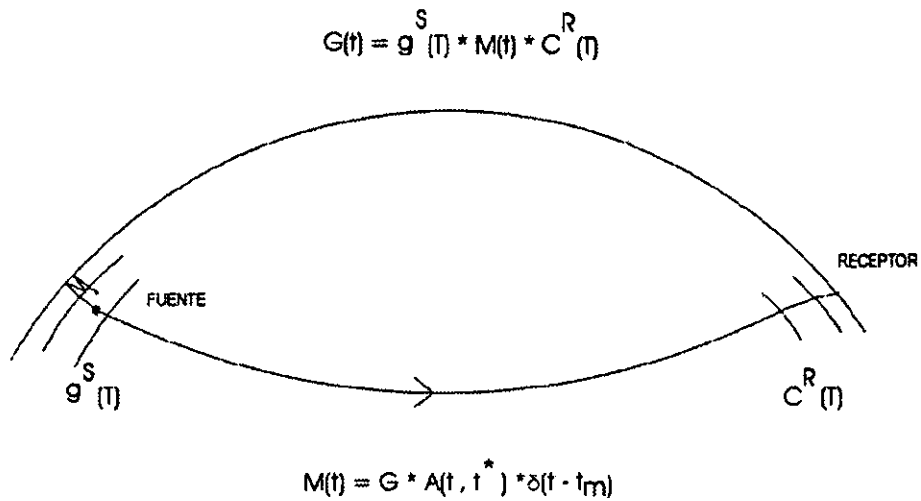


Figura 3.1: En forma esquemática se muestra la manera más simple de calcular las funciones de Green de ondas de cuerpo telesísmicas. $M(t)$ = Funciones de respuesta del manto, $C^R(t)$ = Respuesta cortical en el receptor, $g^S(t)$ = Funciones de respuesta de la fuente, $G(t)$ = Función de Green .

- b) las contribuciones de los efectos de superficie libre.
- c) La contribución del manto.

En forma esquemática la figura 3.1 nos muestra las anteriores consideraciones. A causa de la homogeneidad del manto, esta porción del camino de propagación puede ser explicada considerando solo la dispersión geométrica [Haskell, 1953].

Si se utilizan un número suficiente de estaciones, se usa normalmente un modelo de capas único y simple para todas las estaciones; también el método de Nábelek calcula los sismogramas sintéticos

Tabla 3.1: Modelo de velocidades y espesores , para la fuente y el receptor. α = Velocidad de onda P, β = velocidad de onda S, ρ = Densidad.

Est. corteza en la fuente				Est. corteza en el receptor			
Espesor(km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (gr/cm ³)	Espesor(km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (gr/cm ³)
2.0	4.0	2.30	2.57	60.0	6.0	3.46	2.57
3.0	5.5	3.18	2.84	∞	6.0	3.46	2.57
20.0	6.4	3.70	2.95				
10.0	7.1	4.10	3.04				
∞	8.1	4.68	3.30				

3.1.2 Resultados de la inversión

Usando un parámetro de rayo implica que solo cuatro rayos constituyen el sismograma de ondas de cuerpo y las funciones de Green pueden escribirse como

$$g_{ki} = g_{ki}^{P\downarrow} + g_{ki}^{P\uparrow} + g_{ki}^{S\downarrow} + g_{ki}^{S\uparrow} = \sum_n g_{ki}^n \tag{3.14}$$

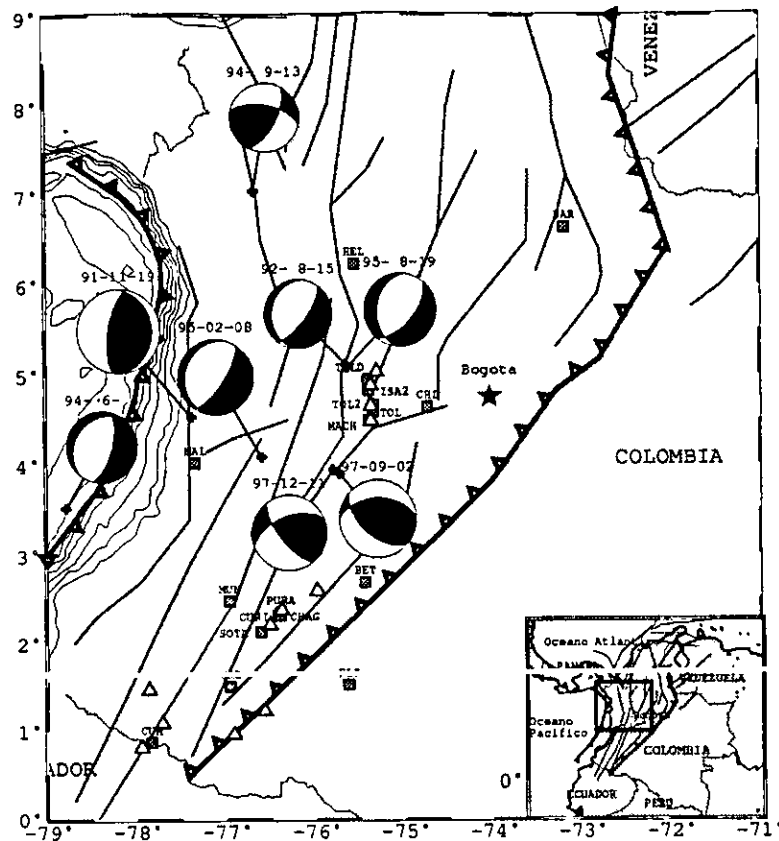


Figura 3.2: Localización de los eventos que se invirtieron en el presente estudio y las respectivas soluciones del plano de falla . Los cuadros sólidos representan las estaciones de la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC], la cruz (+) es el evento relocado con JHD. La convención para los parámetros de falla es la misma que la de Aki y Richards[1980].

Los anteriores conceptos Nábelek los utilizó en un algoritmo denominado BWIDC (Body Waves Inversion Double Couple) y los principales objetivos son :

- a) Calcular el mecanismo focal.
- b) Calcular el tiempo de origen del centroide.
- c) La localización del centroide-profundidad.
- d) El cálculo de la función temporal de la fuente.

3.1.3 Inversión y Datos Utilizados

Los sismos utilizados para determinar los parámetros de la fuente fueron seleccionados de los eventos reportados por ISC, cuyas localizaciones podemos ver en la figura 3.5, datos que se utilizaron para solicitar las trazas a la agencia IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center) , cuyas estaciones se pueden ver en la figura 3.4; posteriormente estos eventos fueron relocados con JHD (Dewey , 1989).

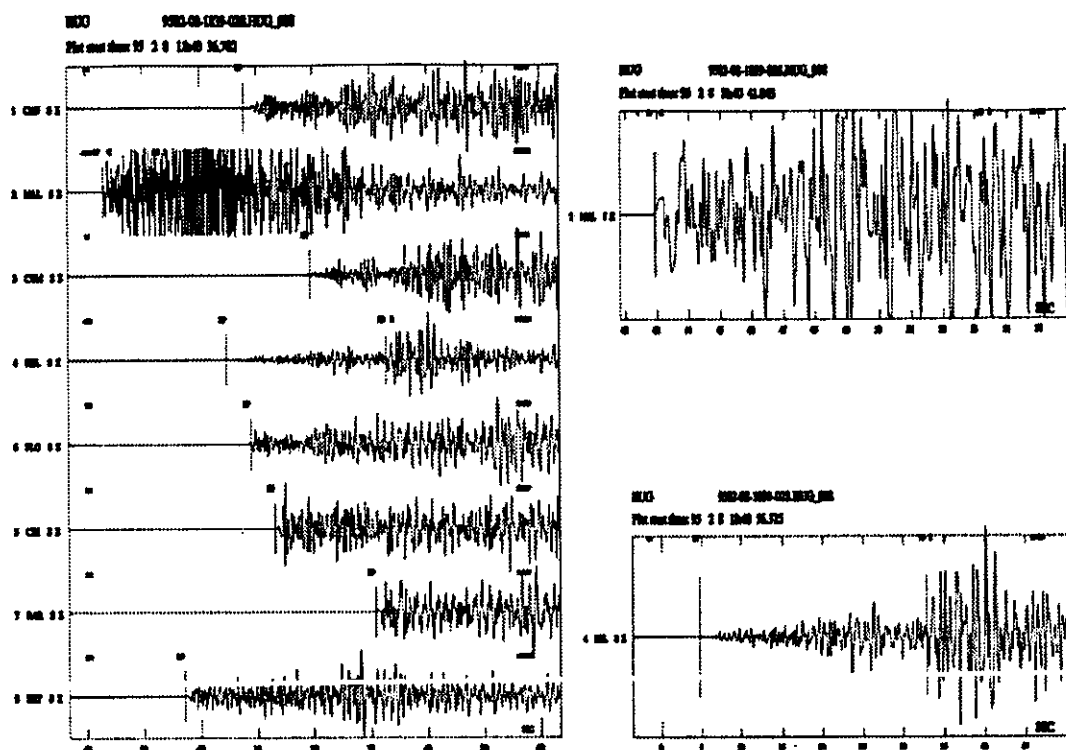


Figura 3.3: Sismogramas obtenidos por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC] del sismo del 8 de Febrero de 1995. Se señalan las lecturas de fases de P y S. También se muestran las señales de las estaciones MAL (Bahía Málaga) y HEL(Sta. Helena).

3.1.4 Consideraciones para la inversión

Las inversiones y los parámetros focales fueron estimados por el programa *BWIDC* [Nábelek, 1984]; en todos los casos se utilizaron datos a priori para realizar la inversión de ondas de cuerpo, datos que corresponden al mecanismo focal , la profundidad del centroide, el momento sísmico y el número de fuentes elementales. Las trazas están limitadas a distancias $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$, se utilizan ondas de período largo de 1 a 100 segundos, que implica aplicarlos a eventos grandes. El modelo de capas empleado para la fuente corresponde al propuesto por *Ingeominas* [1993], que es un medio estratificado cuyos datos se pueden ver en la tabla 3.1. El modelo de corteza para el receptor , fue tomado de la manera más general como un semiespacio y las velocidades asumi-

Tabla 3.2: Parámetros del sismo 95/02/08, obtenido de varias agencias y del presente estudio (1) Red Sísmica Nacional de Colombia (2) U.S Department of the Interior Geological Survey EDR No 2-95 P.207-414 (3) Presente estudio. ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.

FUENTE	LOCALIZACIÓN		HORA	m_b	H	Plano de falla			T		P		M_0 (dina-cm)
	LAT	LON				ϕ	δ	λ	Pl	Az	Pl	Az	
RSNC (1)	4.130N	76.74W	18:40:25.83	6.6	101.7								
NEIC (2)	4.104N	76.62W	18:40:25.38	6.3	73.5	219	25	-90	20	125	70	297	4.20e25
HARVARD	4.160N	76.64W	18:40:25.10		68.2	210	21	-90	24	120	66	300	4.10e25
(3)	4.017N	76.597W	18:40:25.5		80.1	196	20	-106	26	118	64	312	3.54e25

Tabla 3.3: Salida de SEISAN[Havskov,1995].

STAT	SP	IPHAS	W	D	HRMM SECON	TRE	W	DIS	CAZ
MAL	SZ	IP		C	1840 42.94	0.31	0	82	265
MAL	SZ	ES	3		1840 53.31	-0.2	2	82	265
MACH	SZ	IP			1840 49.49	-0.6	9	142	71
TOL	SZ	IP			1840 51.32	0.2	9	151	68
TOL2	SZ	IP			1840 51.70	-0.2	9	154	65
ISA2	SZ	IP			1840 52.05	-0.2	9	158	58
TOLD	SZ	IP			1840 52.93	0.0	9	164	54
MUN	SZ	IP			1840 54.14	-0.8	9	182	192
PURA	SZ	IP			1840 56.82	0.3	9	194	173
CHAG	SZ	IP			1840 57.17	0.1	9	198	174
CURI	SZ	IP			1840 57.38	0.2	9	198	173
BET	SZ	EP			1840 57.09	.4	9	201	140
SOTA	SZ	IP			1840 59.38	0.0	8	217	180
HEL	SZ	EP			1841 04.77	-0.2	8	265	26
HEL	SZ	ES	2		1841 32.82	0.4	4	265	26
CRU	SZ	EP			1841 07.78	0.0	7	288	188
FLO	SZ	EP			1841 08.87	-0.3	7	304	159
CHI	SZ	EP			1841 13.14	0.8	7	325	79
CUM	SZ	EP			1841 19.35	-0.1	6	382	201
BAR	SZ	EP			1841 30.77	0.3	5	474	53

Los datos generales de las soluciones para todos los eventos a los cuales se les realizó la inversión (donde constan los parámetros focales, momento sísmico, magnitud de momento y la función de tiempo de la fuente) se pueden ver en la tabla 6.1. En la figura 3.2 se muestra la relocalización final con JHD[Dewey,1989] y los mecanismos focales obtenidos de la inversión por el método de Nábelek. El sismo maestro utilizado fue el correspondiente al sismo de 13 de Septiembre de 1994 y su obtención se explica en el siguiente capítulo.

SISMO DEL 8 DE FEBRERO DE 1995

Tabla 3.4: Lecturas de fases del sismo del 8 de Febrero de 1995 y Localización del evento, SEISAN [Havskov,1995].

Salida de SEISAN											
Date	Origin	LAT	Long	depth	Mag	No	Gap	Dmin	rms	Erh	erz
950208	1840 27.97	4 4.79	-76 36.12	64.8	0.0	20	121	81.8	0.32	7.9	26.3

Este evento se localizó en las cercanías del límite de los Departamentos del Valle del Cauca y Chocó [Ingeominas, 1995]. Aproximadamente a 80 km al Noroeste de la ciudad de Cali, alrededor del municipio Calima- Darien a las 18:40:25 con coordenadas 4.13N y 76.74W, según la localización (Figura 3.2) de la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC].

El epicentro está ubicado en la cordillera Occidental de Colombia , la cual hace parte del terreno de corteza oceánica y arcos insulares que han sido acrecionados hacia el oeste contra la cordillera Central durante el Terciario.

Por la profundidad reportada por NEIC de H=73.5 km y mb=6.3 (Harvard reportó una

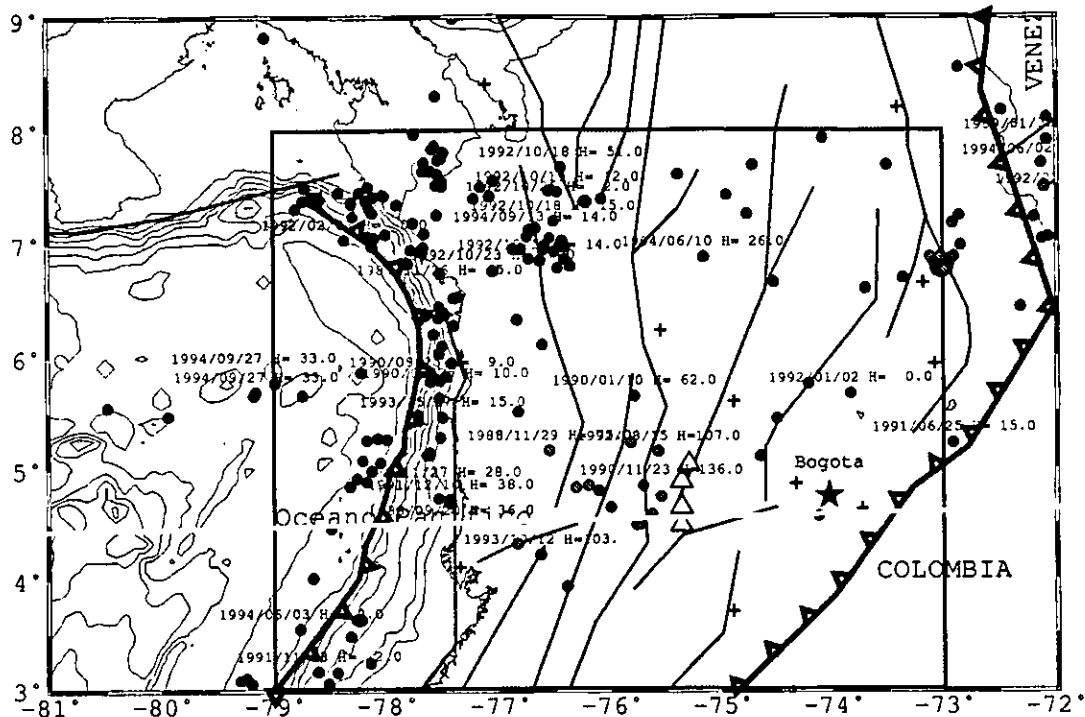
EVENTOS $M > 5.0$ ENERO 90- DICIEMBRE 96- ISC

Figura 3.5: Eventos $m_b \geq 5.0$, reportados por el International Seismological Centre [ISC] del período Enero de 1990- Diciembre de 1994 . De estas localizaciones se escogieron los eventos a invertir en el presente estudio.

profundidad de $H=68.2$ km) se estima que se encuentra su hipocentro en la placa subducida de Nazca. Se hizo la inversión de forma de onda de Nábelek y se localizó el evento con las lecturas hechas en los sismogramas suministrados por la RSNC y las lecturas de los instrumentos de período corto del observatorio del sur-occidente Colombiano [OSSO] y la Red del observatorio Vulcanológico de Manizales y la red del Observatorio Vulcanológico de Popayán, estos dos últimos pertenecientes al Ingeominas y la primera a la Universidad del Valle. Para esta relocalización se utilizó el programa *SEISAN* [Havskov, 1995] cuyas lecturas (figura 3.3) fueron tomadas directamente de las trazas y se consignan en la tabla 3.3, obteniendo la localización del hipocentro que se puede ver en la figura 3.2. En la tabla 3.2 se obtiene un $rms=0.32$ seg, una cobertura= 121° del procesamiento en *SEISAN* [Havskov, 1995].

Este evento se utilizó como uno de los sismos de calibración para las relocalizaciones telesísmicas con JHD propuesto por Dewey [1971].

NEIC obtuvo una localización con 568 lecturas, que está consignada en la tabla 3.2, donde también se dan los parámetros focales y el momento sísmico respectivo; datos que corresponden a una falla normal en el interior de la placa subducida; la definición de los ejes T y P nos dejan ver la dirección de convergencia de la placa.

Los resultados del modelado y los parámetros focales de dicho evento por el método de Nábelek se puede ver en la tabla 3.2 y 6.1.

Para evitar los efectos de la corteza y las discontinuidades del manto superior se restringió

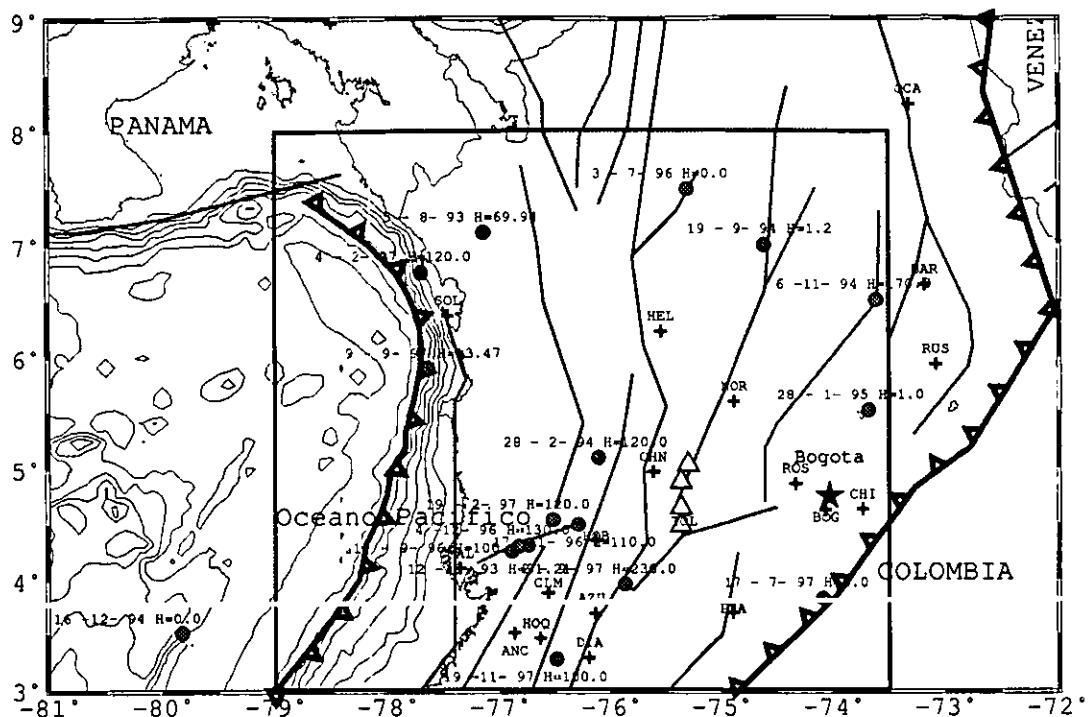
EVENTOS $M > 5.0$, JUNIO 93-DICIEMBRE 97 - RSNC

Figura 3.6: Eventos $m_b \geq 5.0$, reportados por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC] del período Junio 1993 - Diciembre de 1997. De estas localizaciones se escogieron los eventos a invertir en el presente estudio.

la distancia telesísmica en el rango $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ [Nábelek 1984]. La respuesta instrumental fue deconvolucionada de las trazas y la forma de onda integradas al desplazamiento.

Mediante la rotación de las componentes horizontales se obtiene la forma de onda SH y se le aplica el mismo procedimiento que para la onda P, es decir el anterior procedimiento. Las trazas fueron filtradas y decimadas a una muestra por segundo, debido a que el programa BWIDC (Body Wave Inversion Double Couple) solo toma hasta 256 muestras.

La cobertura de las trazas que se procesaron en el modelado (figura 3.7) tiene una aceptable distribución espacial, como ya se sabe estaciones sísmicas tienen menor cobertura en el pacífico sur; además también se pueden observar el modelado de las ondas de cuerpo P y SH (figura 3.7) se puede observar un buen ajuste del sismograma observado y el sismograma sintético tanto de la onda P como de la onda S, donde se obtuvo un error standard de $0.57 \mu m$, que se puede considerar adecuado. La función de la fuente modelada es el caso de una fuente sin complejidades que en este caso claramente corresponde a una falla normal donde los esfuerzos principales son de tensión.

Los datos más importantes de la inversión (tabla 3.2) nos muestran una discrepancia con la inversión de Harvard-CMT. Esta discrepancia se puede dar en dos parámetros; primero en profundidad, ya que el método de inversión de Harvard es automático y probablemente el algoritmo no modifica el filtrado que depende mucho del ruido de alta y baja frecuencia para cada señal independientemente o tampoco "ve" la calidad de la señal procesada, al igual que no le asigna peso al ajuste de la forma de onda; a diferencia del método de Nábelek que le permite al usuario visualmente descartar y/o ajustar pesos por su baja calidad o alto contenido

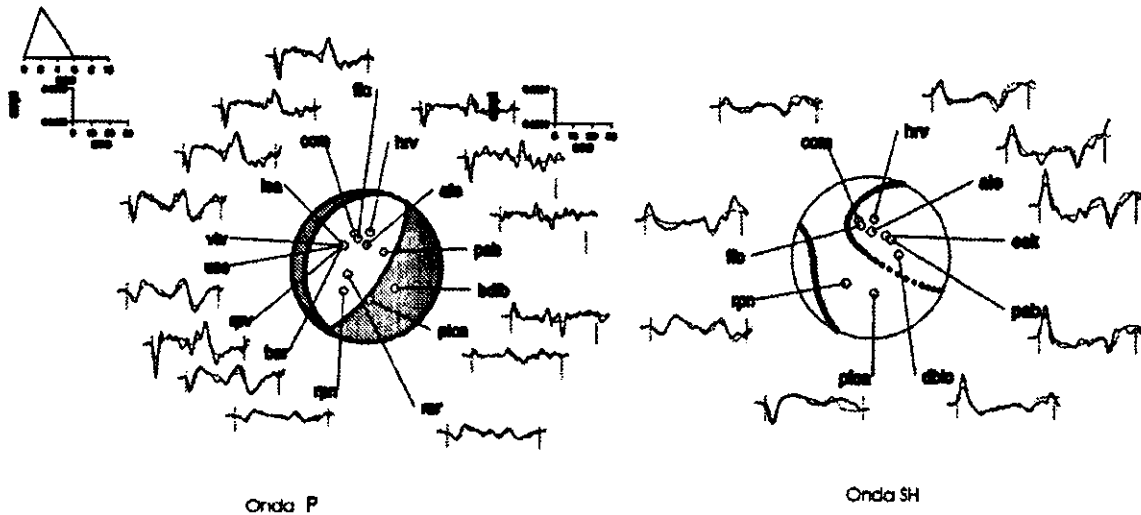


Figura 3.7: Parámetros focales del sismo del 8 de Febrero de 1995. El mecanismo focal y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P y SH, [Nábelek, 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética. La función de la fuente es de 8 segundos, se obtuvo un error cuadrático medio=0.57 μm .

Tabla 3.5: Parámetros del sismo 95/08/19, obtenido de varias agencias y del presente estudio: (1) Red Sísmica Nacional de Colombia (2) U.S Department of the Interior, Geological Survey EDR, (3) Presente estudio, ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.

FUENTE	LOCALIZACIÓN		HORA	m_b	H	MECANISMO			T		P		M_0 (dina-cm)
	LAT	LON				ϕ	δ	λ	Pl	Az	Pl	Az	
RSNC (1)	5.11N	75.71W	21:43:33.71	6.6									
NEIC (2)	5.14N	75.58W	21:43:31.92		119.6	152	38	-132	13	91	62	334	7.20e25
HARVARD	5.10N	75.69W	21:43:32.40	6.1	128.7	204	30	-99	16	120	74	318	7.72e25
(3)	5.083N	75.629W	21:43:32.40		127.1	186	36	-118	12	116	70	351	8.07e25

de ruido en el proceso de inversión.

El segundo parámetro es el momento sísmico. Evidentemente CMT tiene mucho más precisión en este parámetro, ya que utiliza ondas superficiales de período largo ($100s \leq T \leq 200s$) que le permiten calcularlo con mayor precisión que Nábelek; pero la discrepancia es baja. En esto también tiene que ver el hecho que la fuente se pudo modelar como fuente puntual, es decir, no es una fuente compleja.

SISMO DEL 19 DE AGOSTO DE 1995

Este evento se localizó en las cercanías del límite de los Departamentos de Caldas y Chocó [Ingeominas, 1995], alrededor del municipio de Risaralda a las 21:43:33 con coordenadas 5.10N y 75.69W, según la localización de la Sísmica Nacional de Colombia [RSNC]. Su localización definitiva se puede ver en la figura 3.2. El epicentro está ubicado en la cordillera Central de Colombia, debajo de la falla de Romeral.

Por la profundidad reportada por NEIC de $H=119.6$ km, y Harvard con una profundidad de $H=128.7$ km, se estima que se encuentra su hipocentro en la placa subducida de Nazca. Se hizo la inversión de forma de onda de Nábelek, la localización del hipocentro (figura 3.2).

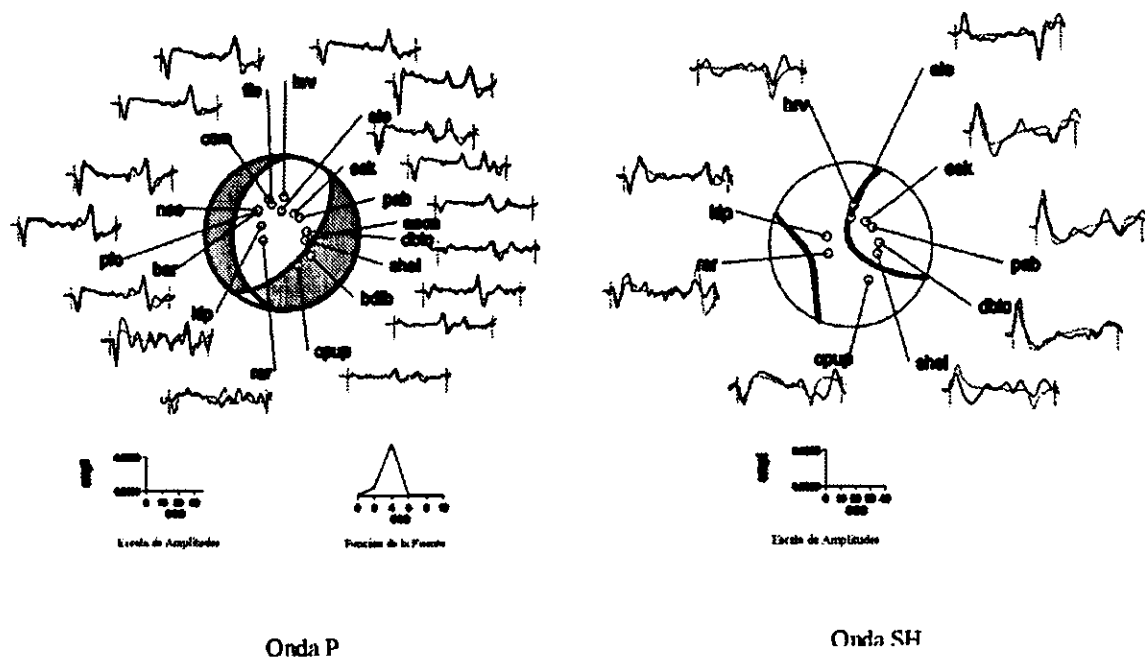


Figura 3.8: Parámetros focales del sismo del 19 de Agosto de 1995. El mecanismo focal y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek, 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.

En la tabla 3.5 se dan los parámetros focales y el momento sísmico correspondiente; datos que corresponden a una falla normal en el interior de la placa subducida; la definición de los ejes T y P nos dejan ver la dirección de convergencia de la placa. Las trazas para la inversión fueron suministradas por IRIS [Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center, 1997] y en la figura 3.4 se pueden ver las estaciones de esta agencia. En la tabla 3.5 se pueden ver algunas discrepancias con la inversión de Harvard con las mismas observaciones que se dieron para el sismo del 8 de Febrero de 1995.

La cobertura de las trazas que se procesaron en el modelado tiene una aceptable distribución, como ya se sabe las trazas tienen su mayor carencia en el hemisferio Sur; además se puede observar el modelado de las ondas de cuerpo P y SH (figura 3.8) hay un buen ajuste del sismograma observado y el sismograma sintético tanto de la onda P como de la onda S, donde

Tabla 3.6: Parámetros del sismo 94/09/13, obtenido de varias agencias y del presente estudio: (1) Red Sísmica Nacional de Colombia, (2) U.S Department of the Interior, Geological Survey EDR, (3) Presente estudio, ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.

FUENTE	LOCALIZACIÓN		HORA	m_b	H	MECANISMO			T		P		M_0 (dina-cm)
	LAT	LON				ϕ	δ	λ	Pl	Az	Pl	Az	
RSNC (1)	7.25N	76.71W	10:01:34.90		28.3								
NEIC (2)	7.054N	76.678W	10:01:32.09		13.6	4	70	-8	9	229	20	322	1.30e25
HARVARD	7.090N	76.540W	10:01:39.0	5.8	23.0	4	64	9	24	224	12	320	2.07e25
(3)	7.059N	76.6677W	18:40:25.10		14.2	281	60	148	43	246	2	154	4.10e25

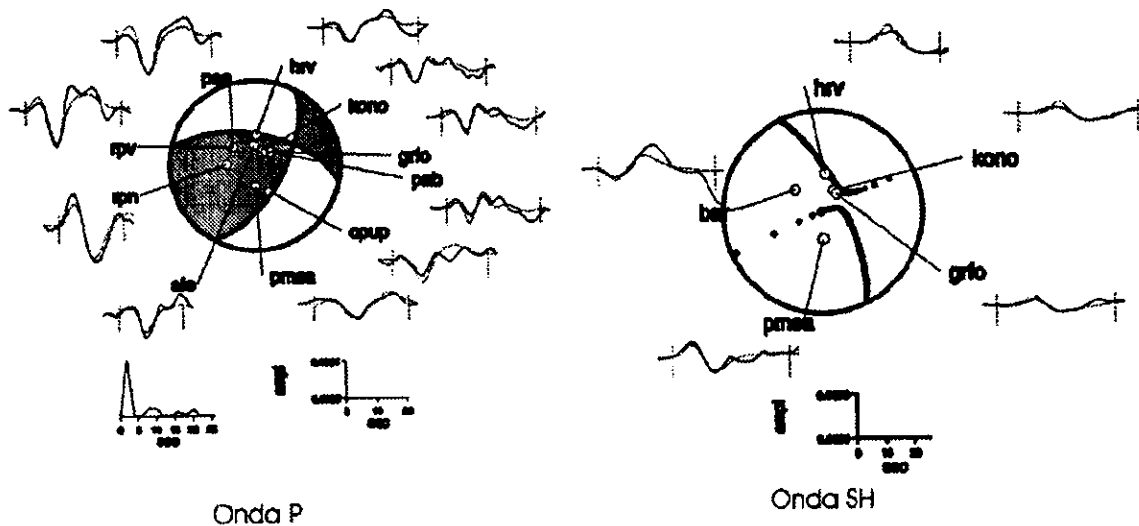


Figura 3.9: Parámetros focales del sismo del 13 de Septiembre de 1994. El mecanismo focal y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek, 1981]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio interior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.

se obtuvo un error standard de $0.58 \mu\text{m}$, que se puede considerar adecuado.

Los ejes T y P del mecanismo focal, nos dan la dirección de los esfuerzos principales [Stein, 1991], en la tabla 3.5 se dan los parámetros ángulo de inclinación (pl) y azimuth (az). Los ejes (figura 3.8) 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).

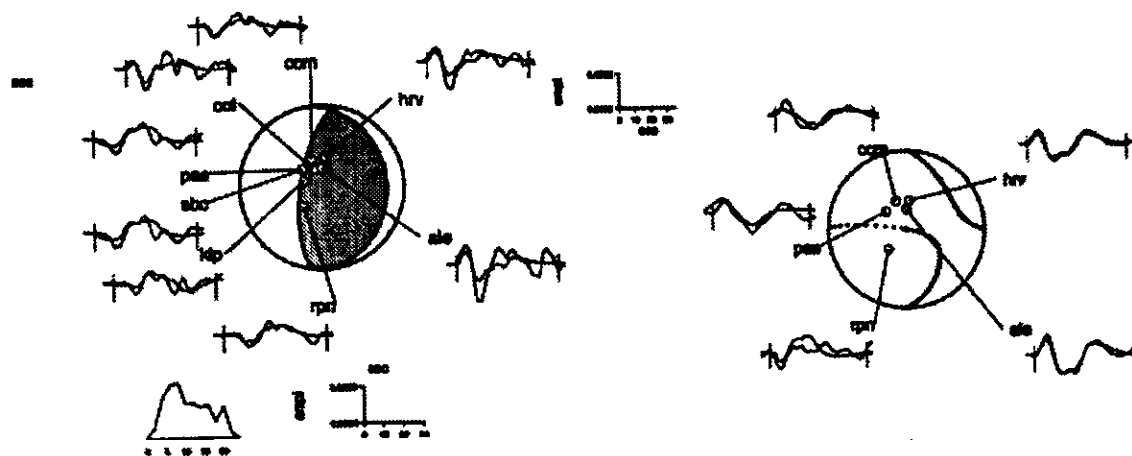
SISMOS DEL 13 DE SEPTIEMBRE DE 1994

Este evento se localizó en el departamento de Antioquia y Chocó, en el segmento Murindó, a las 10:01:34.8 con coordenadas 7.08N y 76.71W. El epicentro está en la cordillera occidental, es un evento superficial reportado con una profundidad de 23Km, que por la ubicación se podría asociar a un fallamiento cortical muy activo, como es el sistema de falla Atrato Murindó; este evento se relocalizó con el programa Hypocenter [Lienert, 1986], localización que se puede ver en la tabla 3.8, utilizando las lecturas de las fases suministradas por la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC). En la tabla 3.6 se dan los parámetros focales y el momento sísmico respectivo, datos que corresponden a una falla inversa con componente lateral derecha y con una profundidad $H=14.2 \text{ km}$ que se puede asociar a un fallamiento en la corteza.

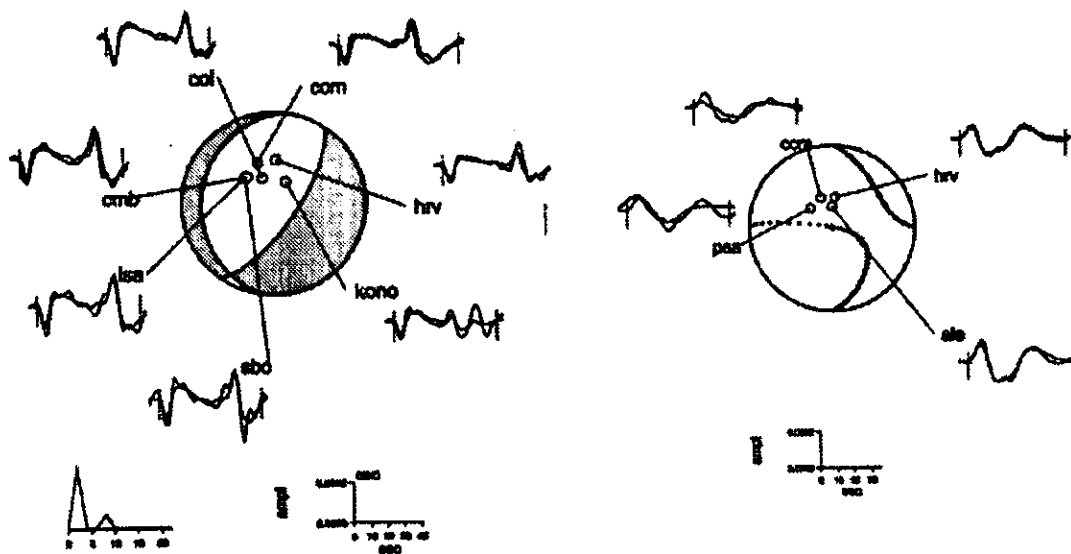
La cobertura de las trazas que se procesaron en el modelado con una aceptable distribución y en la figura 3.9 se puede observar un buen ajuste del sismograma observado y el sismograma sintético de onda P y SH. Se obtuvo un error cuadrático medio (rms) = $0.47 \mu\text{m}$. En la tabla 3.1.4 se pueden ver los resultados finales de la inversión. Los ejes T y P del mecanismo focal nos dan la dirección de los esfuerzos principales. En la tabla 3.6 se dan los parámetros ángulo de inclinación (pl) y azimuth (az). Los ejes (figura 3.9) 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).

Las inversiones de los eventos restantes y los parámetros focales se pueden ver en la tabla 3.7. El modelado de ondas P y SH se observa en la figura 3.9, además de los datos de profundidad,

Sismo 91/11/19



Sismo 92/08/15



Onda P

Onda SH

Figura 3.10: Parámetros focales del sismo del 19 de Noviembre de 1991 y del sismo de 15 de Agosto de 1992. Los mecanismos focales y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek, 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.

Tabla 3.7: Parámetros de los sismos 91/11/19, 92/08/15, 94/06/03, 97/02/09, 97/12/11, obtenido de varias agencias y del presente estudio: (1) Red Sísmica Nacional de Colombia (2) U.S Department of the Interior Geological Survey EDR, (3) Presente estudio, ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.

FUENTE	LOCALIZACIÓN		HORA	m_b	H	MECANISMO			T		P		M_0 (dina-cm)
	LAT	LON				ϕ	δ	λ	Pl	Az	Pl	Az	
91/11/19													
NEIC (2)	4.554N	77.442W	22:28:51.09		21.3	57	17	142	54	78	33	285	4.95e26
HARVARD	4.800N	77.180W	22:29:01.10	6.5	21.0	13	13	95	57	96	32	279	7.32e25
(3)	4.530N	77.374W	22:28:49.90		15.2	354	22	76	66	108	24	274	6.68e25
92/08/15													
NEIC (2)	5.111N	75.607W	19:02:09.14		119.0	340	40	-28	19	209	49	322	7.30e24
HARVARD	5.080N	75.880W	19:02:12.60	5.7	125.9	228	22	-71	24	123	29	65	8.26e24
(3)	5.112N	75.645W	19:02:09.20		123.1	188	23	-116	24	117	64	322	7.52e24
94/06/03													
NEIC (2)	3.524N	78.778W	11:25:06.66		9.0	45	31	-99	14	322	75	160	5.60e24
HARVARD	3.210N	78.780W	11:25:10.20	5.9	15.0	10	42	-123	7	195	67	195	5.67e24
(3)	3.526N	78.782W	11:25:06.00		4.6	15	66	-99	20	112	68	268	4.42e24
97/09/02													
NEIC (2)	3.848N	75.749W	12:13:22.90		199.0								1.60e26
HARVARD	4.000N	75.570W	12:13:33.60	6.5	213.2	256	48	62	10	94	1	185	1.62e26
(3)	3.897N	75.726W	12:13:25.40		224.5	269	46	58	67	102	4	201	1.31e26
97/12/11													
HARVARD	4.110N	75.840W	07:56:35.80	6.0	189.50	249	53	31	46	99	8	197	4.02e25
(3)	3.942N	75.795W	07:56:29.40		185.10	249	54	27	42	101	9	199	5.06e25

las funciones de tiempo de la fuente y los respectivos errores cuadráticos medios (rms).

Los resultados de las inversiones de onda P y onda SH de los restantes sismos; se puede observar en las figura 3.10, 3.11 y 3.12.

3.2 Localización de los sismos

Para la localización de los eventos individuales fueron necesarias las lecturas de fases de eventos obtenidos por la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC) y su localización con el programa Hypocenter [Lienert et al, 1986]. Para la relocalización de los mismos se utilizó un método de relocalización conjunta propuesto por Dewey[1971] , utilizando lecturas de fases de registros telesísmicos. Para algunos de los mayores eventos ($m_b \geq 5.5$), la profundidad focal fue restringida por inversión de ondas de cuerpo

3.2.1 Datos

Para el presente estudio y por los objetivos del trabajo de hallar la zona Wadati- Benioff (ZWB), se requirieron localizaciones de eventos de muy buena calidad en la zona de estudio planteada, entre los 4°N - 8°N en el Noroeste de Colombia, cuyos resultados sean confiables dentro de márgenes de error aceptables. De los sismos con magnitudes con $m_b \geq 3.5$ reportados por el International Seismological Centre(ISC, 1997) para el período Enero 1 de 1964 a Diciembre

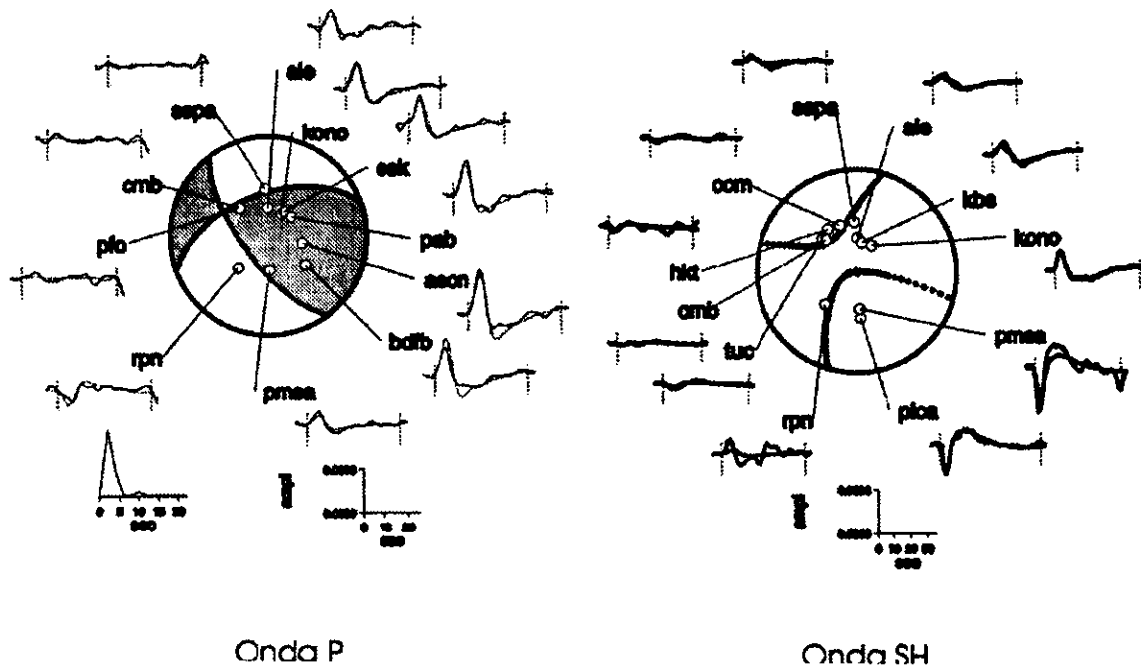


Figura 3.12: Parámetros focales del sismo del 11 de Diciembre de 1997. Los mecanismos focales y la profundidad fueron determinados usando una función formal de inversión de forma de ondas telesísmicas P (lado izquierdo) y de SH (lado derecho) [Nábelek, 1984]. Los mecanismos focales se muestran en el hemisferio inferior de la esfera focal. La línea sólida corresponde a la forma de onda observada y la línea punteada a la forma de onda sintética.

28 de 1990, al igual que todas las fases reportadas por la National Earthquake Information center (NEIC, 1998) para el período, Enero 1 de 1991 a Abril 30 de 1998; se tomaron todos los eventos con más de diez lecturas de fases, P, pP, S y por lo menos una lectura pP.

3.2.2 Métodos de localización

3.2.2.1 Hypocenter

Programa propuesto por Lienert [1986] para determinar hipocentros locales y regionales, con un modelo de capas planas y tablas camino - tiempos globales, basados en las lecturas de fases de ondas de cuerpo P y S, además, de poder utilizar el intervalo de tiempo entre las fases P y de fase S cuando se tiene problema con el tiempo (UT). Para el modelo de capas y velocidades se utilizó el modelo propuesto Ingeominas (1993, ver tabla 3.1) con una relación $\frac{V_p}{V_s} = 1.74$. La versión utilizada fue la de Lienert [1986] para la localización de los sismos registrados por la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC), que ya habían sido previamente localizados con el programa

Todos los datos disponibles de la Red Sísmica Nacional- [RSNC] con $M_c \geq 4.0$ (Ingeominas-comunicación personal) fueron usados para el procesado de la información, durante el período Junio 1, 1993 - Noviembre 28 de 1997, de los cuales se consideraron como estaciones de calibración para JHD89 15 eventos utilizando el siguiente criterio:

- (1) un número de siete lecturas de fases con al menos una lectura de fase "S".
- (2) un error cuadrático medio (r.m.s.) menor a 0.40 segundos.

Tabla 3.8: Localización de los eventos con HYPOCENTER [Lienert, 1986], utilizando las fases suministradas por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC].

Salida de HYPOCENTER											
Date	Origin	LAT	Long	depth	Mag	No	Gap	Dmin	rms	Erh	erz
930805	1709 33.54	7- 5.15	77-11.29	74.18		14	105	694.7	0.42	1.6	2.3
931012	1951 26.76	7-15.82	76-51.72	83.49		21	312	242.7	0.43	2.0	3.1
940228	1340 8.89	5- 5.20	76- 9.87	109.78		16	287	400.7	0.42	1.6	3.1
940919	2228 27.06	6-57.65	74-36.01	0.05		17	157	235.4	0.55	3.7	2.9
950128	1218 4.20	5-31.41	73-39.72	0.34		11	268	430.9	0.35	0.5	1.2
950208	1840 28.39	4- 5.72	76-37.85	65.33		19	238	266.1	0.34	1.2	4.3
960911	0628 46.64	4-19.03	76-50.61	83.94		15	288	154.1	0.25	0.6	2.4
960124	1602 52.86	4-15.37	76-40.00	112.50		11	288	79.0	0.29	1.2	2.2
961117	1844 15.78	4-27.63	76-16.42	110.40		13	279	334.5	0.35	1.3	1.7
970204	7311 14.87	6-40.06	76-36.00	34.77		7	87	452.6	0.29	0.1	0.1
970219	1825 14.10	4-32.18	76-30.77	121.32		12	198	340.6	0.24	1.2	1.4
970717	1245 36.06	3-50.23	74-03.95	0.25		14	346	164.1	0.41	0.6	0.6
970902	1213 20.58	3-56.35	75-49.57	234.42		21	221	194.7	0.48	1.7	2.3
970909	45 18.26	5-56.76	77-42.61	17.48		12	165	564.5	0.29	3.0	2.9
971119	1034 18.26	3-16.71	76-27.78	98.90		13	327	309.2	0.44	1.1	3.9

(3) un error hipocentral menor de cinco km.

(4) un máximo gap (ángulo sin cubrimiento de estaciones) entre el epicentro y la estación local menor de 250°. Los mejores eventos se pueden ver en la tabla 3.8, los cuales fueron localizados con el programa Hipocenter [Lienert, 1986]. La localización de hipocentros se basa en el método Geiger (1912), pero con algunas modificaciones. Este método propone un hipocentro inicial (x,y,z) con el cual se calcula el tiempo de viaje $T_i(x, y, z)$ para la iésima estación y la diferencia Δ_i entre el tiempo observado t_i y el tiempo calculado:

$$\Delta t_i = t_i - (T_i(x, y, z) + t_0) \tag{3.15}$$

Aproximando los residuales con una expansión en series de Taylor de primer orden, se obtienen los residuales τ :

$$\tau = \omega_i(t_i - t_0 - \Delta t_0 - \Delta x \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \frac{\partial T_i}{\partial z}) \tag{3.16}$$

donde ω_i son factores de peso normalizado. En notación matricial se tendría:

$$\tau = \Delta t - T dX_4 \tag{3.17}$$

donde

$$T = \begin{pmatrix} \omega_1 & \omega_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} & \omega_1 \frac{\partial T_1}{\partial y} & \omega_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \omega_i & \omega_i \frac{\partial T_i}{\partial x} & \omega_i \frac{\partial T_i}{\partial y} & \omega_i \frac{\partial T_i}{\partial z} \end{pmatrix}$$

Aplicando el método de mínimos cuadrados a la ecuación, el cual minimiza $\sum_i \tau_i^2$, se tiene:

$$dX_4 = (T^T T)^{-1} T^T \Delta t \tag{3.18}$$

Esta ecuación es la base de todas las soluciones por mínimos cuadrados para el problema de localización de sismos.

3.2.2.2 JHD (Joint Hypocenter Determination)

Programa desarrollado por Dewey (1971) para la determinación de hipocentro de un grupo de sismos por mínimos cuadrados, usando tiempos de arribos de pP y S , tiempos de arribos de ondas "P", en general tiempos de arribos de fases de ondas de cuerpos y ondas superficiales; además, usa el intervalo de tiempo entre pares de fases . Se empleó un sismo de referencia (sismo maestro), lo que permite determinar correcciones de tiempo para las estaciones.

3.2.2.3 Marco Teórico

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. En general el algoritmo realiza relocalizaciones hipocentrales mediante el cálculo simultáneo de los hipocentro 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 [Dewey, 1971]:

- (1) Si se usa un evento de calibración con estaciones que son utilizados en localizar otros eventos que no registraron el evento de calibración.
- (2) 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 varios trabajos se ha utilizado el método para trabajos similares o que tienen que ver con sismotectónica, Dewey y Algermissen[1974], Quintanar[1985], Pardo y Suarez [1995], Guzman-Speziale et al [1989], Malave [1992], Escobedo [1997], Cárdenas [1997] en los cuales se ha utilizado exitosamente.

Dewey[1989] propone las siguientes recomendaciones :

- (1) 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.
- (2) 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.
- (3) Tratar de colocar observaciones de más de una estación para una clase particular de fase identificada .

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. El programa SST89 cuenta el número de lecturas (fases) para cada estación y para cada grupo de eventos y prepara un archivo de salida para el programa JHD89, consta de una línea de datos de control. Este programa puede trabajar en forma conjunta hasta con 25 eventos y 2000 fases , y debe procurar hacerse una distribución azimutal de estaciones, en cuadrantes cada 15° alrededor del epicentro.

Posteriormente se utiliza el programa JHD89, que es un programa para la determinación conjunta de tiempo arribos de fases P, pP, S y fases superficiales; este programa puede utilizar (1) evento de calibración o (2) estaciones de calibración. Para la ejecución de este se utilizó un evento de calibración y 14 eventos adicionales, los de mejor localización con la Red Local

de Colombia, los cuales se pueden observar en la tabla 3.8 . El programa arroja un archivo de salida con las fases calibradas, que previamente han sido depurados cuando los "retrasos" son mayores a 3 seg y se eliminan las estaciones de calibración cuya varianza sea mayor a 5.0, que debe ser adicionado al archivo de datos con los eventos a realizar con el programa SE89.

El siguiente programa SE89, es un programa para la determinación de hipocentros de eventos individuales, utilizando los arribos de ondas de cuerpos, esta entrega como resultados eventos con un elipsoide de error con 90% de confiabilidad.

Respecto a algunos resultados del método, *Quintanar [1985]* propone :

- (1) para eventos con localización preliminar distante un máximo de 50 km del evento de calibración se obtienen errores hasta 10 km siempre que se utilicen más de 31 lecturas de fases.
- (2) para evento con más de 31 lecturas y localización preliminar distante más de 50 km del evento de calibración, la relocalización tendrá un error que irá incrementándose hasta 20 km cuando los eventos esten a 200 km. Estas observaciones permiten tener unos mejores criterios en la obtención del evento maestro.

3.2.2.4 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:

- (1) Mínimo 250 lecturas de fases.
- (2) Errores de localización menores a 10Km.
- (3) Magnitudes $m_b \geq 5.0$.
- (4) Error cuadrático medio menor a 0.8 seg.

Además de estas condiciones, a dichos eventos se les hizo inversión de forma de onda, con el método de Nábelek y los cuales fueron mostrados en la sección 3.1; esto permitió fijar la profundidad para su relocalización con JHD, en la tabla A-1 del apéndice-A se resumen los parámetros de estos sismos, al igual que el valor de la elipse obtenida, estos se muestran en la figura 3.13, en la cual las elipses han sido escalada 10 veces para contrastar el evento de mejor localización. Se eligió el correspondiente al sismo de 13 de Septiembre de 1994 con coordenadas 7.0559N- 76.677W , hora de origen 10:01:32.1, una elipse de error de eje mayor=3.2 km y eje menor= 2.4 km.

Este evento se fijó como evento maestro y se realizó el cálculo definitivo con JHD89 y SE89.

3.2.2.5 Resultados

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 del elipsoide de error fuese *menor de 30Km*. Eventos que presenta estas dimensiones del elipsoide se considera bien localizado [*Dewey y Algermissen, 1974*], lo que dejó un totalde 550 eventos que se pueden ver en la figura 3.14 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, enjambre localizado en las latitudes 6.5°N – 7.1°N y las longitudes 72.7°W – 73.3°W definido

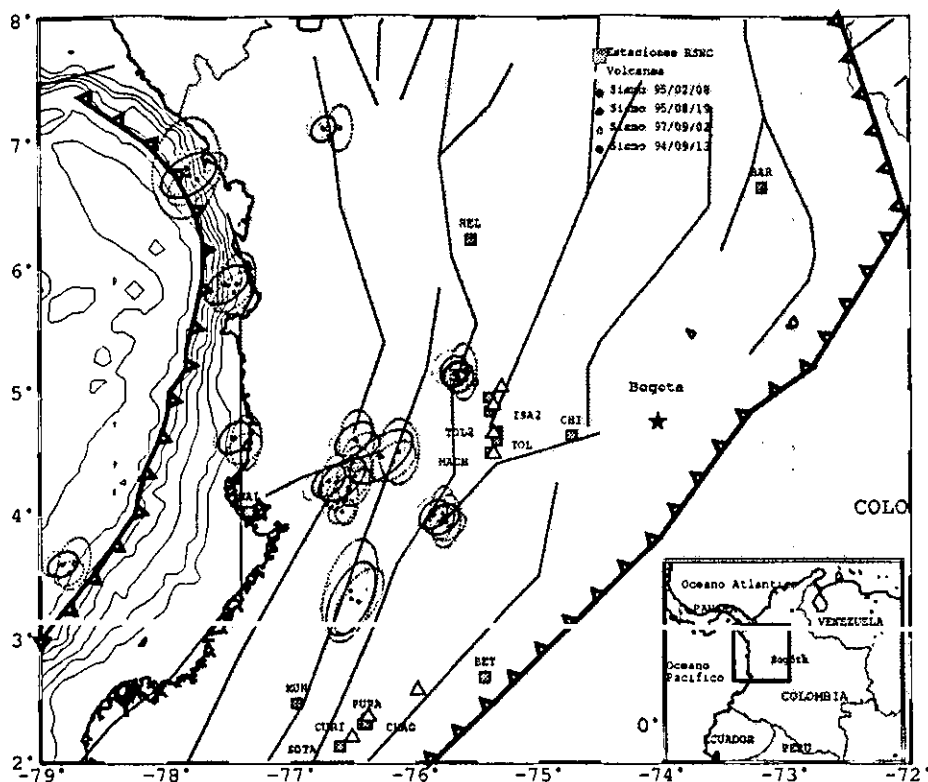


Figura 3.13: Se muestran los 4 mejores eventos seleccionados como eventos de calibración, de los cuales se eligió el evento 94/09/13 como sismo maestro para JHD. Las elipses se amplificaron diez (10) veces, ya que los errores son pequeños, con el fin de poder apreciar la diferencia en las elipses de error de cada uno de los cuatro eventos. En la parte superior de la figura se señala la convención de elipse a color para cada evento.

por Pennington [1979] y Dewey [1972]. En el apéndice-A se consigna el catálogo de los eventos relocalizados con JHD [Joint Hypocenter Determination, Dewey, 1989] con sus respectivos errores, coordenadas y hora de origen. Se presenta en tres partes: la primera en la cual el primer evento corresponde al evento maestro y los eventos que tienen profundidad restringida, debido a que se les hizo inversión de fases de onda - método de Nabelek; la segunda, son eventos reportados con inversión de ondas superficiales, obtenidas por Harvard con la solución CMT [Dziewonsky, 1997]; la tercera, son el resto de eventos relocalizados con SE89 del programa JHD, Dewey [1989].

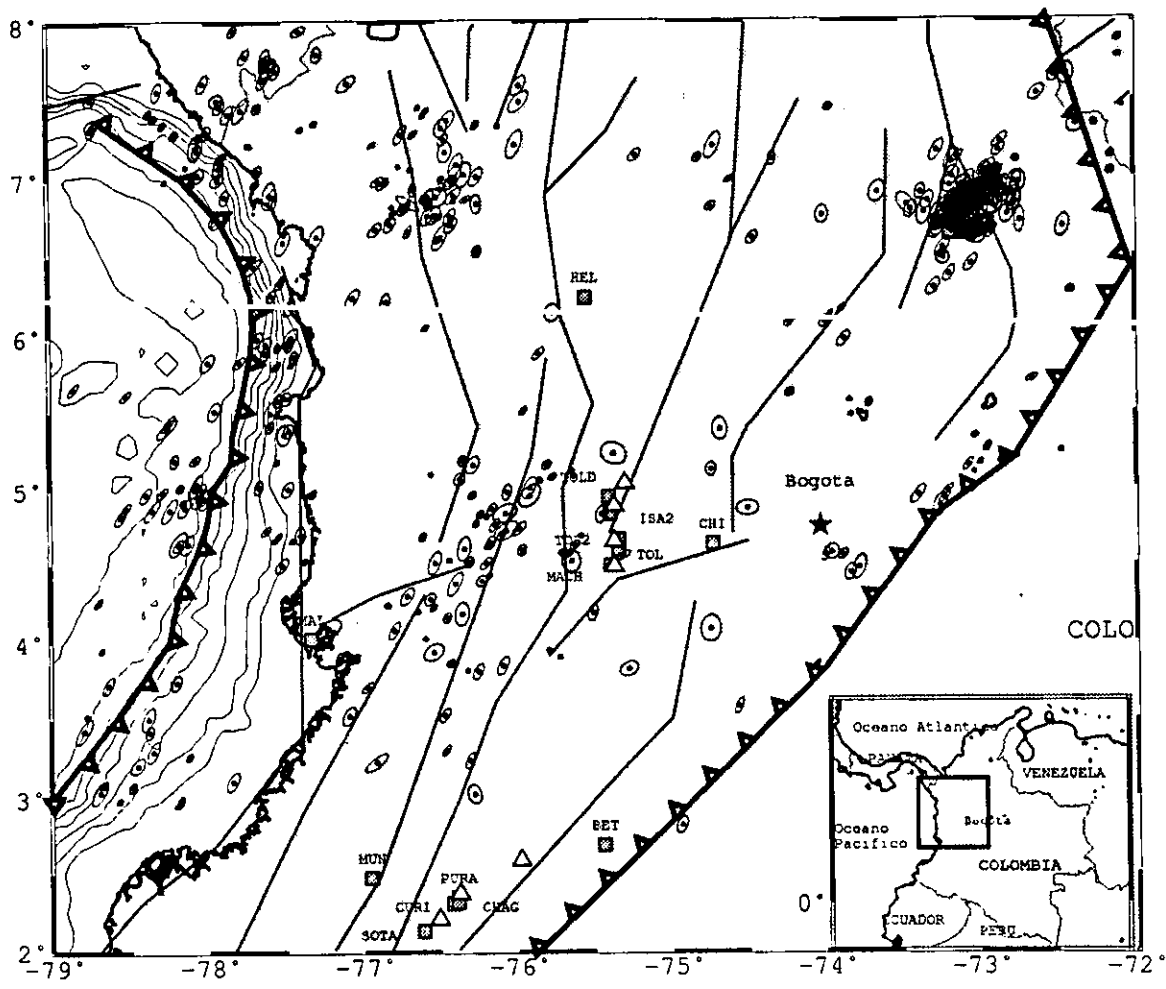


Figura 3.14: Se muestran las elipses de error para los 550 eventos relocados con JHD (Dewey, 1989).

Capítulo 4

SISMICIDAD, SECCIONES HIPOCENTRALES Y CURVATURA DE LA TRINCHERA COLOMBIANA

4.1 Catálogos de los sismos de Colombia

Para efectos de alcanzar los objetivos planteados para este estudio y obtener la proyección de hipocentros en el Noroeste Colombiano, se requiere tener catálogos de sismos. Los catálogos usados en este estudio corresponden a la compilación hecha por el 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]. Esta sismicidad se puede observar en la figura 4.1.

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 4.2 se pueden observar los eventos discriminados a diferentes profundidades; someras para $0 \leq H \leq 70$ km intermedias para $70 \leq H \leq 300$ km y profundas para $H \geq 300$ km.

El criterio que se tuvo para el uso de este catálogo obedece a que se tienen las lecturas de fases de los eventos $m_b \geq 4.0$ del cuadrante Colombiano y están disponibles en archivo electrónico, como parte de este estudio.

4.2 Sismicidad histórica

El estudio sistemático en Colombia fue iniciado por *Ramirez [1975]*, quién además de recopilar un gran número de datos de las fuentes originales, planteó una metodología que sigue siendo

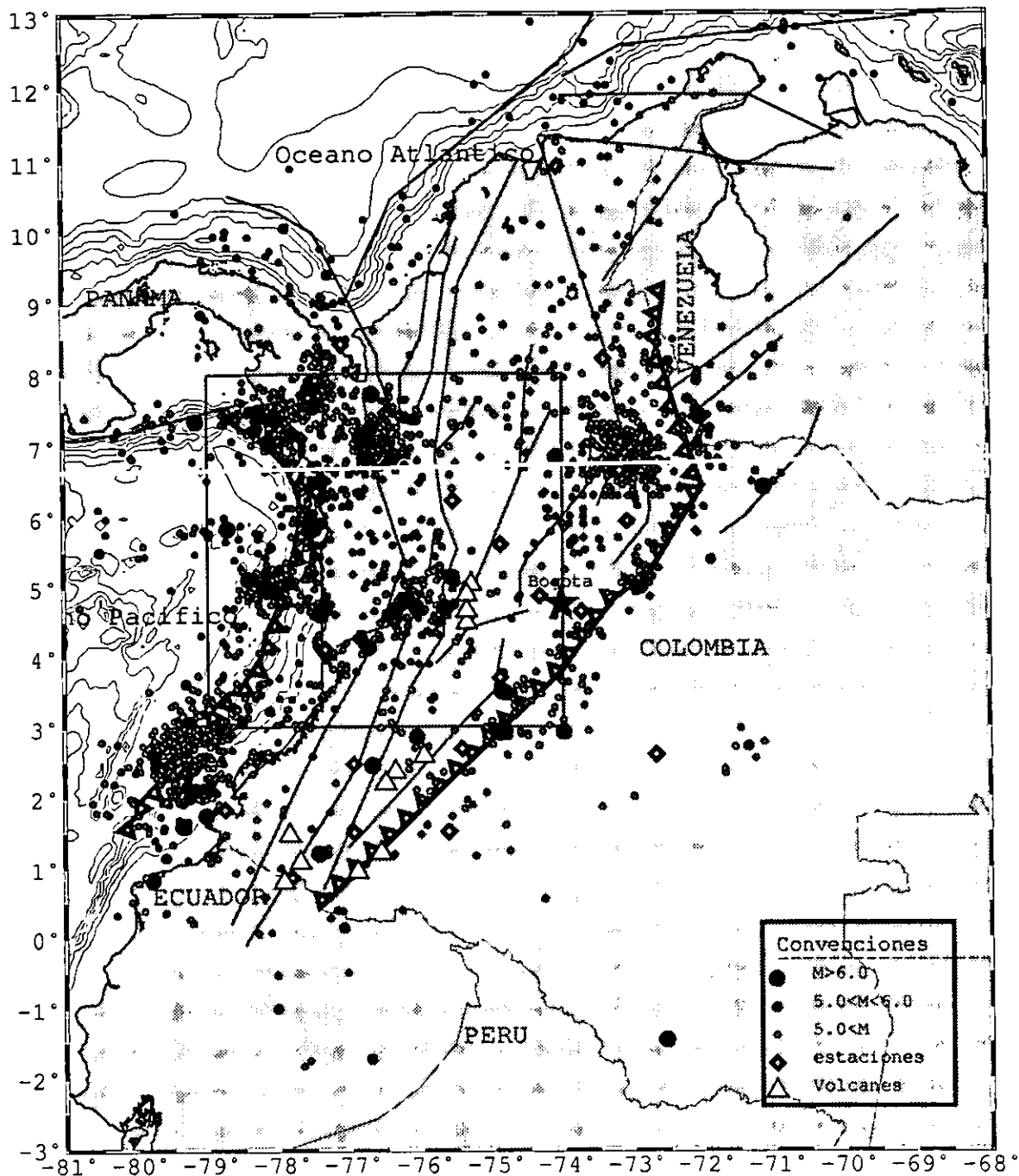


Figura 4.1: Sismicidad de Colombia del período Enero 1964- Junio 1995, compilado por Ingeominas (1995) y del período Junio de 1995 - Noviembre 1997 Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC), comunicación personal. Estas localizaciones no están filtradas ni depuradas.

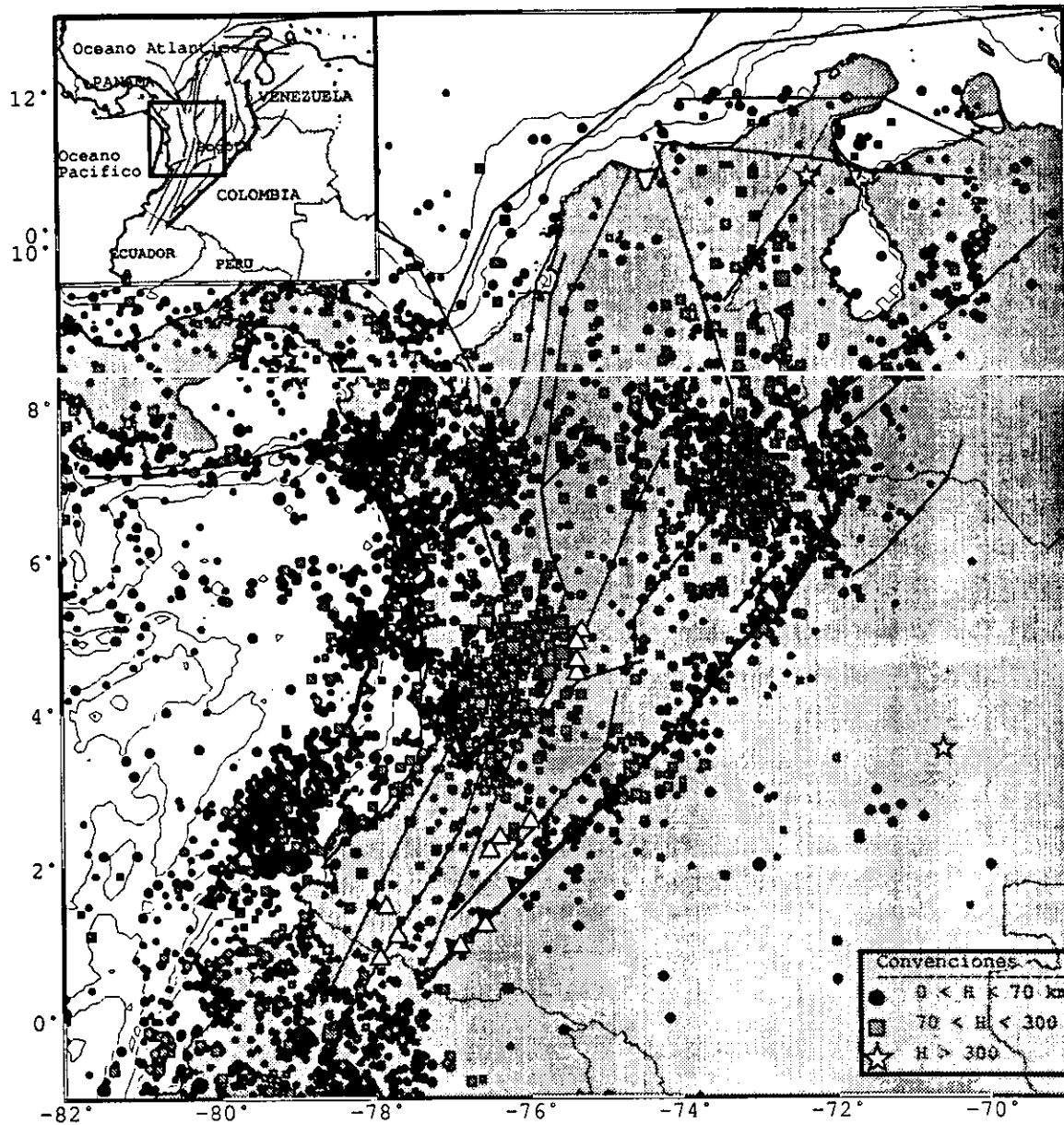


Figura 4.2: Sismicidad de Colombia en el período de Enero de 1964- Diciembre de 1994, International Seismological Centre (ISC, 1997) y el período de Enero de 1995 - Noviembre 1997 del National Earthquake Information Center (NEIC, 1997). Estas localizaciones no han sido depuradas.

utilizada actualmente y que consiste en la transcripción literal de los textos [Espinosa, 1993]. Los trabajos de Ramírez [1975] empezaron en 1933. Este trabajo consta de una colección de textos documentales con descripciones de los eventos principales, un comentario del texto y un catálogo de 1256 eventos desde 1566-1974 con los principales parámetros de los mismos. En la última década se ha reiniciado el estudio de la sismicidad histórica en la región con los estudios de amenaza sísmica [AIS, 1995].

Los resultados están contenidos en los trabajos de Espinosa [1993,1994] quién ha hecho las contribuciones más importantes en la zona del Sur Occidente y Centro de Colombia; haciendo revisiones de fuentes primarias (Relatos y crónicas de los testigos de los eventos o de personas que tuvieron acceso a testigos directos) y secundarias (Información recopilada por autores que no fueron testigo de los eventos), ha elaborado mapas de intensidad de los sismos de 1826,1827, 1906, 1917; con los cuales ha modificado algunas localizaciones del catálogo histórico.

Estos sismos fueron obtenidos elaborando mapas de intensidades de datos ordenados cronológicamente, dependiendo de las ciudades y municipios históricamente importantes, donde cronistas de Indias y/o escritores pudieran dar fé en sus relatos de la ocurrencia de eventos desastrosos; obviamente desde el punto de vista sismológico y por la carencia de registros su valor no es muy alto, pero si puede ayudar a definir "gaps" en ciertas regiones; también es cierto que para la evaluación del riesgo sísmico [AIS, 1995] ha sido utilizada, porque permite ubicar zonas donde pudieron ocurrir eventos que en el presente no se han vuelto a manifestar.

En la figura 4.3 , se muestran los eventos más desastrosos [Ingeominas,1995; Espinosa, 1993] en la historia colombiana. Los eventos marcados con número en el mapa se encuentran (tabla 4.1) sus coordenadas, fecha y magnitud, donde se puede destacar el sismo de 1906, considerado entre los diez eventos de mayor magnitud (Mw) en el presente siglo, ocurridos en la Trinchera Colombo-Ecuatoriana.

Tabla 4.1: Sismos históricos de Colombia. Recopilación Ingeominas (1995)

EVENTO	COORDENADAS		FECHA	MAGNITUD
	LATTITUD	LONGITUD		
1	5.26N	74.2W	1785/07/12	7.0
2	5.30N	74.5W	1805/06/16	7.0
3	4.80N	73.9W	1826/06/18	7.0
4	0.80N	77.7W	1868/08/15	7.0
5	1.00N	77.0W	1923/12/14	7.0
6	0.90N	77.7W	1924/01/13	7.0
7	7.90N	72.6W	1950/07/09	7.0
8	0.00N	71.0W	1911/04/28	7.1
9	8.00N	78.0W	1925/03/09	7.1
10	6.50N	80.0W	1943/05/02	7.1
11	9.00N	74.0W	1911/04/10	7.2
12	9.00N	78.0W	1915/05/28	7.2
13	7.90N	72.5W	1875/05/18	7.3
14	2.50N	71.0W	1921/12/18	7.6
15	6.20N	72.4W	1724/11/	7.7
16	1.90N	75.9W	1827/11/16	7.7
17	1.90N	75.5W	1827/11/16	7.7
18	1.30N	76.9W	1834/01/20	7.7
19	7.90N	.5W	1875/05/19	7.7

Los principales sismos históricos fueron analizados [Espinosa, 1994] y localizados mediante

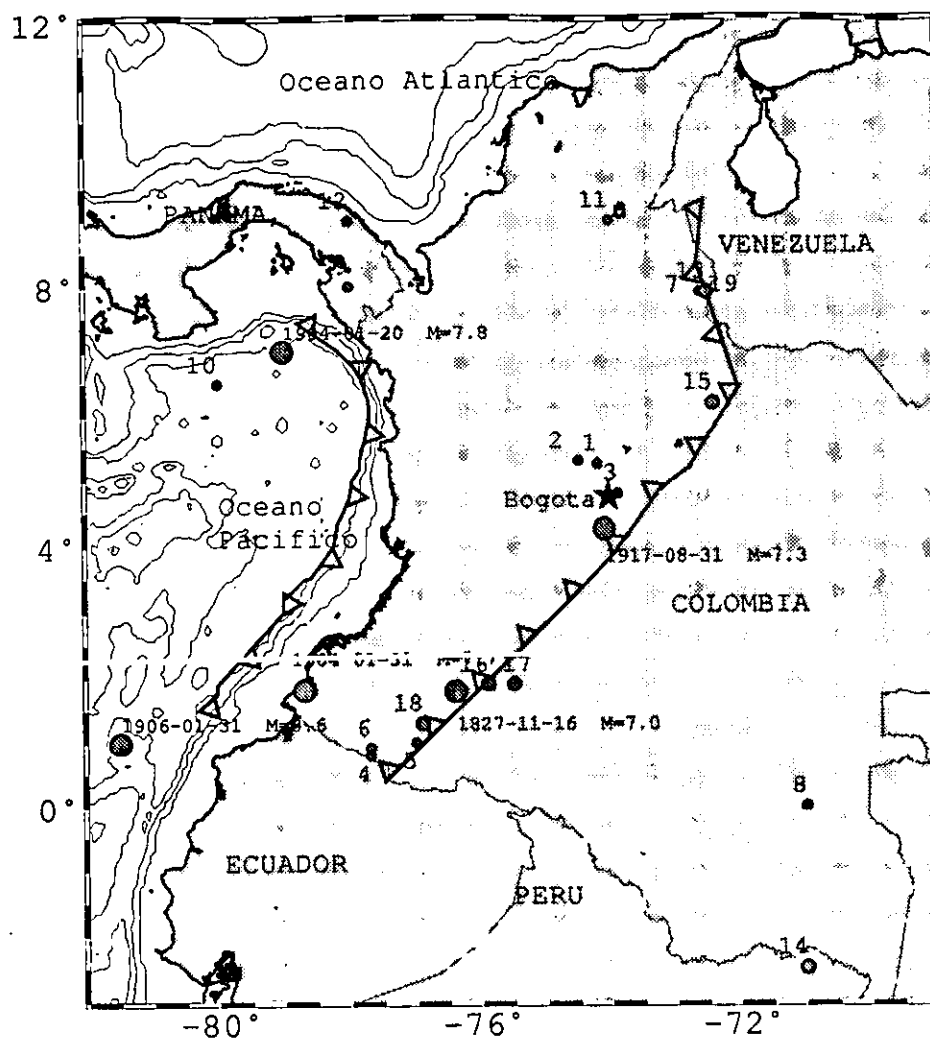


Figura 4.3: Sismicidad histórica de Colombia. Compilación de Ingeominas (1995), en el período 1566-1995

mapas de intensidades. En la figura 4.3 se puede observar que los sismos más desastrosos que se reportan, se encuentran localizados en la zona Andina, justamente debido a la presencia de poblaciones en estas zonas.

4.3 Trazado de la Trinchera

El eje de la Trinchera fue digitalizado a partir de las cartas de batimetría [Lonsdale and Klitgord, 1978] donde se halló el trazo del eje de la Trinchera Colombiana que podemos ver en la figura 4.4, que corresponde a la isobata de 3000 m, como también se puede observar la curvatura de la misma; sobre una cuadrícula se hallaron las coordenadas que permitieron definir el eje de la Trinchera y que fue utilizado en este estudio y que se pueden ver en la tabla 4.2.

El estudio de Lonsdale[1978] obtuvo por datos geofísicos la batimetría y las anomalías de la cuenca de Panamá. Parte de esta cuenca, entre la zona de fractura a lo largo del meridiano

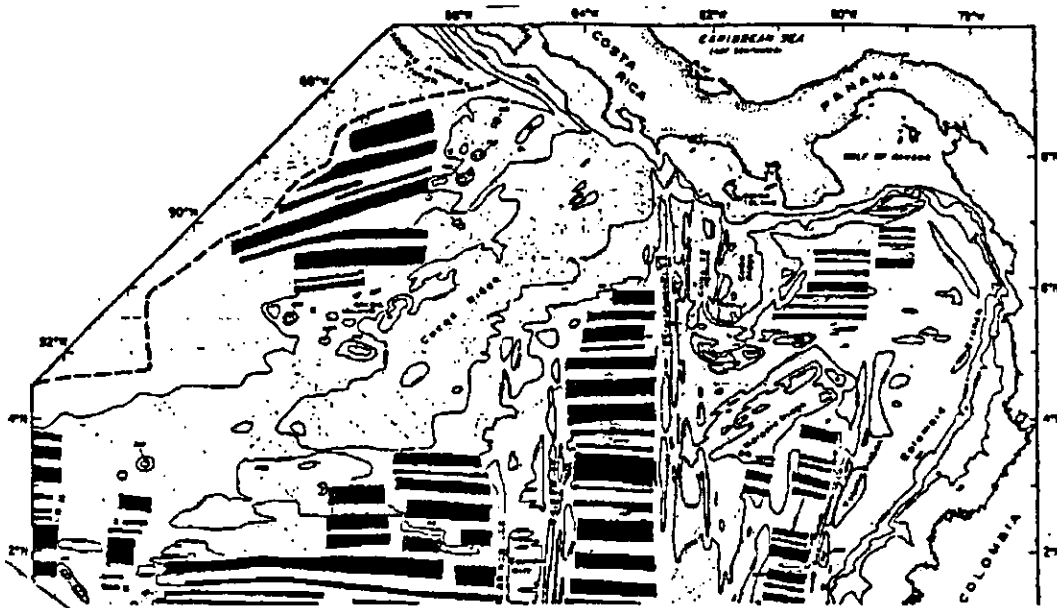


Figura 4.4: Batimetría y anomalías magnéticas de la Cuenca de Panamá. Se acentúa el contorno de la Trinchera de Colombia. Tomada de Lonsdale and Klitgord [1978].

83W y la margen continental de Colombia, fue formada por el esparcimiento oceánico a lo largo de los bordes de la Placa Nazca-Cocos desde hace 27 a 8 m.a.; las anomalías magnéticas graban esta historia y están orientadas aproximadamente en la dirección Este-Oeste. La génesis de esta Trinchera fue ampliamente estudiada por Hey [1977], quien planteó el fraccionamiento de la placa Farallón en las placas Cocos y Nazca, reconstruyó el movimiento de la misma hasta el presente, esto se puede ver en la figura 2.5; como también observar el eje propuesto de la Trinchera Colombo-Ecuatoriana, así como su curvatura que no obedece a lineamientos rectos, sino que es el caso de una Trinchera sinuosa.

4.4 Centros de Curvatura

4.4.1 Método

Turcotte y Shubert [1982] y Yamaoka y Fukao [1987] sugieren que las trincheras pueden ser divididas en segmentos de curvatura constante; esto permitirá tener unos parámetros geométricos más reales para las secciones hipocentrales, al igual para los hipocentros contenidos en la tajada.

La proyección hipocentral a lo largo o a través de las trincheras es un problema de geometría esférica, donde se obtienen segmentos de curvatura constante, los cuales representan círculos menores en una esfera. Con este método se obtiene la localización de centros de curvatura o polos, en este caso aplicado a la trinchera en el Noroeste de Colombia.

De la trinchera digitalizada se buscan segmentos que se puedan aproximar a arcos de curvatura constante, utilizando las coordenadas de los puntos con los que se trazó el eje de la trinchera. Para el desarrollo del método se parte de considerar la Tierra como una esfera de radio unitario, para que todos los vectores de posición de los puntos sobre la superficie terrestre también lo sean. Las bases teóricas del método [Guzman-Speziale, 1994] establecen:

Tabla 4.2: Puntos para digitalizar la Trinchera de Colombia

LATITUD	LONGITUD
1.615N	80.192W
1.769N	80.019W
1.904N	80.019W
3.000N	79.000W
3.519N	78.586W
3.750N	78.423W
4.000N	78.250W
4.327N	78.182W
4.577N	78.067W
4.769N	78.000W
5.000N	77.962W
5.173N	77.846W
5.346N	77.836W
5.615N	77.769W
5.904N	77.712W
6.077N	77.702W
6.260N	77.712W
6.442N	77.769W
6.577N	77.827W
6.750N	77.923W
7.000N	78.154W
7.346N	78.653W

Sea $x=(x_1,x_2,x_3)$ las coordenadas cartesianas del polo determinado, el cual es hallado con la instrucción *Fitcircle* [GMT, Wessel and Smith, 1991]. Sea $y=(y_1,y_2,y_3)$ y $z=(z_1,z_2,z_3)$ las coordenadas de los extremos del segmento del arco que se requiere ajustar a la curvatura de la trinchera; la distancia angular al centro de la tierra del polo a algún punto del arco es constante e igual al producto punto entre la correspondiente posición de los vectores.

$$x \cdot y = x \cdot z \quad (4.1)$$

Se puede definir el error total por mínimos cuadrados para todos los puntos a lo largo del arco como:

$$e^2 = \sum_{i=1}^N [(x \cdot y) - (x \cdot z)]^2 \quad (4.2)$$

donde N es la mitad de los números de puntos del arco porque se están tomando un par de puntos a lo largo del arco (y, z) al mismo tiempo. El sistema de ecuaciones planteados en (4.2) se minimiza resolviendo para x . Mediante este procedimiento y mínimo error cuadrático medio, se puede resolver el sistema planteado y de esa manera se hallarían los polos que ajustan el arco o círculo menor en una Tierra esférica, pero este procedimiento se puede substituir mediante el uso de la opción *fitcircle* [Wessel and Smith, 1991] del programa GMT, esto permite ajustar el arco y localizar el polo. Una vez que los centros de curvatura están determinados, los puntos de inflexión (si los hay) son hallados de una manera muy simple. El punto donde dos arcos se intersectan daría el polo.

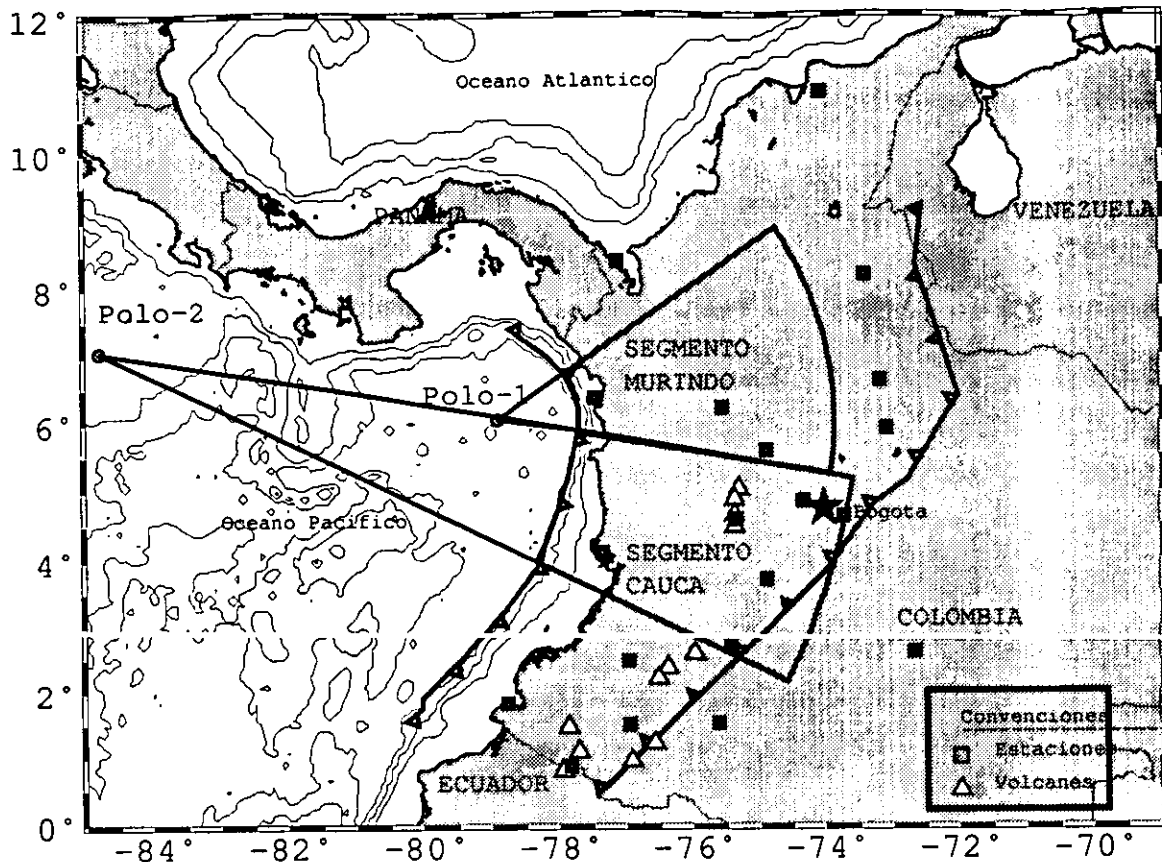


Figura 4.5: Polos para ajustar arcos a la Trinchera en el Noroeste de Colombia. Las figuras fueron generadas usando GMT (Wessel and Smith, 1991)

4.5 Proyección de Hipocentros

Con este método los hipocentros se pueden proyectar perpendicularmente al arco o a lo largo de él; para secciones perpendiculares al arco los hipocentros se proyectan a través de círculos menores con centro en el polo en un plano perpendicular al arco, esto es, los hipocentros son proyectados como una función de su latitud con respecto al polo y su profundidad, manteniendo constante su longitud con respecto al polo.

Para secciones a lo largo del arco el proceso es en dos pasos, primero, el hipocentro es proyectado en el arco como una función de su longitud y profundidad con respecto al polo, esto es, a través del círculo mayor del polo del arco. El arco es una superficie curva; el siguiente paso es proyectar esta superficie curva en un plano. Para estas proyecciones, podemos encontrar límites de las secciones para proyectar sus hipocentros, que serían:

(1) la distancia mínima en grados y (2) La distancia máxima en grados, distancias subtendidas al centro de la Tierra y los azimuth A_1 y A_2 medidos desde el polo (figura 4.5); también se puede acotar con una tercera variable, la profundidad, para obtener rebanadas y proyectar sus hipocentros, como una función de los parámetros esféricos, dependiendo de la clase de proyección deseada. Como todos los paquetes de graficación trabajan con coordenadas cartesianas, es conveniente convertir las coordenadas hipocentrales (Latitud, Longitud, profundidad) a estas coordenadas así:

a) Para proyecciones perpendiculares al arco, las coordenadas cartesianas de los hipocentros proyectados son :

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_1 - [(\mathbf{R} - \mathbf{z})\text{sen}\theta] \quad (4.3)$$

donde :

R = Radio de la Tierra

z = Profundidad

$$\theta = \frac{(\Delta_1 + \Delta_2)}{2} - \delta$$

$$x_1 = R * \text{sen}\left[\frac{(\Delta_2 - \Delta_1)}{2}\right]$$

$$y_1 = (H - R) * \text{cos}\left[\frac{(\Delta_2 - \Delta_1)}{2}\right]$$

δ = Distancia angular del polo al epicentro

H = Maxima profundidad

b) Para proyecciones a lo largo del arco, las coordenadas cartesianas de los hipocentros proyectados son :

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_2 - [(\mathbf{R} - \mathbf{z}) * \text{cos}(\gamma + \beta)] \quad (4.4)$$

$$y = y_2 + \text{sen}[(\mathbf{R} - \mathbf{z}) * \text{sen}(\gamma + \beta)] \quad (4.5)$$

Donde :

$$x_2 = R * \text{sen}[(A_2 - A_1) * \text{sen}\frac{\Delta_2}{2}]$$

$$y_2 = (H - R) * \text{cos}[(A_2 - A_1) * \text{sen}\frac{\Delta_2}{2}]$$

$$\beta = (\alpha - A) * \text{sen}\Delta_2$$

$$\gamma = (\text{cos})^{-1} * \left(\frac{x_2}{R}\right)$$

δ = Distancia angular desde el polo para cada sismo

α = Azimuth desde el polo para cada sismo

Estas expresiones son utilizadas en los algoritmos slice y sweep en Fortran [Guzman-Speziale, 1995] con los cuales se pueden hacer las proyecciones de los hipocentros teniendo en cuenta la curvatura de la Trinchera y la curvatura de la Tierra.

4.6 Propuesta de polos para la Trinchera del Noroeste de Colombia

Se proponen dos polos que ajustan la curvatura de la Trinchera a segmentos de arcos; para el presente estudio se denominaran: para el polo-1, *Segmento Murindó*, por las implicaciones tectónicas y el agrupamiento significativo de sismos que se pueden observar en las figuras 4.1 y 4.2, de los catálogos compilados de NEIC,RSNC,ISC; para el polo-2 se seguirá denominado *Segmento Cauca*, al igual que el trabajo de Pennington [1981] (cuya localización se puede ver en la figura 2.7). Los respectivos polos se pueden observar en la figura 4.5 y los parámetros quedan consignados en la tabla 4.4 .

El eje de la Trinchera como se había dicho en la sección anterior, se obtuvo del estudio de batimetría y anomalías magnéticas de Lonsdale and Klitgord [1978]. El cambio de curvatura se puede observar en la figura 4.5, que nos da un buen trazo de la misma; se ajustaron dos polos con la instrucción fitcircle (GMT, Wessel and Smith, 1991), para lo cual se usaron las coordenadas para los dos segmentos, que se pueden ver en la tabla 4.3.

Tabla 4.3: Coordenadas de los sectores de la Trinchera de Colombia.

SECTOR	LATITUD (N)	LONGITUD (W)
Segmento	5.904	77.712
	6.077	77.702
	6.260	77.712
Murindó	6.442	77.769
	6.577	77.827
	6.750	77.923
Segmento	5.904	77.712
	5.615	77.836
	5.346	77.846
	5.173	77.962
	5.000	78.000
	4.769	78.067
Cauca	4.577	78.182
	4.327	78.250
	3.750	78.423
	3.513	78.533

Los respectivos polos y sus parámetros más importantes se pueden ver en la figura 4.5 y los parámetros de los polos propuestos, se pueden ver en la tabla 4.6.

Tabla 4.4: Parámetros de los polos

POLOS	COORDENADAS		DISTANCIA	Δ	AZIMUTH	
	LAT (N)	LON (W)			Mínimo	Máximo
polo-1	6.05546	78.8947	134.72	1.21	55.05	98.88
polo-2	7.0590	84.7980	793.97	7.14	98.88	115.28

4.7 Secciones hipocentrales de la Trinchera Colombiana

Con el método anteriormente descrito se calcularon las secciones hipocentrales, es decir, secciones perpendiculares a la trinchera; *Pennington[1981]* tomó una sección recta con rumbo N-E para definir dos perfiles, uno en el noroeste y otro en el Sur de Colombia, que denominó Segmento Cauca siguiendo el alineamiento del segundo arco propuesto en este trabajo, con los que definió el contorno de la zona de Benioff de este segmento.

Para el presente trabajo se proponen cuatro secciones perpendiculares a la Trinchera y una sección a lo largo de la trinchera, esto obedeciendo a la distribución de la sismicidad reportada Ingeominas[1995], NEIC[1997], ISC[1997] y a la sismicidad relocalizada con JHD en el presente estudio. Los parámetros geométricos (tabla 4.7) se obtuvieron a partir de los dos arcos definidos en la sección anterior. Para efectos de definir las secciones hipocentrales que se pueden ver en la figura 4.6, la sismicidad se clasificó en superficial para $70 \leq H$ km, en intermedia para $70 < H \leq 140$ km y en profunda para $H > 140$ km. Para el Segmento Murindó y el Segmento Cauca se tomaron dos secciones cada una, en la figura 4.6 se muestra su localización.

En el mapa de la figura 4.6 se puede observar que las secciones en arco suministran un

Tabla 4.5: *Parámetros geométricos para secciones hipocentrales.*

SECTOR	SECCIONES	AZIMUTH		DISTANCIA	
		Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
SEGMENTO MURINDÓ	a-a	55.05	80.40	1.21°	5.0°
	b-b	80.40	98.88		
SEGMENTO CAUCA	c-c	98.88	107.08	7.14°	11.3°
	d-d	107.08	115.28		

refinamiento que se ajusta al cambio de la curvatura de la trinchera; las secciones transversales se pueden ver en la figura 4.7 y en la figura 4.8, para cada sector propuesto, la posición de la Trinchera en los perfiles aparece justamente en su extremo izquierdo en cada uno de los perfiles, a diferencia de la convencional línea recta cuya proyección corresponde al lugar donde la línea central cruza al eje de la Trinchera, como es el caso del estudio de *Pardo y Suarez [1995]*; para la proyección de los arcos la trinchera permanece constante para toda el área; ver figuras 4.5, 4.7 y 4.8.

Con las proyecciones hipocentrales propuestas se pueden obtener un mejor contorno de la zona Wadati-Benioff, ya que es una aproximación más cercana a la curvatura de la Tierra y de la trinchera.

La sección a lo largo de la Trinchera en la figura 4.9, nos muestra los hipocentros pero a lo largo de los dos arcos propuestos, en este caso se proyectan los eventos a lo largo de la trinchera en la zona de estudio.

En el siguiente capítulo, se harán los análisis de las secciones hipocentrales de los eventos relocalizados con JHD, al igual que la proyección de los mecanismos focales en los perfiles de los dos segmentos en que se aproximó la trinchera a secciones de arcos. En esta sección se mostró la sismicidad con el catálogo del International Seismological Centre [ISC], con el fin de mostrar la sismicidad y concretamente la proyección de hipocentros en las secciones hipocentrales propuestas, además que contrasta con el reducido número de eventos que quedaron después de la relocalización con JHD.

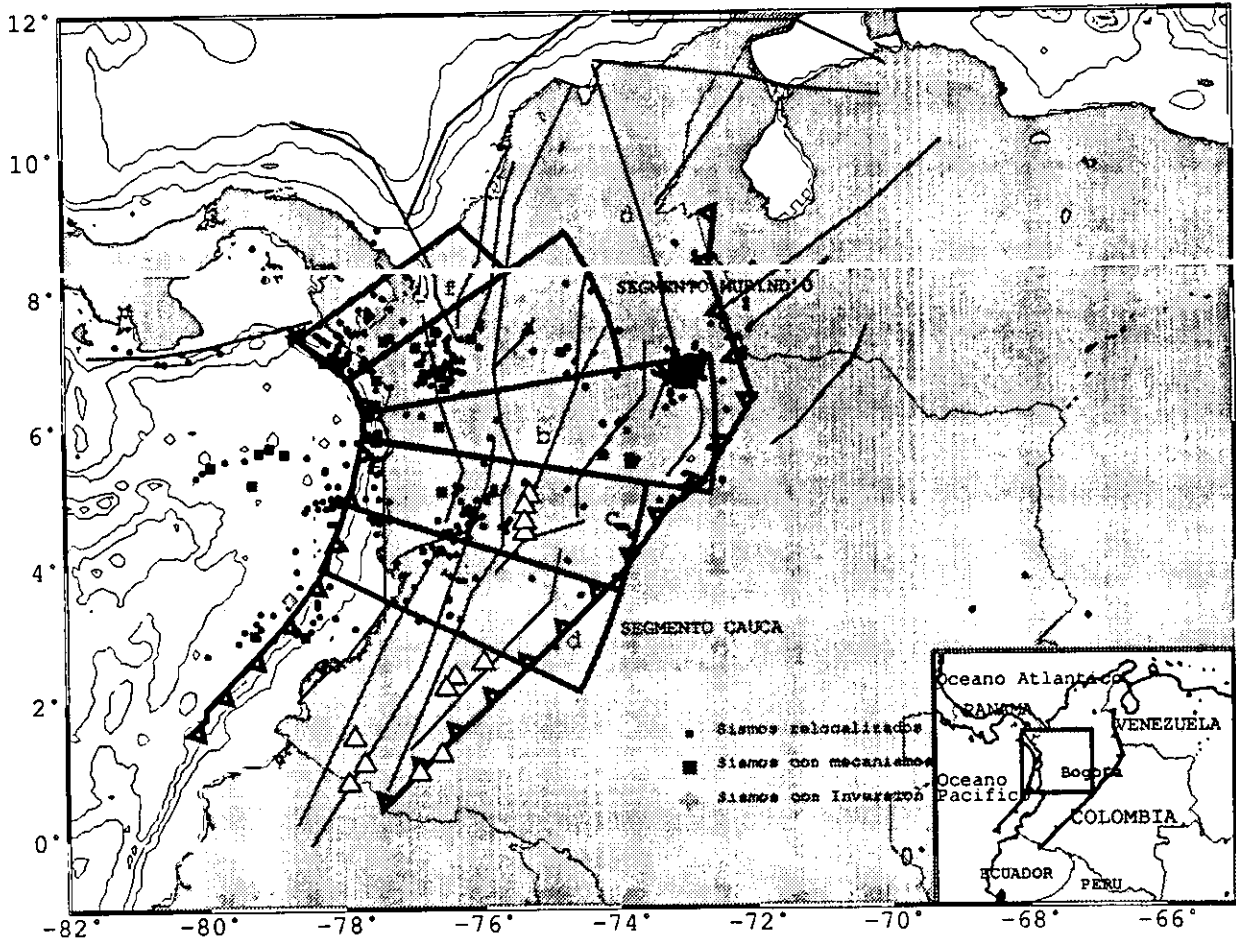


Figura 4.6: Localización de las secciones hipocentrales correspondientes al Segmento Murindó y al Segmento Cauca de la figura 4.5, usando proyecciones perpendiculares a la Trinchera. Se representan los sismos relocalizados con JHD con elipse de error cuyo eje mayor ≤ 30 km.

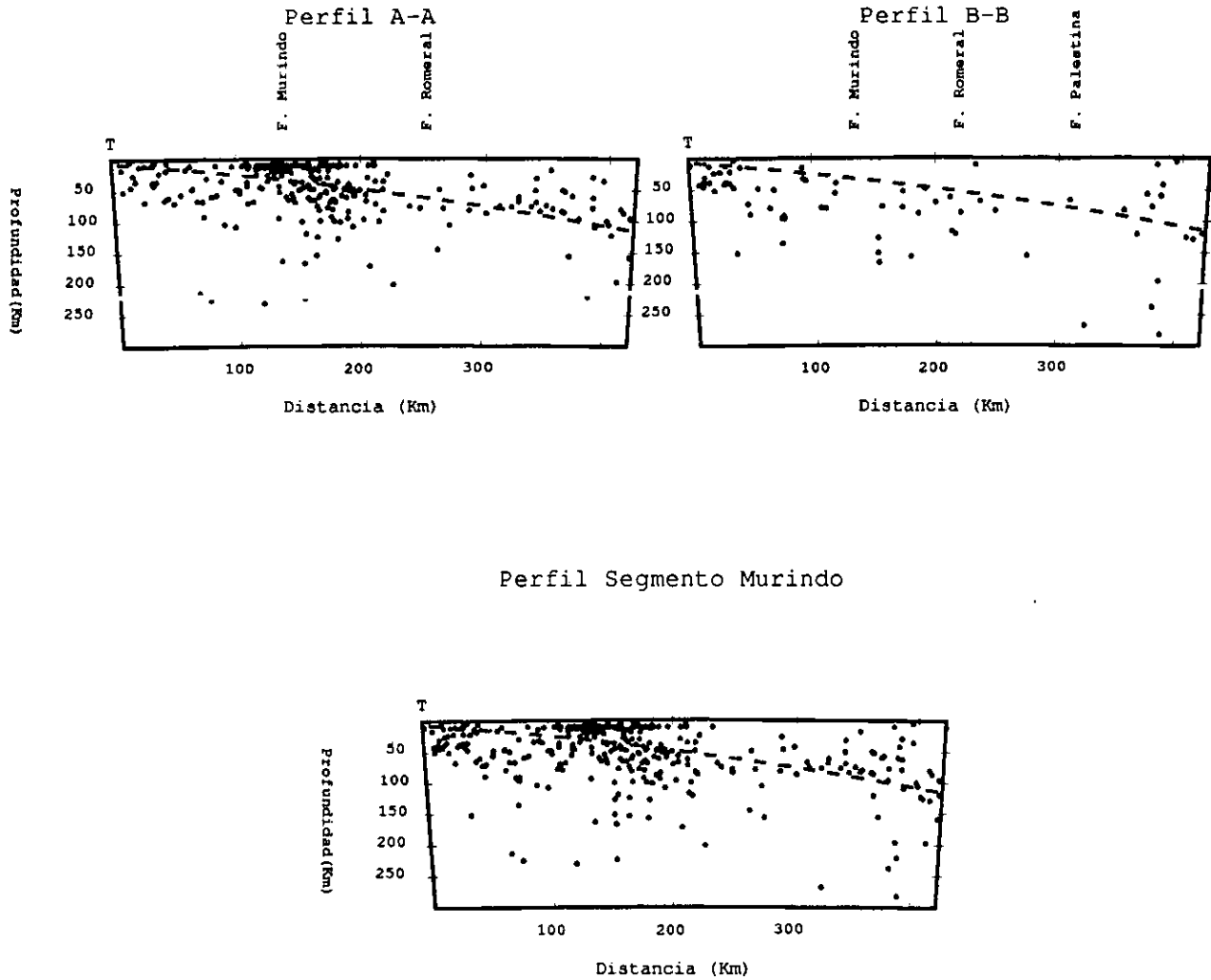


Figura 4.7: Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento Murindó. Los hipocentros representados corresponden al catalogo de ISC, período Enero 1964- Diciembre 1994, a los que solo se les depuró los hipocentros de $H=0$ km y $H=33.0$ Km. Se puede observar que la sismicidad está muy difusa, se muestra la zona de Wadati-Benioff propuesta en este estudio.

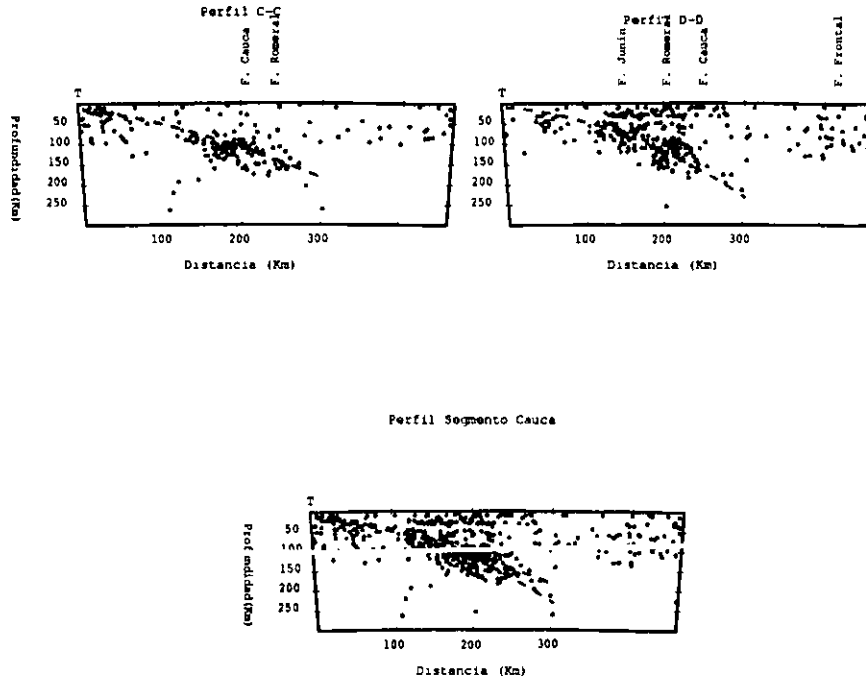


Figura 4.8: *Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento Cauca. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de ISC, período Enero 1964- Diciembre 1994, a los que solo se les depuraron los hipocentros de $H=0$ km y $H=33.0$ Km. Se muestra la zona Wadati-Benioff, en línea punteada, propuesto en este estudio para las dos secciones de este segmento.*

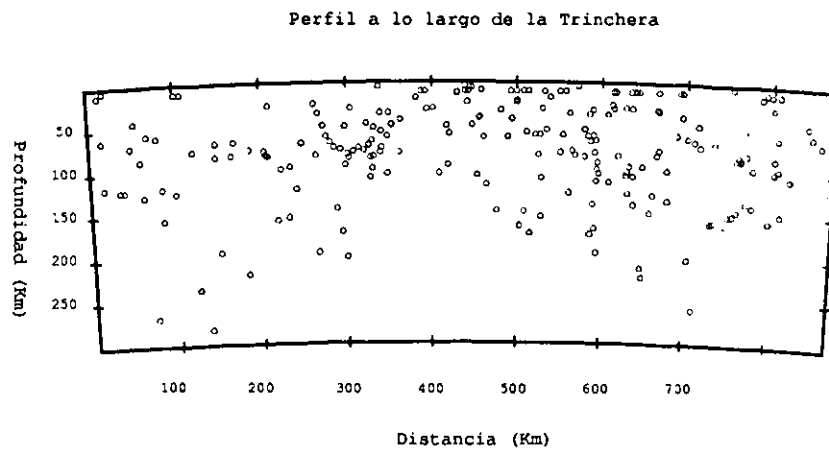


Figura 4.9: *Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del segmento Murindó y el segmento Cauca a lo largo de la Trinchera. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de ISC, período Enero 1964- Diciembre 1994, a los que solo se les depuró los hipocentros de $H=0$ km y $H=33.0$ Km. Se puede observar que la sismicidad está muy difusa, sobretudo en el Segmento Murindó.*

Capítulo 5

GEOMETRÍA DE LA PLACA SUBDUCIDA E IMPLICACIONES TECTÓNICAS

5.1 Mecanismos focales y estado de esfuerzos

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

En el presente trabajo 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 [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 [*Sykes and Hayes, 1971; Barazangi and Isacks, 1976; Pennington 1981; Bevis and Isacks, 1984*], trabajos en los cuales grandes zonas en Chile, Perú, Ecuador y Colombia presentan fuertes cambios en el buzamiento de la placa, asociados a un volcanismo que se interrumpe en algunas zonas; estos estudios realizados e interpretados con localizaciones telesísmicas y locales, indican que los segmentos están delimitados por alabeos en la placa que está subduciendo .

5.2 Contorno de isopropfundidades

Con los hipocentros obtenidos con JHD (ver apéndice-A) 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; $A \leq 10$ km, $10 < B \leq 20$ km, $20 < 30 \leq km$ y $D > 30$ km.

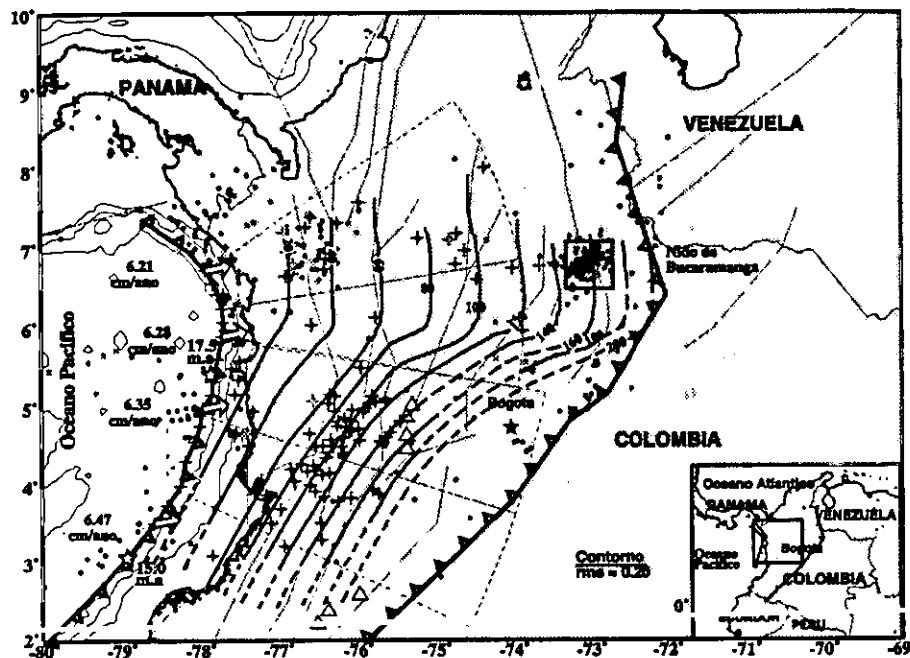


Figura 5.1: Contorno de isoprofundidades de la placa oceánica subducida bajo la placa de Suramérica en el Noroeste de Colombia, se dibujó usando splines de interpolación. Los eventos señalados con (+) son los eventos que se emplearon para la interpolación y corresponden a los que pertenecen a la placa subducida. Las líneas punteadas indican el contorno extrapolado por carencia de datos. Las flechas blancas indican la dirección de convergencia propuesta por DeMets et al [1990,1994]; las estrellas blancas en la trinchera son los puntos donde se proyectan las anomalías para obtener edades de la placa, [Atwater, 1989]

Al seleccionar los eventos por profundidades, se utilizó el criterio que a partir de 150 km de la trinchera (Pardo y Suarez, 1993) se tomarán los hipocentros con $H \geq 50$ km y de la trinchera hasta los 150 km, se tomarán los hipocentros con $H \geq 20$ km; esto, 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 (por sus condiciones de enjambre) se concentraron una gran cantidad de eventos que se pueden ver en la figura 5.1, quedando finalmente 172 eventos con los cuales se obtuvo el contorno de isoprofundidades 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 aproximado a los puntos (en este caso hipocentros) con base en la ecuación diferencial :

$$\nabla^2(\nabla^2 z) = \sum f_i \delta(x - x_i, y - y_i) \quad (5.1)$$

donde (x_i, y_i, z_i) son los datos observados, f_i una función tal que $z \rightarrow z_i$, $(x, y) \rightarrow (x_i, y_i)$. Esta ecuación se resuelve por diferencias finitas y esta implementada en el program GMT, dependiendo del número de datos y que tan esparcidos se encuentren. Se define una malla en grados para producir la superficie.

En la figura 5.1 se muestra la geometría de la subducción mediante el contorno de isoprofundidades que representan la zona Wadati-Benioff.

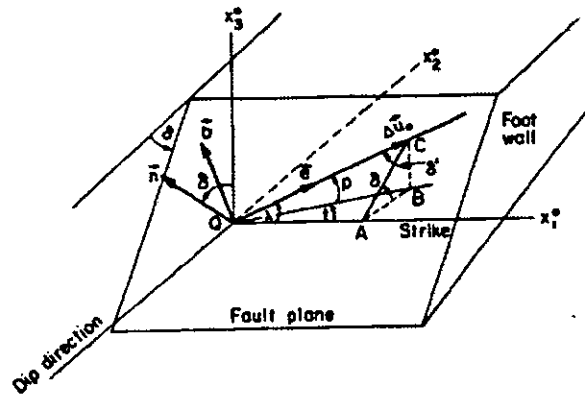


Figura 5.2: Convenciones para los ángulos y parámetros para los parámetros de la falla. Donde: λ = Deslizamiento a lo largo del vector de deslizamiento (Rake), δ =Buzamiento (Dip), p = Inclinación (Plunge), t = azimuth (Trend), e, n, b son los vectores unitarios de deslizamiento, normal y nulo respectivamente, tomado de Ben-Menahem[1980].

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

Tabla 5.1: Términos Geológicos de una falla a cortante. 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 trancurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado. (Adaptado de Ben-Menahem [1980])

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 que 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 $4^\circ N - 5^\circ N$, segmento Cauca, se presenta una pendiente constante pero de alto buzamiento, ésta zona tiene el complejo volcánico del Ruiz-Tolima, definida por un buen agrupamiento de sismos de buena localización. Entre las latitudes $5^\circ N - 6^\circ N$ 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 5.8. Entre las latitudes $6^\circ N - 8.5^\circ N$ definitivamente 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; es el caso que describen *Bevis e Isacks [1984]* en las zonas de Wadati-Benioff de Sur América entre las latitudes $0^\circ N - 40^\circ S$, quienes hicieron un análisis de superficies de tendencia hipocentral por medio de expansión

Eventos Relocalizados con JHD (Joint Hypocentral Determination) Noroeste de Colombia 3°N – 9°N														
Evento	Localización		Prof km	Mecanismo Focal								Evento Num	Tipo Falla	Fuente
	Lat N	Lon W		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- 8-15	5.112	75.645	123.1	187.5	23.0	-115.6	117.0	23.7	322.0	64.2	51	5	1	
94- 6- 3	3.526	78.782	4.6	15.4	65.8	-98.9	112.1	20.3	268.4	68.0	8	5	1	
94- 9-13	7.059	76.677	14.2	281.1	59.7	147.6	246.0	43.1	154.4	1.7	28	4	1	
95- 2- 8	4.017	76.597	80.1	195.6	20.0	-106.3	118.0	26.0	312.0	64.0	53	5	1	
95- 8-19	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	
97-12-11	3.942	75.795	185.1	249.4	54.4	26.8	101.1	42.1	199.1	8.8	55	3	1	

Tabla 5.2: catálogo de Mecanismos focales utilizados en este estudio. 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- Red Sísmica Nacional de Colombia. 5- Harvard-CMT sin relocalización 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 truncamente vertical. 8- falla de rumbo y echado.

de armónicos esféricos; de la misma manera Cahill e Isacks [1992] lo hicieron en el Perú, al igual que el caso analizado por Schneider e Isacks [1987] también en otra zona del Perú para identificar fuentes de esfuerzos en una litósfera subduciendo. Entre las latitudes 5°N – 6°N y las isoprofundidades 120 km y 200 km se forma un plano con buzamiento al sur, mostrándose un vacío de sismicidad entre los 5.9°N – 6.5°N, que se puede observar más claramente en el mapa de sismicidad de la figura 4.1.

Los mecanismos focales utilizados en este estudio fueron:

- 1) Ocho mecanismos obtenidos por inversión de formas de onda usando el método de Nábelek con ondas de cuerpo P y SH, las trazas fueron suministrados por IRIS.
- 2) Cincuenta mecanismos [1977 - 1998], con soluciones CMT [Dziewonsky, Harvard University WEB, 1998].
- 3) 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, solo se usaron primeros arribos y algunos suplementados por polarización de ondas S.
- 4) Un mecanismo focal reportado por Harvard con solución CMT y su localización reportada por la Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC].

Los mecanismos focales de los sismos en la zona Wadati - Benioff son el mejor indicador de la orientación de los esfuerzos principales dentro de la placa subducida. Isacks and 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]; el método minimiza las discrepancias entre

Eventos Relocalizados con JHD (Joint Hypocentral Determination) Noroste de Colombia 3°N - 9°N														
Evento	Localización		Prof km	Mecanismo Focal								Evento Num	Tipo Falla	Fuente
	Lat N	Lon W		ϕ	δ	λ	T		P					
							az	pl	az	pl				
67-02-09	2.900	74.900	48.0	33.	60.	-27.	4.0	27.0	263.0	15.0	30	6	3	
74-07-13	7.800	77.520	12.0	174.	29.	70.	110.0	54.0	250.0	30.0	14	1	3	
75-01-25	7.160	77.710	40.0	337.	12.	77.	90.0	57.0	258.0	33.0	15	1	3	
75-11-25	7.620	77.390	30.0	350.	50.	24.	199.0	42.0	302.0	14.0	12	3	3	
76-07-11	7.430	78.120	25.0	37.	30.	90.	133.0	65.0	307.0	25.0	13	8	3	
77-08-08	6.964	77.683	24.0	287.	19.	25.	102.3	50.0	248.3	34.8	33	1	2	
77- 8-31	7.337	76.107	1.0	101.	17.	-175.	80.3	41.2	292.8	44.0	26	5	2	
78-02-16	5.840	78.240	24.0	249.	36.	-77	149.7	9.6	290.8	77.7	2	6	2	
78-08-02	7.290	78.000	33.0	21.	40.	38.	213.3	55.2	326.3	15.2	32	1	5	
79-05-21	7.270	74.070	45.0	170.	48.	45.	10.9	57.7	110.2	5.8	60	3	5	
79-11-23	4.814	76.198	100.4	137.	41.	-163.	94.5	23.5	341.5	42.0	52	5	2	
80-06-25	4.700	75.350	162.0	231.	74.	14.	93.7	21.1	184.3	1.7	54	3	5	
80-10-28	7.135	74.813	74.5	163.	46.	-132.	101.4	6.5	350.0	60.4	57	3	2	
80-11-26	7.960	72.640	40.0	57.	64.	170.	17.1	24.8	281.7	11.5	32	4	5	
81- 4-27	6.900	76.420	5.0	5.	75.	-11.	230.9	3.1	322.0	18.2	23	6	2	
81- 5-16	7.354	77.295	17.0	236.	22.	94.	318.8	66.9	142.9	23.0	11	2	2	
81-08-25	7.120	76.580	33.0	183.	76.	7.	46.5	14.8	1347.8	5.0	24	3	5	
81-08-25	7.240	76.560	33.0	358.	71.	-9.	223.3	7.1	315.8	19.7	25	6	5	
82- 1-17	5.622	74.222	21.4	329.	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- 1-23	6.363	77.505	12.0	358.	39.	-20.	221.6	23.4	336.9	44.6	18	6	2	
83- 5-19	6.724	72.913	150.3	350.	76.	-14.	216.7	0.3	306.8	19.7	61	6	2	
84-11- 4	6.666	73.004	153.1	187.	14.	-96.	102.0	31.1	285.2	58.9	63	5	2	
85- 6-10	2.977	78.576	21.3	32.	19.	125.	70.1	59.0	274.5	28.7	40	2	2	
85-12- 3	6.648	72.905	156.6	34.	59.	179.	353.7	22.0	254.9	20.7	62	4	2	
86- 1-29	6.831	76.551	1.0	273.	82.	-172.	227.4	0.0	137.4	11.3	22	5	2	
87- 1-13	5.742	79.067	9.6	0.	72.	170.	317.7	19.7	225.6	5.8	4	4	2	
87- 1-13	5.658	78.854	19.0	3.	74.	177.	319.5	13.4	227.3	9.1	5	4	2	
87- 1-25	3.004	79.306	15.0	19.	32.	-109.	302.7	14.2	159.1	72.5	7	5	2	
87- 3-10	6.048	76.582	46.7	258.	19.	83.	359.3	63.8	173.5	26.1	49	1	2	
87- 3-19	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- 9-20	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- 1-17	5.204	79.321	10.0	184.	90.	180.	319.0	0.0	49.0	0.0	6	7	2	
89- 6-15	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- 4- 4	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	
92- 1- 2	5.575	73.833	130.8	175.	49.	-159.	128.4	15.8	24.1	40.9	59	5	2	

Tabla 5.3: catálogo de Mecanismos focales utilizados en este estudio. 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- Red Sísmica Nacional de Colombia. 5- Harvard-CMT sin relocalización 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 truncurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado.

Eventos Relocalizados con JHD (Joint Hypocentral Determination) Noroste de Colombia 3°N - 9°N															
Evento	Localización		Prof km	Mecanismo Focal								Evento	Tipo	Fuente	
	Lat N	Lon W		ϕ	δ	λ	T		P		Num				Falla
							az	pl	az	pl					
92-10-17	6.819	76.796	14.3	262.	45.	135.	245.7	58.6	141.7	8.4	19	2	2		
92-10-18	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		
94-9-27	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		
95-3-23	7.458	76.623	10.0	92.	74.	-167.	45.6	2.4	314.7	20.4	27	5	2		
95-04-12	3.020	78.110	41.0	193.	50.	51.	36.0	61.1	129.5	1.9	43	3	5		
95-5-20	5.480	73.827	146.4	282.	17.	-7.	124.4	40.6	272.0	44.5	58	6	2		
96-5-13	7.218	76.918	39.4	287.	52.	139.	260.0	53.2	164.7	4.0	41	4	2		
96-5-23	5.948	77.481	0.2	349.	8.	82.	88.4	52.9	266.1	37.1	36	1	2		
96-09-11	5.590	76.900	109.0	306.	51.	144.	279.3	50.2	180.8	7.0	46	4	5		
96-11-4	7.320	77.382	109.0	188.	43.	42.	22.5	57.10	130.4	11.2	10	1	2		
97-02-19	4.780	76.500	101.0	138.	42.	105.	148.7	79.3	37.4	2.0	15	2	5		
97-09-09	5.470	77.820	24.0	338.	28.	40.	150.7	56.9	284.5	24.3	42	1	5		

Tabla 5.4: catálogo de Mecanismos focales utilizados en este estudio. 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- Red Sísmica Nacional de Colombia. 5- Harvard-CMT sin relocalización 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 truncurrente vertical. 8- Falla de rumbo y echado.

la dirección del deslizamiento observado y los esfuerzos de cortante a lo largo de varias fallas; lo que redundaría en una mejor confiabilidad del campo de esfuerzos que la simple compilación de los ejes P y T. De allí que en este estudio y como el de Pardo y Suarez [1993], se presenten algunas discrepancias con la dirección de convergencia de la placa al presentar solo la dirección del eje T para los mecanismos analizados.

En este estudio, se presentan en las tablas 5.2, 5.3 y 5.4 los parámetros de los mecanismos focales utilizados, donde el eje (P) pasa a través del cuadrante de dilataciones y el eje (T) a través del cuadrante de compresión; en las figuras 5.5 y 5.6 se muestran las proyecciones horizontales de las direcciones del eje (T) de los mecanismos focales presentados y en la figura 5.2 se pueden ver todos los parámetros utilizados.

Mecanismos de Sismos Someros e Intermedios

La sismicidad en el presente estudio se ha clasificado en:

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

Para entender mejor el tipo de falla para cada mecanismo, que se expresan en función de sus parámetros básicos azimuth (ϕ), buzamiento (δ) y deslizamiento (λ); se presenta en la tabla 5.1 en forma resumida de acuerdo a la clasificación propuesta por Ben-Menahem [1980], en la

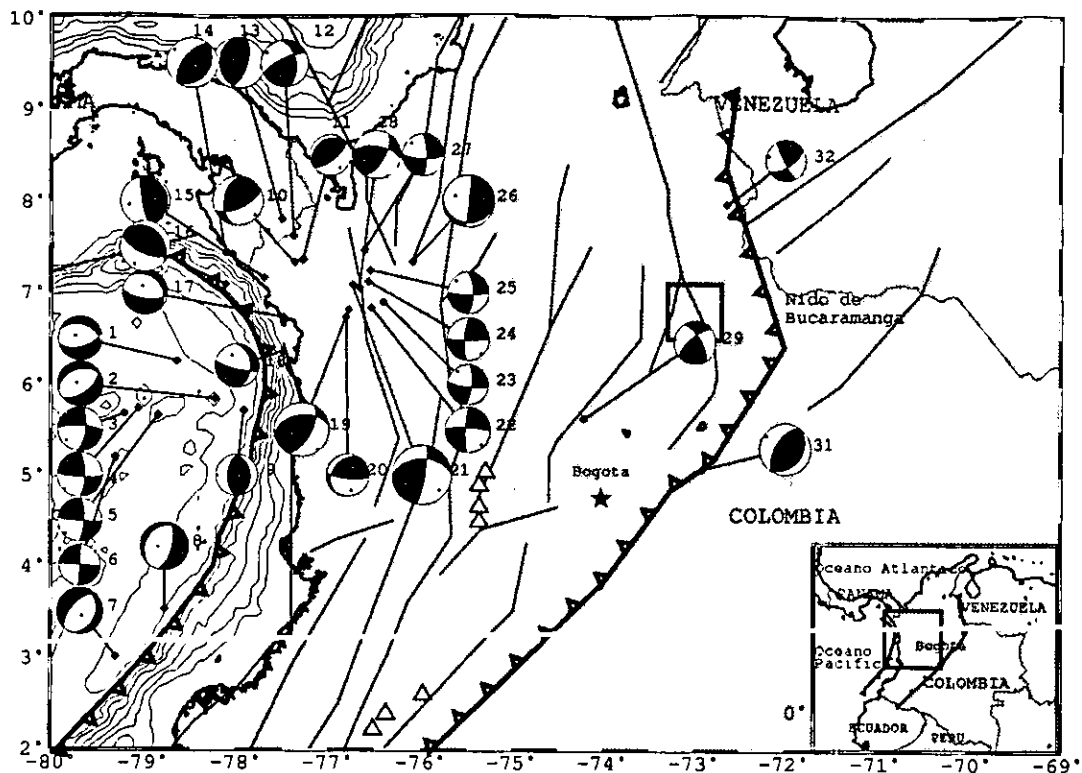


Figura 5.3: Mecanismos focales superficiales mostrados en la esfera focal inferior. Estos mecanismos corresponden a los eventos relocados con JHD y que quedarían en la corteza. Los mecanismos en rojo son los que se le hicieron inversión en este estudio, el resto son reportados por Harvard-CMT y Pennington[1981].

cual se relaciona el tipo de fallamiento que usualmente se usa en geología con los parámetros que se usan en sismología.

Esta sismicidad, correspondiente a los eventos relocados con JHD (apéndice-A), que se puede ver en la figura 3.14, presenta agrupamientos en las latitudes $6^{\circ}\text{N} - 7^{\circ}\text{N}$ (primer arco ajustado de la trinchera, ver figura 4.5), que corresponde a la parte Oeste de lo que denominó Pennington [1981] y que fué llamado así por la presencia del Nido de Bucaramanga ubicado entre las coordenadas $6.5^{\circ}\text{N} - 7.1^{\circ}$ y $72.7^{\circ}\text{W} - 73.3^{\circ}\text{W}$, obtenida de los estudios de Dewey [1972] y Pennington [1979]. El segundo agrupamiento importante corresponde a las latitudes $3.5^{\circ}\text{N} - 5.5^{\circ}\text{N}$ (correspondiente al segundo arco ajustado de la trinchera, ver figura 4.5), 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, 1979).

Esta disposición de los sismos, se puede observar en la compilación de la sismicidad presentada en la figura 4.1, hecha por Ingeominas[1995]; pero, teniendo en cuenta que es el catálogo sin relocar; solo 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 o Hypocenter; esta observación se hace con el fin de ubicar en la zona de estudio los cuatro agrupamientos descritos anteriormente.

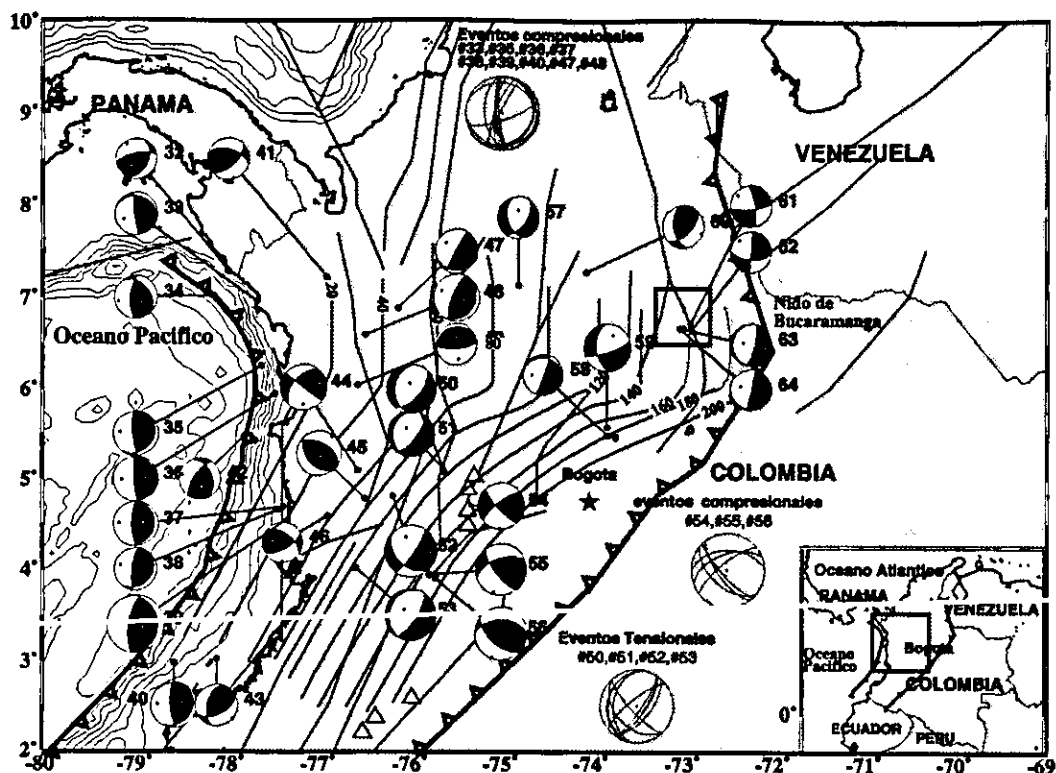


Figura 5.4: Mecanismos focales de profundidad intermedia, profundos y de la zona de contacto mostrados en la esfera focal inferior. Estos mecanismos corresponden a los eventos relocalizados con JHD y que quedarían en la placa subducida. Los mecanismos en rojo son los que se le hicieron inversión en este estudio, el resto son reportados por Harvard-CMT y Pennington[1981].

En las tablas 5.2 y 5.3 se presentan los mecanismos seleccionados para este estudio y en la figura 5.3 se pueden ver los mecanismos de sismos someros, de acuerdo a la clasificación convenida aquí.

Se describirán los diferentes agrupamientos descritos anteriormente desde el punto de vista de los mecanismos focales seleccionados para el presente estudio.

Frontera Colombo-Panameña

En el perfil que se puede ver en la figura 5.9 la sismicidad presentada es muy difusa, ésta situación fue planteada por Pennington [1981] y confirmada en el estudio que hizo Adamek et al [1988]; en el que se concluye con la misma observación, a pesar de utilizar 36 eventos relocalizados con JHD. No hay una aparente tendencia de los hipocentros, solo un enjambre de réplicas y estos hipocentros y los mecanismos focales disponibles sugieren que el fallamiento en el Este de Panamá es difuso y complejo y posiblemente ocurren en respuesta a fuerzas compresionales de dirección Este-Oeste; ya que los eventos que obtuvo Adamek [1988] son réplicas de los eventos de Julio-31-74 y Julio-11-76.

En general no se tienen eventos de magnitudes grandes disponibles para obtener nuevos mecanismos focales, al igual que en el presente estudio se obtuvieron algunos eventos con buena localización, pero de la misma manera es muy difusa la sismicidad. Finalmente Adamek [1988] concluye que ésta zona es justamente el punto triple de la placa Nazca-Caribe-Sur América, ya

Tabla 5.5: *Mecanismos focales proyectados en un plano vertical con un azimuth determinado. Se presentan los ejes T proyectado.*

Evento	número	Azimuth Proyec.	T	
			az	pl
79-11-23	52	104.20	211	39
80-10-28	57	74.89	172	29
83- 1-23	18	77.40	191	44
87- 3-10	49	90.06	347	63
87- 3-19	48	76.90	235	33
88- 9-20	37	107.34	62	13
88-11-29	44	103.03	335	63
91-11-19	39	108.46	66	13
91-12-10	38	107.53	64	1
92- 8-15	51	101.54	200	16
94- 9-13	28	65.44	329	88
95- 2- 8	53	109.97	205	10
95- 8-19	50	101.69	187	19
95- 8-15	41	59.32	75	74
96- 5-23	36	94.29	53	7
97-09-02	56	108.79	33	86
97-12-11	55	108.67	360	81

que los dos arcos deformados, el de Panamá y el arco Sur Caribe, forman la frontera Sur de la placa Caribe, entonces la aproximación de la junta triple debe estar al Este de Panamá en la frontera de Colombia y Panamá; la sismicidad refleja una compresión Este-Oeste e indica que en la junta triple su sismicidad es difusa. En el presente estudio se corrobora esta apreciación que se puede ver en la figura 5.9. *Mann y Corrigan [1990]* han postulado un fallamiento complejo y una zona difusa de la frontera de la placa Nazca-Caribe en Panamá, concluyen que la distribución de sismicidad es difusa y el estado de esfuerzos muy complejo.

Segmento Murindó

Denominado así por las implicaciones de los sismos del 17 y 18 de Octubre de 1992, analizados por *Wallace [1993]* mediante inversión del momento tensor y el algoritmo de Kikuchi y Kanamori, el sismo del 18 de Octubre ocurre en una zona tectónicamente compleja, *Adamek [1988]* encontró una combinación de fallamiento transcurrente y fallamiento de cabalgadura. Además, esta zona la cruza la falla Murindó-Atrato, es una región cercana a la frontera Colombo-Panameña. *Wallace [1993]* plantea que se requiere más trabajo en el estudio de la liberación del momento, ya que los resultados obtenidos parecen indicar un fallamiento complejo.

Como se puede observar en las figuras 3.14 y 5.7, la sismicidad obtenida con la relocalización es más bien poca y concentrada junto a la falla Murindó-Atrato, con eventos muy superficiales, el alineamiento de los hipocentros sugiere una zona simple de Wadati-Benioff. Según *Pennington [1981]*, la litósfera subducida es aparentemente continua con el piso oceánico de la placa Caribe.

Cuatro mecanismos focales, el 35, 36, 47 y 48; eventos inversos con poca componente lateral derecha, que sugieren un campo de esfuerzos compresionales, se caracterizan por tener el plano nodal aproximadamente paralelo a la trinchera y son eventos (para ser más exactos de

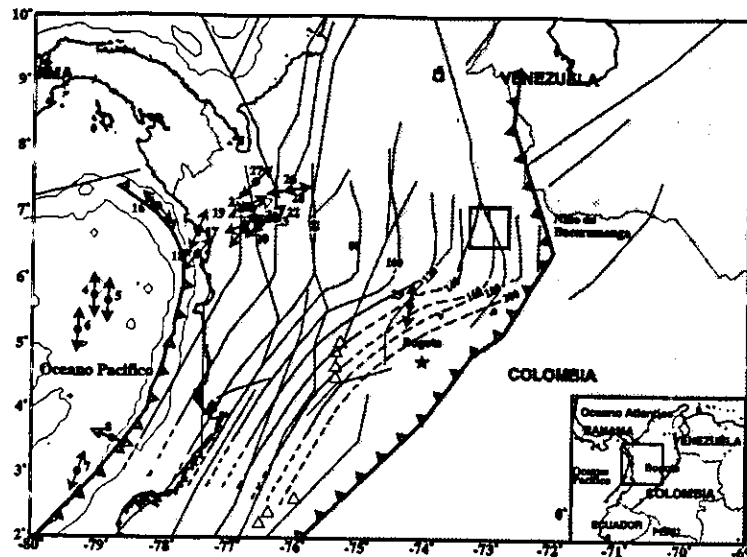


Figura 5.5: Orientación de los ejes T para sismos someros, obtenidos de modelación de forma de onda, las flechas blancas corresponden a eventos modelados con inversión de ondas de cuerpo, Nábelek [1984]; las flechas oscuras corresponden a mecanismos reportados por Harvard-CMT [Dziwonsky, 1977-1987]. En general los ejes siguen la dirección de la convergencia de la placa.

cabalgadura con $\delta \leq 45^\circ$), que son propios de zonas cercanas a la trinchera, con profundidades entre 40 y 50 km, el eje T con dirección Sur-Este.

Un mecanismo focal, el 49, evento también compresional pero con desplazamiento lateral izquierdo, con el plano nodal perpendicular a la trinchera, el eje T con dirección noroeste; no está acorde con la dirección de la convergencia de la placa; es un mecanismo correspondiente a una falla de cabalgadura; su posible explicación es que obedezca al cambio de pendiente en la zona de transición o cambio en la curvatura de la misma.

Los eventos de cabalgadura, planteados en diferentes estudios como Pardo y Suarez [1993], ocurren entre la zona de contacto de la placa oceánica empujando por debajo y la placa continental empujando por encima, donde los esfuerzos son de compresión debido a la flexión de la placa por curvarse hacia la zona de contacto; al igual, sucede en la trinchera.

Dos mecanismos focales, el 58 y 59, eventos tensionales con desplazamiento lateral derecho, con profundidades de 140 km, el eje T con dirección noroeste, posiblemente obedeciendo al cambio de dirección de la placa; son eventos de fallamiento normal, propios de la acción del propio peso de la placa subducida; estos dos mecanismos podrían dar validez a la superficie de tendencia hipocentral presentada en el contorno de isopropundidades y obviamente el cambio de ángulo de buzamiento de la placa en este segmento.

Las direcciones del eje T se pueden ver en la figura 5.6 y sus ángulos de inclinación en la tabla 5.3.

Segmento Cauca

Denominado así en el estudio de Pennington [1981] y básicamente por la presencia de la falla cauca-Patía que controla el curso del Río Cauca, AIS [1995]. Como se puede observar en la figura 3.14 y 5.8, la sismicidad obtenida en la relocalización es más abundante y más uniforme en su distribución.

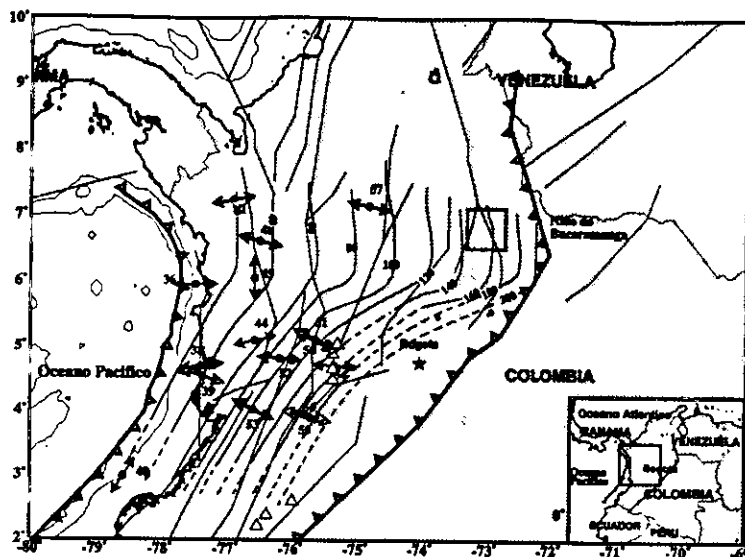
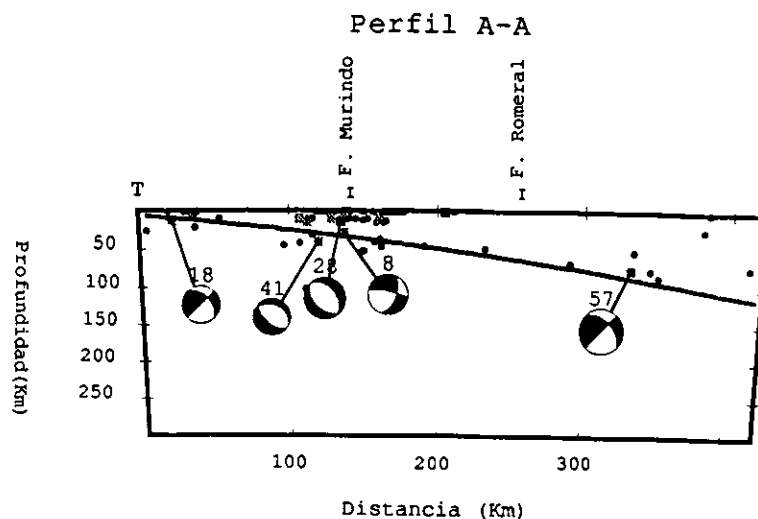


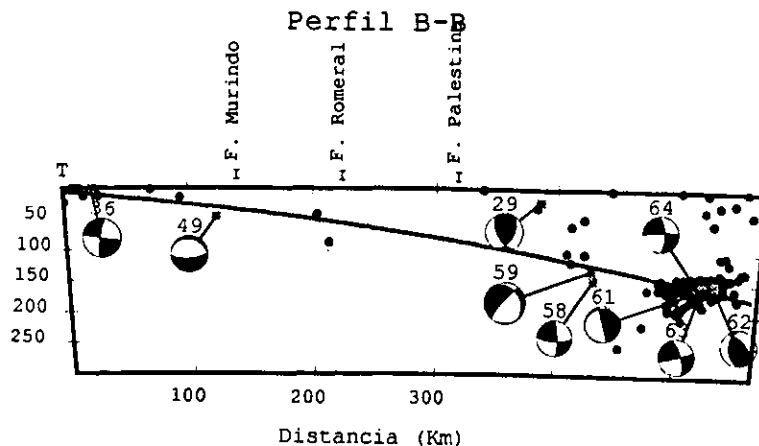
Figura 5.6: Orientación de los ejes T para sismos intermedios y profundos y algunos someros cerca de la trinchera, obtenidos de modelación de forma de onda, las flechas blancas corresponden a eventos modelados con inversión de ondas de cuerpo, Nábelek [1984]; las flechas sólidas corresponde a mecanismos reportados por Harvard-CMT [Dziewonsky, 1977- 1997]. En general los ejes siguen la dirección de la convergencia de la placa.

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 corresponden a eventos compresionales con desplazamiento lateral derecho 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 Sur-Este. Cuatro mecanismos focales, el 50, 51, 52 y 53, eventos tensionales de profundidad intermedia, característicos de estas profundidades porque justamente se producen por la acción del peso propio de la placa; en la figura 5.6 se puede observar que la dirección del eje T va aproximadamente perpendicular a la Trinchera. En la tabla 5.3 se pueden ver los valores de la dirección del eje T y la dirección del plano de falla es noreste.

Aquí cabe mencionar que en este segmento, entre las latitudes $4.5^{\circ}N - 3.5^{\circ}N$ 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 5.8 se puede observar que la máxima profundidad desde la zona Wadati-Benioff a los volcanes está entre 140-160 km; es muy difícil con la sismicidad encontrada concluir sobre esta profundidad donde se presenta volcanismo; sin embargo, en el trabajo de Gorbatov [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 profundi-

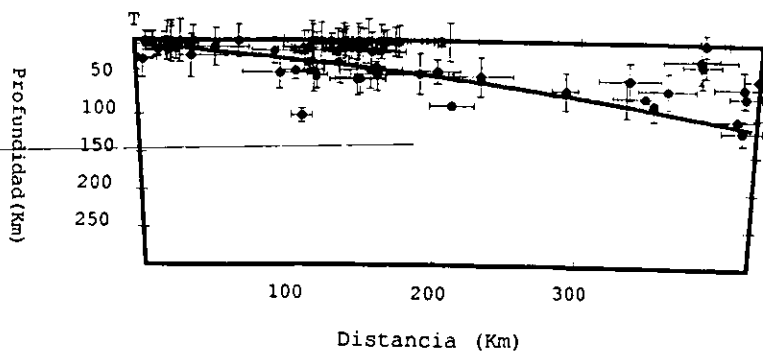


a)



b)

Perfil Segmento Murindo



c)

Figura 5.7: a),b) Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento Murindó. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocizados con JHD en el presente estudio, período Enero 1964- Abril 1998. c) Barras de errores del elipsoide en profundidad para un eje mayor ≤ 30 km y confiabilidad del 90%. Los cuadros sólidos son los eventos con mecanismos focales.

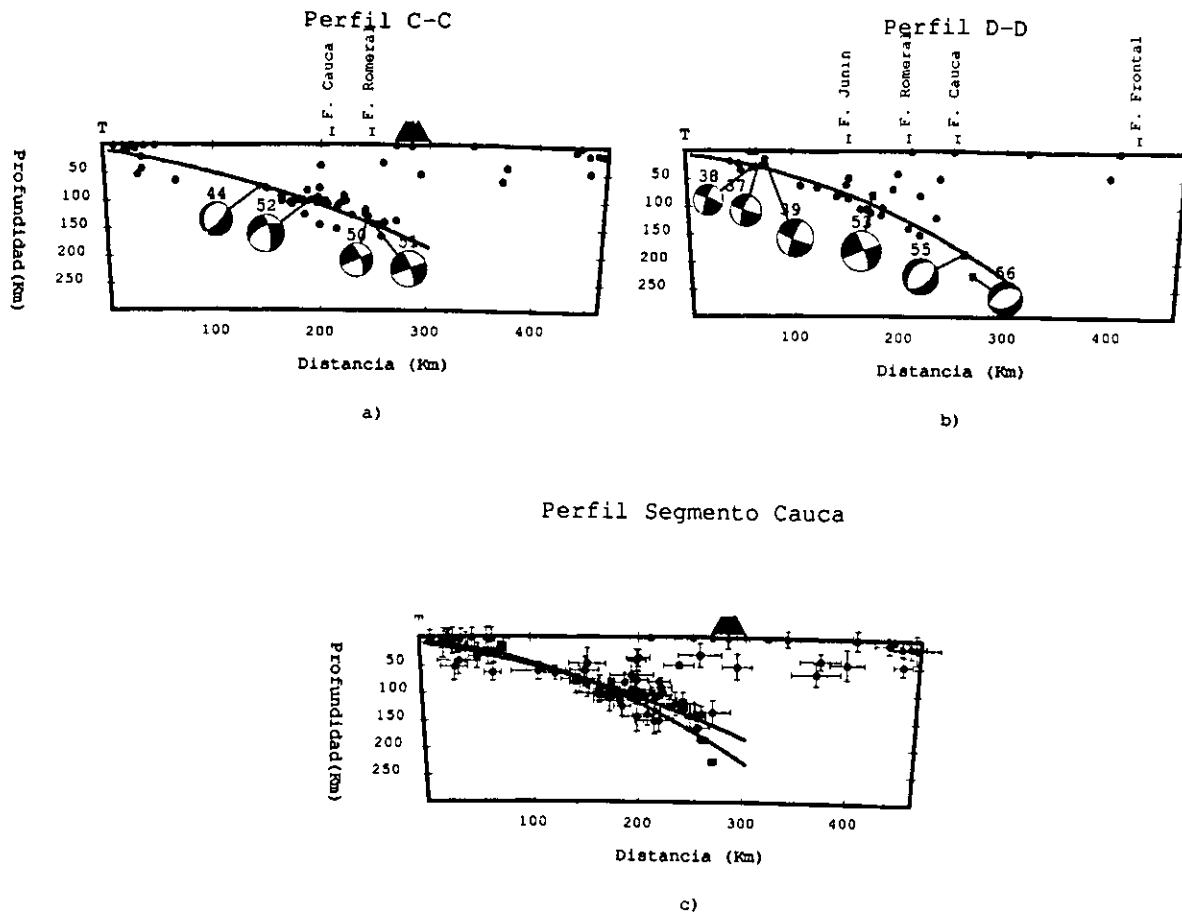


Figura 5.8: a), b) Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento Cauca. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD en el presente estudio, período Enero 1964- Abril 1998. c) Barras de errores del elipsoide en profundidad para un eje mayor ≤ 30 km y confiabilidad del 90%. Los cuadros sólidos son los eventos con mecanismos focales, los triángulos sólidos son los volcanes

dades entre 90 y 160 km, en distancias a la trinchera entre 280 y 380 km. El presente estudio es congruente con estos resultados obtenidos por estos autores. Los mecanismos focales de la sismicidad más superficial se pueden ver en la figura 5.3 corresponden, de acuerdo a los eventos relocalizados en este estudio, a fallamientos corticales y otros en el arco externo de la trinchera.

Se destaca el mecanismo 8, cuyos parámetros se pueden ver en la tabla 5.2 y su inversión en el capítulo 3, 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, esta situación posiblemente se deba, de acuerdo a Kanamori y Given [1981], a que la inversiones CMT pueden ser fuertemente sesgadas para sismos moderados ($5^\circ \leq m_b \leq 6.0$); 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 ver-

Perfil F-F' Frontera Colombo-Panamena

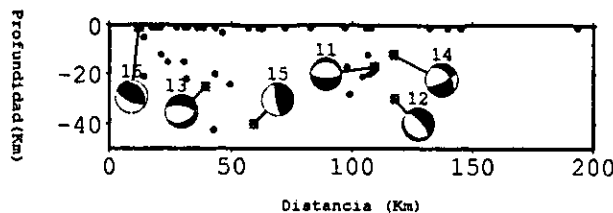


Figura 5.9: Perfiles transversal de la sección en la frontera Colombia-Panamá. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD en el presente estudio, período Enero 1964- Abril 1998. Los cuadros sólidos son los eventos con mecanismos focales.

Perfil a lo largo de la Trinchera

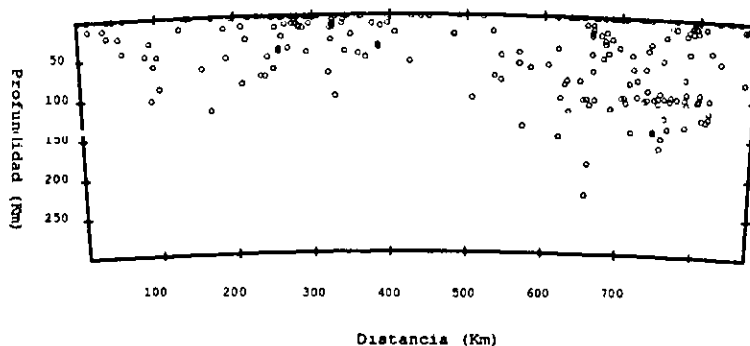


Figura 5.10: Perfiles transversales de las secciones hipocentrales del Segmento murindó y el Segmento Cauca a lo largo de la Trinchera. Los hipocentros representados corresponden al catálogo de eventos relocalizados con JHD, período Enero 1964- Abril 19948.

tales $M_{r\theta}$ y $M_{r\phi}$ 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°N , justamente en Murindó al Noroeste de Medellín se presente una concentración de sismos ocurridos en la corteza continental.

Cinco mecanismos focales, el 22 ,23 ,25 ,26, 27, eventos tensionales con desplazamiento lateral derecho e izquierdo, y con el eje T con dirección noreste; en el trabajo de *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, eventos compresionales de desplazamiento lateral derecho y que corresponden a la falla frontal del llano reportados por *Harvard-CMT [Dziewonsky.1995]* y por *Pennington [1981]* respectivamente, además del reciente estudio de *Ego et al [1996]*, donde se señala que este fallamiento que va desde el Golfo de Guayaquil al Mar Caribe tiene un movimiento dextral, debido a la interacción de la placa Nazca y la placa Suramericana.

Mecanismos de Sismos profundos

Segmento Cauca

Tres mecanismos focales, el 54, 55 y 56, eventos compresionales con desplazamiento lateral izquierdo, 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, 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. Ahora bien, *Pennington [1981]* presenta un mecanismo de falla tipo bisagra localizado en las coordenadas 5.20N, 75.8 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, esto implica 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 en este apartado.

5.3 Secciones hipocentrales

Con el método descrito en el capítulo anterior y con los eventos relocalizados con JHD se calculan las secciones hipocentrales, usando los parámetros geométricos descritos en la tabla 4.7, se proyectan los hipocentros relocalizados para los dos segmentos propuestos, segmentos cuya localización se puede ver en la figura 4.6, al igual que las diferentes secciones hipocentrales.

Teniendo en cuenta el contorno de isoprofundidades propuesto por interpolación de "splines", se ajustan en los diferentes perfiles la zona Wadati-Benioff, que se pueden ver en las figuras 5.7 y 5.8. La sección a lo largo de la Trinchera en la figura 5.10, nos muestra los hipocentros proyectados a lo largo de los dos arcos propuestos.

En las diferentes secciones hipocentrales, se presentan los mecanismos focales disponibles que ocurrieron en la placa subducida, se pueden ver representados en las figuras 5.7-5.8, estos fueron proyectados con el programa Back-hem (Guzman-Speziale, comunicación personal, 1998) sobre un plano definido por el azimuth desde el polo al evento relocalizado. En la tabla 5.2 se muestran los ejes **T**, **P** y el azimuth sobre el que se proyectó el mecanismo. Con las proyecciones hipocentrales propuestas se obtiene un mejor contorno de la zona Wadati-Benioff, ya que es una aproximación más acertada de acuerdo a la curvatura de la Tierra y la Trinchera, además, de tener un mejor número de eventos con un error cuantitativo en profundidad aceptable, como se planteó en el capítulo anterior.

5.3.1 Modelado de la zona Wadati-Benioff

En las secciones transversales, a partir del contorno de isoprofundidades se ajustaron tres ecuaciones de segundo grado para hallar la zona Wadati-Benioff :

1) Segmento Murindó:

$$z = \frac{(300 - R) * \cos\left(\frac{\Delta_2 - \Delta_1}{2}\right) + 0.0003 * x^2 + 0.1365 * x - 294.50}{\cos\theta} + R \quad (5.2)$$

2) Segmento Cauca, sección c-c :

$$z = \frac{(300 - R) * \cos\left(\frac{\Delta_2 - \Delta_1}{2}\right) + 0.001 * x^2 + 0.2714 * x - 290.43}{\cos\theta} + R \quad (5.3)$$

3) Segmento Cauca, sección d-d:

$$z = \frac{(300 - R) * \cos\left(\frac{\Delta_2 - \Delta_1}{2}\right) + 0.002 * x^2 + 0.1323 * x - 292.26}{\cos\theta} + R \quad (5.4)$$

Donde :

x = Longitud en km, a partir de la Trinchera (Ver figura 4.5)

z = profundidad de la zona Wadati-Benioff

Δ_1 = Distancia angular mínima del polo a la Trinchera.

Δ_2 = Distancia angular máxima del polo a la Trinchera

δ = Distancia angular a partir del pol

$$\theta = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1)}{2} - \delta$$

$R = 6378$ km

$$\delta = \arccos[\cos\theta_E * \cos\theta_p + \text{sen}\theta_p * \cos(\phi_p - \phi_E)]$$

θ = Colatitud del epicentro, definida así:

Para el hemisferio Norte $\theta = 90^\circ - \text{Latitud Norte}$

Para el hemisferio Sur $\theta = 90^\circ + \text{latitud sur}$

θ_E = Colatitud del epicentro

θ_p = Colatitud del polo

ϕ_E = Longitud del epicentro

ϕ_p = Longitud del polo

Los polos y sus parámetros se pueden ver en la tabla 4.6. Estas ecuaciones fueron calculadas para una profundidad máxima de 300 km.

5.4 Parámetro de máxima profundidad D_m

Plantea Jarrard[1986] 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. *Gorbatov y Kostoglodov[1997]* señalan que las relaciones observadas

Tabla 5.6: *Parámetros de la placa Nazca en el Noroeste de Colombia. Tomados de Jarrard[1986]*

Segmento	Localización		Azimuth Per Trinch.	Clase Def.	prof Trinch.	Placa		longitud Placa	Mw
	Lat	Lon				Horiz.	prof.		
Colombia	5.0	78.0	105	6	4	315	215	390	8.8

Tabla 5.7: *Parámetros de la placa Nazca en el Noroeste de Colombia. Tomados de Jarrard[1986]. C; case, 1978. M; Minster y Jordan, 1978.*

Segmento	Edad	Edad del extremo	Tiempo desde que el extremo subdujo		Angulo de descenso		Edad del Arco	Velocidad Convergencia cm/año
	Placa		C	M	C	M		
Colombia	15	8	5.7	5.6	56	59	252	6.9

entre D_m (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_m en varias zonas de subducción, como en : México, Chile, Kamchatka, Kuriles, Japon, Sumatra, Aleutianas, New Hebrides, Tonga y Marianas; obteniendo la siguiente ecuación :

$$D_m = 54 + 10^{-1}\varphi + 0.44 * 10^{-2}\varphi^2 - 0.37 * 10^{-3}\varphi^3 + 0.63 * 10^{-5}\varphi^4 \quad (5.5)$$

donde

$$\varphi = V * A \sin(\alpha)$$

V = Velocidad de convergencia de la placa

A = Edad de la placa subducida

α = ángulo de buzamiento de la placa

De los perfiles obtenidos en las secciones precedentes, la trinchera del noroeste de Colombia (segmento Cauca, segmento Murindó) presenta la misma tendencia planteada por estos autores; al menos, en el rango de $0 \leq \varphi \leq 2000\text{km}$, que sería donde se encuentra la placa subducida, propósito del presente trabajo; el comportamiento de la zona Wadati-Benioff es casi lineal, con un ángulo de buzamiento de acuerdo a la tabla 5.8.

Jarrard[1986] le asigna a la Trinchera Colombiana los valores consignados en la tabla 5.6 y 5.7.

También este autor ha clasificado la subducción de la placa Nazca en Colombia de acuerdo a la deformación como "moderadamente compresional", caracterizada por exhibir fallamientos inversos sin significativa extensión; también señala, 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 falla truncurrente, como es el caso de la falla Frontal del Llano que presenta un desplazamiento dextral [Pennington, 1981; Ego et al, 1996]. Esta compresión en el Este, parece ser debido a un cabalgamiento del escudo del Brasil bajo la margen Oriental de los Andes.

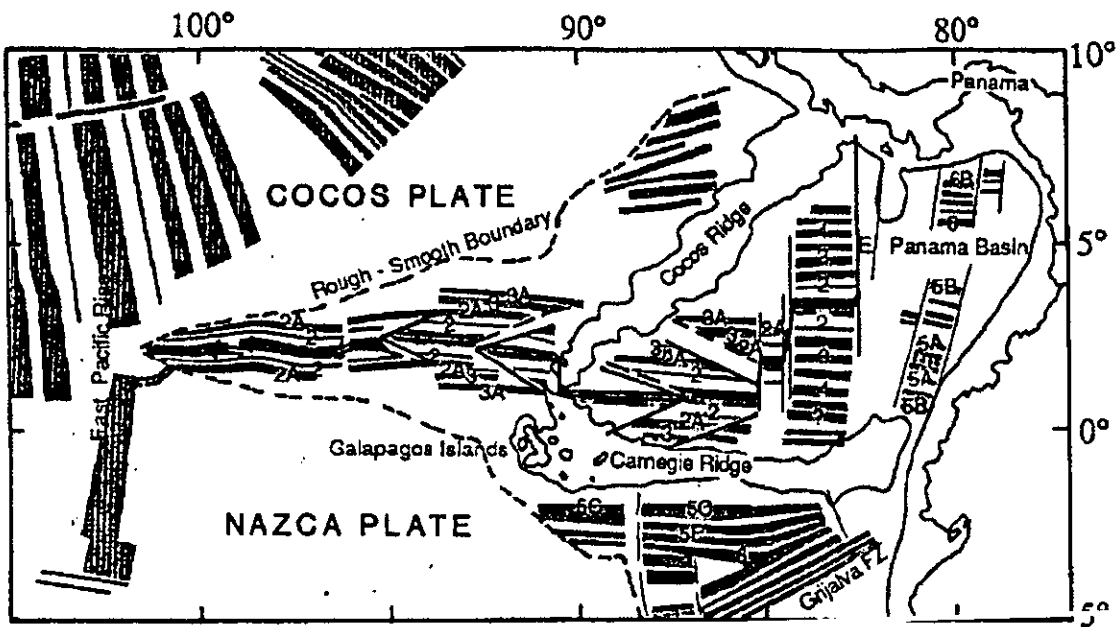


Figura 5.11: Anomalías magnéticas generadas por el espacamiento del piso oceánico entre las Placas de Coco y Nazca, desde hace 25 m.a hasta el presente. Se observan las anomalías 5A, 5B, 6, 6B junto a la Trinchera de Colombia. También se observa un centro de espacamiento a la altura de la latitud 2° N. tomado de Atwater[1989]

Se calculan los parámetros de la placa subducida en las diferentes secciones planteadas en este estudio, utilizando la metodología planteada por *Gorbatov y Kostoglodov [1997]*, quienes proponen que para estimar D_m y α se usa una sección de la zona Wadati-Benioff previamente determinada; para los perfiles de sismicidad seleccionados los criterios serían: 1) Una zona de subducción con edades de placa estimadas con anomalías magnéticas, 2) Los perfiles deben ser seleccionados donde no haya prominentes cambios batimétricos.

En lo posible la sección seleccionada debe ser paralela al vector de convergencia, de otra manera hacer una corrección para el ángulo entre la dirección y el vector de convergencia. El valor de D_m se toma como el evento más profundo de la sección transversal y un ángulo promedio se calcula como $\arctan(D_m/L)$, en la figura 5.12 se pueden ver estos parámetros para las diferentes secciones en el noroeste de la trinchera colombiana y los valores calculados como se describió

Tabla 5.8: Anomalías magnéticas y sus respectivas edades, *Cande [1992]*.

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

Tabla 5.9: *Parámetros de la placa Nazca en el noroeste de Colombia, de acuerdo a la metodología de Gorbátov y Kostoglódov [1997]. Convenciones φ = Parámetro térmico, D_m = Parámetro de máxima profundidad, L_s = Longitud de la placa, proyectada en superficie desde la Trinchera. (1) Sismo más profundo, (2) el penúltimo sismo más profundo*

Segmento	Sección	L_s		D_m		δD_m	α	$\delta\alpha$	φ km
		1	2	1	2				
Murindó	a-a	408.2	405.0	117.5	102.8	14.7	15.2°	1.9°	
	b-b								
Cauca	c-c	253.3	258.3	139.6	133.9	5.8	28.2°	1.5°	91.05
	d-d	268.8	260.4	220.6	181.2	39.4	37.1°	4.6°	92.46

Tabla 5.10: *Velocidades de convergencia de la Placa Nazca en el Noroeste de Colombia. Demets et al [1990,1994]*

Localización		V (cm/año)	Azimuth
lat	Lon		
3.519	78.586	6.47	79.40
3.750	78.422	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	77.702	6.27	78.45
6.750	78.490	6.21	78.49

anteriormente, se consignan en la tabla 5.8.

En este caso con las secciones ajustadas a arcos de circunferencia, se encuentra el ángulo de buzamiento máximo de la placa subducida.

5.4.1 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 5.9 y en la figura 5.1 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 5.8.

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 5.8, allí se señalan las anomalías magnéticas correspondientes al cretáceo tardío hasta el presente. El único dato disponible del Deep Sea Drilling Project lo reporta Lonsdale [1978] del sondeo en sitio 155 de la dorsal de Coiba, donde subyacen sedimentos basálticos de 15 m.a.

Con las anomalías propuestas en la figura 5.11 y siguiendo un alineamiento paralelo a la

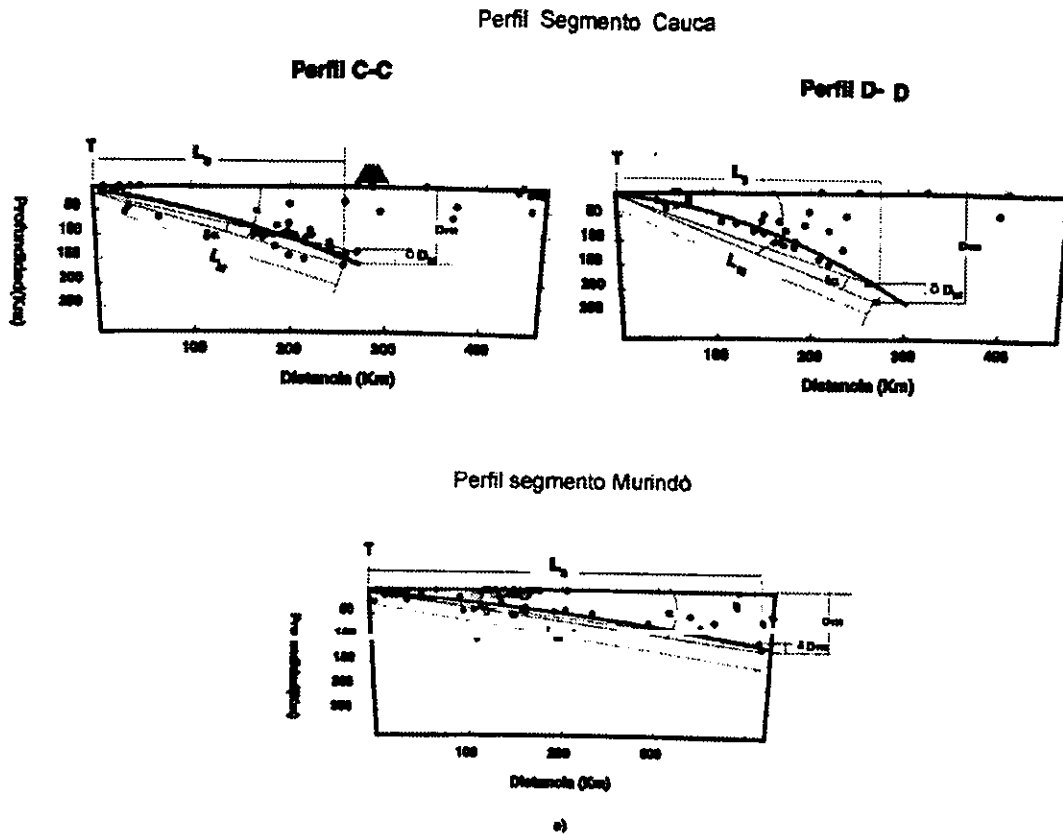


Figura 5.12: Se muestran las convenciones de los principales parámetros geométricos de la placa. α = Ángulo de subducción, L_M = Longitud a lo largo del plano de subducción, L_s = Longitud de la subducción medido desde la Trinchera, D_m = Profundidad máxima del evento mas profundo de la sección, δD_m y $\delta \alpha$ = Incertidumbre en la medida de D_m y α , respectivamente

dirección de las mismas, encontramos 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 5.11; esto complica con las escasez de datos, determinar cuando se produjo la fractura. Proyectamos solo las dos anomalías descritas antes; la anomalía 5B en el Segmento Cauca y la anomalía 6 en el Segmento Murindó. Con esta situación planteada, calculamos el parámetro térmico φ con la ecuación 5.5 propuesta por *Gorbatov y Kostoglodov [1977]*, resolviendo para los valores de D_m consignados en la tabla 5.8.

Capítulo 6

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1 Discusión de Resultados

6.1.1 Inversiones de forma de onda

En general los eventos a los cuales se les realizó inversión de forma de onda con el método de Nábelek, tuvieron características que permitieron una inversión aceptable del hipocentro y el mecanismo focal. La cobertura azimutal se consideró aceptable, más no óptima. Básicamente esto se debió a que el Pacífico Sur tiene pocas estaciones y la posición más al Sur de la zona de estudio, hace más crítica esta observación; en segundo lugar la calidad de las trazas obtenidas de IRIS, no pudo ser mejor, excepto las trazas de las estaciones RPN, KIP y SBC que fueron las estaciones que mayor problemas presentaron, porque presentan mucho ruido de alta frecuencia y por tanto se tuvo algunos inconvenientes buscando el filtro de pasabandas adecuado; en tercer lugar se pudo modelar la fuente como puntual, sin problemas de directividad.

Sin embargo, se presentan algunas discrepancias con las soluciones CMT (Centroid Moment Tensor); en las profundidades del hipocentro se encontraron diferencias entre 1.5 y 12 kilómetros con las inversiones con Nábelek, en cuanto al momento sísmico no se presentan diferencias significativas. Respecto a las profundidades, la posible explicación sería que CMT utiliza ondas superficiales de largo período y no invierte la profundidad, solo invierte el mecanismo para diferentes profundidades hasta hallar un mínimo, que es la profundidad reportada. Por el contrario, el método de Nábelek invierte la profundidad y el mecanismo focal, ya que utiliza ondas de cuerpo para la inversión. Para la inversión del momento sísmico es definitivamente mucho más precisa la inversión de CMT que el método de Nábelek, ya que aquél lo hace con ondas superficiales de período largo.

El método de inversión CMT, presenta problemas de inestabilidad para sismos someros en $H < 30.0$ y magnitudes $5.0 < m_b < 6.0$, de acuerdo a las observaciones de *Kanamori y Given [1981]*. También *Dziewonsky et al [1981]* señalan que el momento tensor no puede ser determinado completamente y por tanto los parámetros de la fuente no son estables, porque el movimiento del suelo es insensible a las componentes de rumbo y echado verticales $M_{r\theta}$ y $M_{r\phi}$ del tensor de momentos. Una buena aproximación puede ser obtenida restringiendo dos de los cinco elementos del momento tensor. Para mejorar la solución sería necesario incorporar otros datos geológicos y geofísicos, tales como el azimuth de la ruptura superficial, los datos

Tabla 6.1: Resultados de la inversión. ϕ = Azimuth, δ = Buzamiento, λ = Deslizamiento.

Evento	Inversión	MECANISMO			H km	M ₀ (Dina-cm)	rms	M _w	Duración Seg
		ϕ	δ	λ					
9/11/19	CMT	13	13	95	19.1	7.32e26		7.2	
	Nábelek	354	22	76	15.2	6.68e25	0.425	7.2	25.0
92/08/15	CMT	228	22	-71	125.9	8.26e24		5.88	
	Nábelek	196	20	-106	123.1	7.52e24	0.485	6.30	6.0
94/06/03	CMT	10	42	-123	15.0	5.67e24		5.77	
	Nábelek	4	64	9	4.6	4.42e24	0.567	5.70	8.0
94/09/13	CMT	10	42	-123	15.0	2.07e25		6.15	
	Nábelek	281	60	148	14.2	4.10e25	0.567	6.35	6.0
95/02/08	CMT	210	21	-90	68.2	4.10e25		6.35	
	Nábelek	196	20	-106	80.1	3.54e25	0.567	6.30	6.0
95/08/19	CMT	204	30	-99	128.7	7.72e25		6.53	
	Nábelek	249	54	-118	127.1	5.06e25	0.580	6.41	6.0
97/09/02	CMT	256	48	62	213.2	1.62e26		6.74	
	Nábelek	269	46	58	224.5	1.31e26	0.527	6.68	12.0
97/12/11	CMT	249	53	31	190.5	4.02e25		6.34	
	Nábelek	281	60	148	185.1	5.06e25	0.439	6.41	5.0

de primeros arribos y la tendencia regional del plano de falla.

Comparando las inversiones realizadas con el método de Nábelek y las reportadas por Harvard, se puede decir que son aceptables y se obtuvieron rms < 0.58 μ m y se pudieron modelar como fuentes puntuales, cuyas direcciones se pueden ver en la tabla 6.1.

Los mecanismos focales presentan discrepancias apreciables. Por ejemplo el evento 97/12/11 en el parámetro λ , presenta diferencias de más de 100°, al extremo de pasar de desplazamiento lateral derecho a lateral izquierdo en la inversión realizada en este estudio. En otros estudios, como el de *Ego et al [1996]*, encuentran ellos una falla de cabalgadura, que denominan la zona de sutura de Panamá-Sur América y que aquí se ha señalado como falla Atrato-Murindó, con una dirección de esfuerzos compresionales con azimuth de 325°, es decir dirección N55°W. Esta discrepancia puede ser por la razón arriba anotada para eventos tan superficiales. Estas profundidades del centroide, por ser modeladas como fuentes puntuales, se toman como profundidad del hipocentro y se utilizaron como profundidades fijas en las relocalizaciones de JHD.

6.1.2 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 esto el *JHD [Dewey, 1989]* 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 1.0 km (*Dewey, 1989*); en el apéndice-A se pueden ver que de los eventos relocalizados una buena cantidad están a una profundidad de 1.0 km.

Observando los perfiles de las figuras 5.7 y 5.8, los eventos que quedan 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 Suarez [1993] limitaron el eje mayor a valores ≤ 20 km, bajando notablemente el error admisible, obviamente este criterio 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 (ver figura 3.14), 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 planteada implica la necesidad de instalar estaciones temporales en algunos sitios, para obtener mejores datos locales con $rms \leq 0.25$ seg y un $gap \leq 180^\circ$, que mejorarían las localizaciones de la Red Sísmica Nacional.

6.1.3 Contornos 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 mejoran las localizaciones de la Red Sísmica Nacional; ésta tiene localizaciones con $rms \leq 0.70$ en la gran mayoría de los datos. La RSNC tiene apenas 4 años de operación. Gracias a la información suministrada por la RSNC fue posible relocalizar 15 eventos con $rms \leq 0.40$ para ser 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 $rms \leq 0.30$ y un $gap \leq 220^\circ$, con el objeto de tener errores de ± 10 km en profundidad, de acuerdo a los trabajos de *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 $5^\circ N - 6^\circ N$. 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 presentados en las figuras 5.7 y 5.8. Se puede ver un 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 4.7 y 4.8 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.

La sismicidad obtenida por *Pennington [1981]* para modelar la zona Wadati-Benioff no presentó una cuantificación de los errores individualmente, tanto en proyección horizontal como en profundidad. El presente estudio presenta una cuantificación del error expresada como un elipsoide, que permite dar una mejor calificación a la zona Wadati-Benioff propuesta y 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.

Este estudio llena el vacío de sismicidad, dentro de las limitaciones anteriormente anotadas, del estudio realizado por *Pennington* justamente en el segmento Murindó, que él denominó segmento de Bucaramanga. Esto se puede observar en la figura 2.7.

6.1.4 Zona de transición (5°N – 6°N)

Los datos regionales y telesísmicos, dan soporte al cambio y variabilidad del buzamiento de la placa Nazca en el Noroeste de Colombia.

Una zona de transición del ángulo de subducción de la placa Nazca entre las latitudes 5°N – 6°N se encontró en este estudio. Si esta transición toma lugar totalmente por flexión de la placa o por discontinuidades, tales como una rasgadura en la placa, un plegamiento o un fallamiento tipo bisagra, es difícil de aclarar con tan pocos datos. Estudios realizados y documentados por *Isacks y Barazangi [1977]* y *Bevis e Isacks [1984]* plantean que es difícil distinguir entre un fuerte buzamiento y una rasgadura en la placa, solo con datos hipocentrales telesísmicos. Esta inquietud ha sido controversial en zonas de subducción de Chile, Perú y Sur de México.

Yamaoka et al [1986] sostienen que el descenso de la placa bajo el Sur del Perú debe presentar una rasgadura o un doble plegamiento sin ninguna forma de discontinuidad, porque un casquete esférico no puede tener la inextensibilidad asumida en la zona Wadati-Benioff. Sin embargo, la suposición de una perfecta inextensibilidad de una litósfera subduciendo es por si misma dudosa; *Bevis [1986]* demostró que un casquete esférico perfectamente inextensible, representando una litósfera oceánica subduciendo, no puede tomar la forma de la zona Wadati-Benioff observada.

En el Sur de Perú, *Hasegawa y Sacks [1981]* usando localizaciones de microsismos, concluyen que la fuerte pendiente hacia el Sur, de la litósfera subducida fue lograda por un alabeo de la placa, más que por una rasgadura. *Ponce et al [1992]* muestran en el Istmo de Tehuantepec el cambio de pendiente de la placa subduciendo de un ángulo de bajo buzamiento en la longitud 96°W a un buzamiento de 45° en la longitud 94°W, sobre una distancia de 150 km; no hay evidencias de un desgarramiento en la placa que separan los segmentos a diferentes ángulos.

Schneider y Sacks [1987] estudiaron los esfuerzos en una zona de transición en la placa Nazca en el Sur de Perú con 1673 eventos locales de muy buena localización; encontraron un patron de esfuerzos que refuerza la hipótesis de un alabeo en la placa subducida y no el de un desgarramiento en la misma.

En este orden de ideas y con la sismicidad observada en este estudio, no es posible definir claramente si se está formando una discontinuidad o por el contrario un alabeo de la placa en esta zona, lo cual requiere más estudio y para ello es necesario utilizar sismicidad local, esto implica la colocación de sensores de una red provisional que ayude a complementar las localizaciones de la Red Sísmica Nacional.

En términos generales, en los estudios realizados en Chile y Perú, se cree más en un alabeo de la placa y en el caso que nos compete, este alabeo se estaría presentando donde desaparecen los volcanes en la Cordillera Central de Colombia, el complejo volcánico Ruiz-Tolima; donde empezaría la zona de transición y el cambio de pendientes de la subducción desde los 37° hasta los 15°, según se puede ver en la tabla 5.8. La placa se encuentra a una profundidad de 140-160 km de los volcanes, como se puede ver en la figura 5.8.

Esta observación está de acuerdo con lo que plantean *Bevis e Isacks [1994]* que la variación

del buzamiento está correlacionado con la presencia o la ausencia de volcanismo del Cuaternario y las variaciones laterales han sido relacionados con dorsales subduciendo en la trinchera de Chile y Perú; en nuestro caso después del complejo volcánico Ruiz-Tolima, desaparecen los volcanes hasta la latitud 2.5°N donde reaparecen en el Sur de Colombia. Este vacío de volcanes está asociado con una baja sismicidad de profundidad intermedia, [Pennington, 1981]. Cahill e Isacks [1992] observan que la distribución espacial y temporal de volcanes y placas con fuerte pendientes de buzamiento y su variación afecta la génesis del magma y la transferencia de calor bajo la placa Sur Americana.

6.1.5 Convergencia de la placa y Mecanismos focales

Según DeMets et al [1994], la placa Nazca en el Noroeste converge con dirección $\text{N}78.8^{\circ}\text{E}$; 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 $\text{S}72^{\circ}\text{E}$, que estaría aproximadamente paralela a la convergencia planteada anteriormente, dentro del error admitido en el elipsoide; haciendo la salvedad que no necesariamente los ejes T van 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 si 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 5.3, 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; no serían de fiar; basados en los argumentos planteados por Kanamori y Given [1981], Dziewonsky et al [1981], Ego et al [1996], explicados en el apartado de la inversión de forma de onda.

El evento 28 invertido en este trabajo, nos muestra un mecanismo de cabalgadura 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, ubica la zona de Murindó en correspondencia con la zona IV de su estudio. Consideran los eventos reportados por Harvard con profundidades $5.0 \leq H \leq 10.0$ como 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° y esfuerzos tensionales con dirección $\text{N}56^{\circ}\text{E}$, 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 (en este estudio la hemos referenciado como la falla Murindó-Atrato), una falla de cabalgadura que separa el Bloque Andino del Bloque Panamá-Baudó, localizada en el complejo ofiolítico de la Cordillera Occidental Colombiana, referenciado en el marco geológico del presente estudio.

Respecto a la sismicidad profunda, los eventos 54, 55 y 56, posiblemente tienen su explicación en el cambio de pendiente que pasa de 37° a 15° 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.

6.2 Conclusiones

Se proponen dos segmentos con base a 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 secciones para proyección de hipocentros siempre nos muestran la Trinchera constante, ya que está ajustada a arcos de circunferencia, lo que permitió hallar la pendiente máxima de la placa subducida en las diferentes secciones.

Las profundidades obtenidas con las inversiones de forma de onda se fijaron para la obtención de relocalizaciones con JHD.

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

17 años de datos telesísmicos y 4 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 isopropundidades y un mejor conocimiento de la geometría de la placa Nazca subducida en el Noroeste de Colombia, que ha sido el propósito de este estudio.

Los nuevos datos dan soporte a la propuesta de tres ángulos de buzamiento de 37° , 28° y 15° 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 $5^\circ\text{N} - 6^\circ\text{N}$ 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. 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.

La tectónica del Noroeste Colombiano se presenta muy compleja por la interacción de las tres placas Nazca-Caribe- Sur América.

Se plantea la necesidad de llevar a cabo estudios más detallados del zona de Sutura Panamá-Sur América, posiblemente haciendo la inversión del evento del 18 de Octubre de 1992 y algunas réplicas, con el fin de poder determinar con mejores datos la zona donde se cree está la junta triple de la placa Nazca-Caribe-Suramérica; al igual que un estudio más a fondo de la zona de transición entre las latitudes $5^\circ\text{N} - 6^\circ\text{N}$.

Bibliografía

- Acevedo L.,E., Atlas de Colombia: Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, 1977.
- Adamek,S.;C. Frohlich; W.D. Pennington, .Seismicity of the Caribbean-Nazca Boundary; constraints on Microplate Tectonics of the Panama Region.Journal of Geophysical Research, 93, 2053-2075,1988
- AIS, Asociación Colombiana de Ingenieros Sísmicos . Estudio de la amenaza sísmica en Colombia. *Informe interno, Bogotá Colombia*.1995
- Atwater T., 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*, 1989, chapter 4.
- Backus, G. Mulcahy. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources continuous displacements . *Geophysical Journal research Astr. Soc.*,46, 341-361, 1976
- Barazangi, M., B.L. Isacks, spatial distribution earthquakes and subduction of the Nazca plate Beneath South America. *Geology*, 4, 686- 692, 1976.
- Barrero,D. y Vesga, C.J..Mapa Geológico del cuadrángulo K-9 Armero y parte Sur del J-9 la Dorada. *Ingeominas, Bogotá*,1976
- Bevis M., Curvature of Wadati-Benioff zones and the torsional Rigidity of Subducting Plates, *Nature*, 323, 52-53, 1986.
- Benedetto, G.,T.M. Sanchez, Modelo de desarrollo del Oceano Protoatlántico en la región norte de Sudamérica (abstract); 4th Latin American Geological Congress, Trinidad Tobago, p 14-15, 1979.
- Benioff, H., Orogenesis and deep crustal Structure: Additional evidence from Seismology. *Geophysical Society of American Bulletin*, v-65, 385-400,1954
- Bevis, M., B.L. Isacks,. Hypocentral trend surface analysis : Probing the geometry of Benioff zones. *Journal Geophysical Research* ,89, 7719 - 7735,1984
- Botero, G., Contribuciones al conocimiento de la Geología de la zona central de Antioquia, Colombia. *Anales Facultad de Minas, Universidad Nacional, Medellín*, 57, 101 p., 1963.
- Burbach, G. V., C. Frohlich, W.D. Pennington and T. Matumoto, Seismology and tectonics of the subducted Cocos plate. *Journal Geophysical Research*,89, 6153-6170,1984

- Bevis, M., The curvature of Wadati-Benioff zones and the torsional rigidity of subducting plates. *Nature*, v-323, 52-53, 1986
- Boyd T.H , J.L Nabelak , rupture process of the Andreanof island earthquake of May 7, 1986, *Bull Seismology Soc. Am*, 78, 1653 - 1673, 1988.
- Cahill, T, B. L. Isacks, Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal Geophysical Research*, v-97, 17503-17529, 1992
- Cande C.E., D.V. Kent, A., A New Geomagnetic Polarity time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97, NoB10, 13917-13951, 1992.
- Campbell, C.J., The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. *Transactions of the Fourth Caribbean Geological Conference, Port Spain, Trinidad, W.I*, 246-261.
- Cárdenas, C. , Sismicidad y Geometría de la zona de wadati-Benioff en el istmo de Tehuantepec. *Tesis de Licenciatura, UNAM*, 1997.
- Case, J. E., Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern panama. *Geological Society of American Bulletin*, v-82, p 2685-2712, 1971.
- Case J.E, T.L. Holcombe. Geologic-tectonic mapa of the caribbean. *Eng. Min. J.*, 178, 49, 1977.
- Chase C.G., Plate Kinematics: The Americas, East Africa and the rest of the World. *Earth Planet. Sci. Letters*, 37, 355-368, 1978.
- DeMets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein. Current Plate Motions. *Geophysical J. int.*, 101, 425-478, 1990.
- DeMets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of currents plate motions. *Geophysical research Letters*, 21, 2191-2194, 1994.
- Dewey, J.W., Seismicity studies with the method of join hypocenter determination: Ph.D thesis, University California, Berkeley, 1971.
- Dewey, J.W, Seismicity and tectonics of Western Venezuela. *Seismological Society of America Bulletin*, 62, 1711-1751, 1972.
- Dewey, J., Algermissen , S., Seismicity of the middle America arc-trench System near Managua, Nicaragua, *Bulletin of Seismological Society of America*, 64, 1033 - 1048, 1974.
- Doornbos, D.J., Seismic momento tensors, in identification of seismic sources, eds. E.S Huc and S. Mykkelveit, D. Rudel, dordrecht, Holland, 207-232, 1981
- Doornbos, D. J., Seismic moment tensors and kinematics source parameters. *Geophysical Journal Research Astr. Soc.*, 69, 235-251, 1982
- Dziewonski, A. M. And F. Gilbert, Temporal variation of the seismic moment and the evidence of precursive compression for two deep earthquakes. *Nature*, 247, 185-188, 1974
- Dziewonsky A.M, T.A. chou, and L.Hj Woodhouse, Determination of earthquakes Source parameters from Wave form data for Studies of Global and Regional Seismicity, *Journal Geophysical Research*, 86(B4), 2825-2852.

- Ego, F., et al, Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259, 101-116, 1996
- Ekstrom, G. And E.R. Engdahl, Earthquake source parameters and stress distribution in the Adak island region of central Aleutian islands, Alaska. *Journal Geophysical Research*, 94, 15499-15519, 1989
- Escobedo, Z.D., El sismo del 09 de Octubre de 1995 en Colima un estudio tele sísmico. *Tesis de maestría Instituto de geofísica, UNAM, 1997.*
- Espinosa, A., Actualización del Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica . *Informe interno, Ingeominas Cali, Colombia, 1993*
- Espinosa, A., Sismicidad histórica de Santa Fe de Bogotá y su área 1500 - *Ingeominas, 1994.*
- Feininger, T., The Palestina Fault, Colombia. *Geological of American Bulletin*, v-81, p 1201-1216, 1970
- Frohlich C., An efficient method for Joint Hypocenter Determination for large groups of earthquakes. *compt., Geoscience*, 5, 387-389, 1979
- Geiger L., Probability method for determination of earthquake epicenters from arrival time only, (Traducción del Alemán del artículo de 1910), *Bulletin of St. Louis University*, 8, 65-71, 1912.
- Gephart, J.W, Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, 9, 845 - 858, 1990.
- Gonzalez, H., Análisis de la Nomenclatura Estratigráfica de las rocas metamórficas al Este del límite Oriental de la zona de falla de Romeral, Cordillera Central de Colombia. *Informe Interno. Ingeominas, Medellín, 1976*
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Maximum depth of Seismicity and thermal Parameter of the subducting slab: General empirical relation and its application. *Tectonophysics*, 277, 165-187, 1997.
- Gorbatov A. V., Sismicidad y estructura de la zona de subducción de Kamchatka. *Instituto de Geofísica, UNAM, tesis doctoral, 1997.*
- Grosse, E., Estudio geológico del terciario carbonífero de Antioquia. *D. Reimer, Berlin*, 361 p. plus maps, 1926.
- Guzman - Speziale, M., Pennington , W.D, and Matumoto, T, the triple junction of the north America , Cocos and Caribbean, Plates, *Seismicity and tectonics*, 8, 981 - 997, 1989.
- Guzman, S., Hypocentral cross-sections and arc-trench curvature. *Geofísica Internacional*, v-34, num 1, 131-141, 1995.
- Hasegawa, A., and I.S. Isacks, Subduction of the Nazca Plate Beneath Peru as Determined from seismic observations, *Journal Geophys. Res.*, 86, 4971-4980, 1981.
- Haskell, N. A., The dispersion of surface waves in multilayered media. *Bulletin Seismological Society of America*, 43, 17-34, 1953.

- Havskov, J.**, The Seisan Earthquake Analysis Software for the IBM PC and SUN Version 5.0. *Institute of Solid Earth Physics University of Bergen*, 1995
- Hey, R.**, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geology Society of American Bulletin*, 88, 1404-1420, 1977
- Hoppe, P. y Schmidt Thome, M.-.**, Mapa geológico del flanco Oeste de la Cordillera Occidental entre los ríos Andaguada y Murindó. Departamentos de Antioquia y Chocó. *Ingeominas, Medellín*, 1990.
- Ingeominas**, Mapa geológico de Colombia, Bogotá, 1988.
- Ingeominas**. Boletín trimestral Junio-Agosto de 1993.
- Ingeominas**, Boletín Trimestral de sismos. Enero-Marzo de 1995.
- Ingeominas**, Microzonificación sísmica de Santafé de Bogotá. Sismicidad Instrumental, 1995.
- International Seismological Centre**, ISC Bulletin 1964 January- 1977 December, vol 1, 1997.
- International Seismological Centre**, ISC Bulletin 1978 January- 1985 December, vol 2., 1997
- International Seismological Centre**, ISC Bulletin 1986 January- 1991 December, vol 3, 1997
- International Seismological Centre**, ISC Bulletin 1994, vol 5, 1997.
- Isacks, B.L., and P. Molnar**, Distribution of stresses in descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophysics and Space. Physics*, 9, 103, 1971.
- Isacks, B.L. and M. Barazangi**, 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 470 pp*, 1977.
- Irving E.M.**, Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia. *U.S Geolo. Surv. prof. pap.*, 846, 47 pp, 1975.
- Jarrard R.**, Relations Among Subduction Parameters. *Review of Geophysics*, 24, 217-284, 1986.
- Jordan T.**, The present-day motions of the Caribbean plate. *Journal Geophysical Research*, 57, 537-555, 1975.
- Jordan, T.E, B.L Isacks, R.W Allmendinger, J.A Brewer, V.A Ramos and C., J. Ando**, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341 - 361, 1983.
- Kanamori H., J.W. Given**, Use of Long-period surface waves for rapid determination of earthquakes source parameters. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 8-31, 1981.

- Kawatsu, H.**, Downdip tensional earthquake beneath the Tonga arc: A double seismic zone ? *Journal Geophysical Research*, 91, 6432-6440, 1986
- Kellog, J. N.; and W.E. Bonini**, Subduction of Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South America Plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276, 1982.
- Kellogg, J.N, Vega, V**, Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraint from global positioning system geodetic and gravity. *Geological of American Bulletin, special paper 295*, p 75-90, 1995
- Kikuchi, M. And H. Kanamori**, Inversions of complex body waves, *Bulletin Seismological Society of America*, 72, 491-506, 1982.
- Klitgord, K.D, J. Mammerickx**, East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework. *Journal of Geophysical Research*, 87, 6725-6750, 1982.
- Langston C.A., and D.V. Helmberger**, A procedure for modelling shallow dislocation sources. *Geophys. J.R. Astr.Soc*, 42, 117-130, 1975.
- Langston, C. A.**, Source inversions of seismic waveforms: The Koyna, India, earthquake of 13 September 1967. *Bulletin Seismological Society of America*, 71, 1-24, 1981
- Lonsdale, P.; Klitgord, G. et al**, Structure and Tectonics of the eastern Panama basin. *Geological society of American Bulletin*, v-89, p 981-999, 1978
- Lonsdale, P.**, Structural pattern of the Galapagos Microplate and evolution of the Galapagos triple junction. *Journal Geophysical research*, v-93 p 13551-13574, 1989
- Lozano, H; Murillo, A.**, Grandes fallas NW-SE en el Norte de Sur América y sus implicaciones en la Geología, Mineralizaciones de oro y plata en la cordillera Central de Colombia. *Memorias X conferencia del caribe. Cartagena*, 1983
- Mann P., and J. Corrigan**, Model for late Neogene deformation in Panama. *Geology*, 18, 558-562, 1990.
- Molnar P., L.R. Sykes**, Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal mechanism and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1639-1684, 1969.
- Nábelek, J. L.**, Determination of earthquake source parameter from inversion of body waves. *Thesis doctoral, Massachusetts Institute of Technology*, 1984.
- Nabelek, J.L**, Geometry and mechanism faulting of the 1980 el Asnam, Argelia, Earthquake from inversion of the Telesismic body waves and comparison subduction zone, *bull Seismology Soc. Am*, 77, 2095 - 2114, 1997.
- National Earthquake Information Center, NEIC**, Global Hypocenter Data Base., 1997.
- Page, W. D.**, Geología y sismicidad del Noroeste de Colombia, 1986.
- Pardo, M., G. Suarez**, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, vol 100, N. B7, 12357-12373, 1995.
- Patton, H. and K. Aki**, Bias in the estimate of seismic moment tensor by the linear inversion method. *Geophysics Journal Research Astr. Soc.*, v-59, 479-495, 1979.

- Pennington W.D., W.D. Mooney, R. Van Hissenhoven, H.J. Meyer, J. Ramirez and R.P. Meyer. Results of a Microearthquake Reconnaissance Survey of Bucaramanga, Colombia. *Geophysical Research Letter*, 6, 65-68, 1979.
- Pennington, W.D., Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of North-western South America. *Journal Geophysical Research*, v-86, 10753-10770, 1981
- Ponce L., R. Gaulon, G. Suarez, E. Lomas, Geometry and State of the Stress of the Downgoing Cocos Plate en the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 19, 773-776, 1992.
- Quintanar, L., Variaciones espacio - temporales de la sismicidad en la región costera de Oaxaca 1950 - 1982 ($m_b \geq 4.3$). *Instituto de Geofísica UNAM tesis de Maestría*, 1985.
- Ramirez, J.E, Historia de los terremotos en Colombia. *Instituto Geográfico Agustín Codazzi*, Bogotá, 1975.
- Restrepo, J. J. y Thoussaint, J.F, Algunas consideraciones sobre la evolución estructural de los Andes Colombianos. *Pub. especial Univ. nacional de Medellín*, 1974.
- Santo, T., Characteristics of seismicity in South America. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Tokyo, 47, 635-672, 1969.
- Smith W.H.F., P. Wessel, Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension. *Geophysics*, 55, 293-305, 1990.
- Schneider J.F, I.S. Sacks, Stress in the contorted Nazca Plate Beneath Southern Peru From Local Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 92, No B13, 13887-13902, 1987.
- Stein, S., Introduction to seismology, earthquakes and earth structure. *Department of Geological Sciences Northwestern University*, 554 pp, 1991.
- Suarez, G and J.L, Nabelek, the 1967 Caracas earthquake: Fault Geometry, direction of rupture propagation and Seismotectonics implications, *Journal. of Geophysics, Res*, 95, 17, 459 -17, 494, 1990.
- Sykes, L and D. Hayes, Seismicity and tectonics of south America and adjacent oceanic areas, *Geol. Soc. Am Programs, Cordilleran section*, 3, 206, 1971.
- Tatsumi, Y., generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 88, B7, 5815-5825, 1983.
- Tatsumi, Y., Y. Furukawa, T. Kpgiso, Y. Yamanaka, T. Yokoyama, and S. Fedotov, A third volcanic chain in Kamchatka: Thermal anomaly at transform/convergence plate boundary. *Geophy. res. Lett.*, 21, 7, 537-540, 1994
- Toussaint, J.F., Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del occidente colombiano. *Trabajo de promoción a profesor titular, Boletín de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional, Medellín*, 3, 217 p., 1978.
- Turcotte, D. L. And G. Shubert, Geodynamics applications of continuum physics to geological problems. *John Wiley and sons, New York*, 450 p, 1982

- Vesga, J. y Barrero, D., Edades K/Ar en rocas ígneas y Metamórficas de la Cordillera Central Colombiana y sus implicaciones Geológicas. *II Congreso Colombiano de Geología. Resúmenes, Bogotá*, 1978
- Yamaoka, K. And Y Fukao, and M. Kumazaway, Spherical Shell tectonics: Effects of Sphericity and inextensibility on the Geometry of the descending lithosphere, *Rev. Geophysics*, 24, 27-55, 1986.
- Yamaoka, K. And Y Fukao, Why do island arcs form cusps at this junction?. *Geology*, v-34, 34-36, 1987.
- Wallace T.C, S.L. Beck, The Oct. 17-18, 1992 Colombian Earthquake: Slip Partitioning or Faulting Complexity?. *88th Annual Meeting, Seismological Society of America*, 1993.
- Wessel, P. And H.F. Smith, Free software helps map and display data. *EOS transv. AGU*, v-72, 445-446, 1991.
- Woodward-Clyde, consultants, Northwest Colombian Project, 1986.

Apéndice A

CATALOGO DE HIPOCENTROS RELOCALIZADOS CON JHD

Tabla A.1: *catálogo de los sismos localizados con JHD, a los cuales se les hizo inversión con el método de NÚÑEZ*

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1994/09/13	10: 1:32.10	7.059	76.677	14.2	5.8	3.2	2.4	0.1
1995/02/08	18:40:25.50	4.017	76.597	80.1	6.3	3.2	2.4	0.1
1995/08/19	21:43:32.40	5.083	75.629	127.1	6.2	3.2	2.4	0.1
1997/09/02	12:13:25.40	3.897	75.726	224.5	6.5	4.6	2.9	0.1
1991/11/19	22:28:49.90	4.530	77.374	15.2	6.4	4.9	3.2	0.1
1994/06/03	11:25: 6.00	3.526	78.782	4.6	5.9	3.8	2.5	0.1
1992/08/15	19: 2: 9.20	5.112	75.645	123.1	5.7	3.8	3.3	0.1
1997/12/11	7:56:29.40	3.942	75.795	185.1	6.0	4.0	2.5	0.1

Tabla A.2: catálogo de los sismos localizados con JHD, que tienen mecanismo reportado por Harvard(CMT).

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1977/08/08	7: 0: 2.20	6.964	77.683	24.0	5.2	7.5	4.7	0.1
1977/08/31	0:42: 0.40	7.337	76.107	1.0	5.7	4.7	4.0	0.1
1979/11/23	23:40:28.90	4.814	76.198	100.4	6.3	4.3	4.2	0.6
1980/10/28	23:19:59.80	7.135	74.813	74.5	5.0	9.4	6.4	25.5
1981/04/27	22:53:10.60	6.870	76.586	5.0	5.0	5.1	5.0	0.2
1981/05/16	9: 4:11.70	7.354	77.295	17.0	5.2	5.9	5.0	0.1
1982/01/17	14:52:10.80	5.622	74.222	21.4	5.3	9.5	6.5	23.6
1983/01/23	14:29:27.10	6.363	77.505	12.0	5.3	6.9	4.5	0.1
1983/05/19	23:22:12.90	6.724	72.913	150.3	5.1	7.4	5.3	18.4
1984/11/04	13:14:17.80	6.666	73.004	153.1	5.1	5.0	4.4	14.6
1985/06/10	3:23:32.00	2.977	78.576	21.3	5.5	7.0	4.3	24.6
1985/12/03	17:52:22.30	6.648	72.905	156.6	5.0	5.0	4.8	14.4
1986/01/29	13:34: 5.70	6.831	76.551	1.0	5.5	11.2	5.7	0.3
1987/01/13	13:23:59.80	5.742	79.067	9.6	5.4	6.0	3.4	0.5
1987/01/13	19:30: 9.70	5.658	78.854	19.0	5.1	13.9	4.5	0.2
1987/01/25	10:31:20.90	3.004	79.306	15.0	5.6	6.4	3.7	0.1
1987/03/10	22:20:32.90	6.048	76.582	46.7	5.1	7.4	3.8	17.8
1987/03/19	1:28:54.00	6.604	76.503	28.1	5.6	6.4	3.7	29.6
1988/11/29	11:23:37.60	5.094	76.557	75.2	5.6	4.1	3.3	9.3
1988/09/20	17:56:17.20	4.694	77.386	27.2	5.6	6.1	3.7	18.8
1988/11/26	18:40:12.10	6.730	77.502	5.0	5.4	6.3	3.6	0.1
1989/01/17	11:20:41.80	5.204	79.321	10.0	4.9	13.1	5.4	0.2
1989/06/15	15:51:57.00	6.666	73.036	155.8	5.0	6.0	4.2	13.0
1991/04/04	3:22:53.50	7.085	78.123	1.0	6.1	3.7	3.0	0.1
1991/12/10	23:19:57.30	4.660	77.450	29.4	5.2	7.8	4.1	19.5
1992/01/02	19:41:44.10	5.575	73.833	130.8	5.8	5.0	3.3	14.4
1992/02/08	8:22:29.60	6.990	78.258	1.0	5.1	5.6	3.5	0.1
1992/10/17	8:32:38.20	6.819	76.796	14.3	6.2	3.5	2.9	0.1
1992/10/18	15:11:57.00	7.083	76.752	10.0	6.6	3.8	3.0	0.1
1992/10/23	9:28: 0.30	6.733	76.822	10.0	5.2	7.5	3.7	0.2
1994/09/27	23: 4:46.80	5.677	79.223	1.0	5.3	5.9	2.9	0.1
1995/03/23	2: 8:33.70	7.458	76.623	10.0	5.1	5.4	3.6	0.1
1995/04/13	15: 0:30.00	5.476	79.919	18.4	5.0	6.7	3.6	24.1
1995/05/20	22:18:57.90	5.480	73.827	146.4	5.0	4.8	3.0	13.5
1996/05/13	4:53:49.30	7.218	76.918	39.4	5.1	7.9	3.3	30.0
1996/05/23	1:57:18.30	5.948	77.481	0.2	5.5	5.9	3.1	26.9
1996/11/04	17:24:58.90	7.320	77.382	28.0	6.0	5.4	3.0	19.2

Tabla A.3: catálogo de los sismos localizados con JHD.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N – 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1993/10/12	19:51:25.40	4.190	76.644	104.1	5.5	4.3	2.7	0.2
1996/09/11	6:28:45.40	4.214	76.542	110.4	5.0	7.3	3.5	23.4
1996/11/17	18:44:12.80	4.426	76.178	100.6	4.7	6.5	4.1	0.0
1997/02/19	18:25:12.90	4.528	76.441	106.7	5.5	4.8	3.0	8.3
1997/09/09	5:45:45.30	5.813	77.454	6.1	5.1	6.8	3.4	24.1
1997/11/19	10:34:17.50	3.298	76.463	80.3	4.5	10.9	4.8	2.9
1965/01/14	22: 4:25.90	5.152	76.285	102.9	4.3	17.1	10.9	1.2
1965/03/26	0:53:10.70	3.118	79.221	46.6	4.7	15.0	8.2	1.6
1965/03/26	12:10:39.60	4.697	77.405	1.0	4.6	16.0	8.3	0.3
1965/04/04	20:31:34.00	4.644	76.171	102.2	4.9	12.2	7.2	1.3
1965/05/29	11:53:40.60	6.886	77.871	1.0	4.1	13.9	6.9	0.3
1965/08/02	14:34:19.10	7.348	78.721	3.5	5.3	13.2	9.1	27.9
1965/08/02	16:43:12.70	7.314	78.726	24.3	5.4	10.9	6.4	28.9
1965/08/02	19: 7:57.50	7.515	78.732	31.9	5.2	12.0	7.9	27.8
1965/08/16	12:19:31.00	5.013	77.667	1.0	5.3	13.3	6.7	0.3
1965/10/17	10:41:17.00	6.962	73.077	157.0	4.2	12.1	12.1	5.9
1966/01/03	18:16: 4.20	4.591	75.966	91.0	5.0	10.0	7.0	17.7
1966/01/21	18:20:22.70	5.583	77.538	1.0	4.6	12.3	7.3	0.3
1966/09/04	22:14:48.30	4.561	73.994	9.0	5.0	13.2	5.8	0.3
1966/10/18	18:43:29.70	3.577	74.565	1.0	4.9	15.4	5.7	0.3
1968/01/28	1:50:44.70	2.815	74.943	45.7	4.7	16.1	8.8	27.3
1968/04/25	23:52:33.20	6.484	73.220	170.0	4.2	12.5	12.5	6.3
1968/08/31	21:47:36.80	4.515	76.307	81.9	4.5	10.6	7.0	17.6
1969/02/09	18: 3: 3.00	5.386	77.471	1.0	4.4	13.5	8.6	0.3
1969/02/20	8:38:41.30	2.344	69.011	240.0	3.9	15.4	15.4	22.5
1969/11/06	11:33:14.10	5.063	76.371	93.5	4.9	12.4	9.0	24.5
1970/03/27	4:26:38.00	5.410	77.592	3.0	5.2	11.1	6.7	0.2
1970/09/26	14:56:58.40	6.176	77.610	1.0	5.4	10.2	6.4	0.2
1970/09/26	18:13:23.90	6.183	77.457	1.0	4.6	16.9	7.5	0.4
1970/09/27	3:38:39.80	6.845	76.688	1.0	5.8	22.5	7.1	0.2
1970/10/03	14:16:51.40	6.327	77.522	1.0	5.2	10.6	6.3	0.2
1970/10/06	15:38: 1.50	5.945	77.616	1.0	4.2	15.1	8.6	0.3
1970/10/06	21:25:16.60	6.189	77.576	1.0	5.2	10.6	6.6	0.2
1970/10/07	1:11:18.30	5.979	77.670	23.0	4.8	14.9	8.0	0.4
1970/12/07	12:14:18.70	7.053	77.660	1.0	4.9	11.3	7.2	0.2
1970/12/16	1: 0:44.60	5.924	77.538	12.0	5.5	8.2	5.5	0.2
1971/01/04	9:22:33.70	6.949	73.173	154.0	4.9	15.5	15.5	5.4
1971/01/20	4:44:57.10	8.715	79.269	12.4	5.5	8.4	5.8	24.9
1971/01/24	20:25: 8.90	3.800	68.037	182.0	0.0	13.5	13.5	19.8

Tabla .4: Continua Tabla A.3.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1971/03/31	9: 1:28.80	6.827	72.942	171.5	0.0	22.3	22.3	4.0
1971/12/26	8:57:26.90	6.631	77.286	9.0	4.0	22.1	10.1	0.5
1972/01/13	3:27:40.10	3.229	67.127	162.0	4.3	10.7	10.7	21.6
1972/05/17	21: 8:57.60	6.965	72.916	106.1	4.6	18.7	10.9	22.9
1972/06/13	7:48: 6.80	7.024	72.888	104.9	4.9	17.8	8.9	1.3
1972/06/16	8:33:48.20	5.188	78.206	1.0	4.9	11.8	6.9	0.2
1972/09/17	21:10:31.00	5.595	77.484	53.0	4.4	12.3	9.3	24.8
1972/11/26	23:36:37.60	5.000	77.477	1.0	4.5	15.1	8.0	0.3
1972/12/06	0: 1:24.60	1.972	85.297	162.1	4.2	0.0	0.0	0.0
1973/04/03	13:53:59.70	4.577	75.710	141.5	6.1	5.4	5.2	23.1
1973/04/24	18:42:29.80	5.056	75.849	100.6	5.3	5.9	5.4	0.6
1973/04/24	22:44:49.50	4.866	78.242	1.0	4.5	25.5	7.9	0.5
1973/04/25	2:34:44.10	4.634	78.187	1.0	4.8	13.2	6.0	0.2
1973/04/25	4:50:36.10	4.880	78.147	52.0	4.4	18.7	7.4	0.4
1973/04/25	10: 4:42.80	4.929	78.056	1.0	4.4	16.5	7.1	0.4
1973/04/25	11: 1:17.70	4.966	78.394	1.0	4.6	10.5	5.5	0.1
1973/04/26	7:42:54.90	5.010	78.174	1.0	5.2	8.4	5.7	0.2
1973/04/26	19:37:40.00	4.644	78.187	1.0	4.2	25.1	10.5	0.6
1973/04/27	0: 5:39.00	4.938	78.022	1.0	4.5	20.2	9.3	0.5
1973/04/28	1:44:51.60	4.998	78.080	1.0	4.6	15.0	6.8	0.3
1973/04/29	3:45:21.00	5.025	78.069	1.0	4.4	22.5	7.8	0.5
1973/04/30	21: 0:38.70	5.002	78.033	1.0	5.0	12.8	6.8	0.3
1973/05/01	7:13:44.00	4.816	78.557	1.0	4.9	15.2	6.6	0.3
1973/05/03	21:48:20.90	4.945	78.025	1.0	4.6	16.2	7.9	0.4
1973/05/12	9:30:46.20	4.639	78.127	1.0	4.5	20.2	9.2	0.5
1973/07/08	4: 3:32.60	6.653	72.946	144.2	5.4	6.6	5.3	28.5
1973/08/30	18:25:37.70	7.116	72.746	143.9	5.7	6.3	5.5	30.3
1973/09/16	8:21:39.00	5.191	78.074	40.2	5.3	11.1	6.0	24.8
1973/11/03	1:46: 1.70	7.125	74.327	1.0	4.9	12.7	7.3	0.3
1974/04/12	18:24:48.50	7.537	72.606	1.0	4.4	17.0	9.8	0.5
1974/04/18	1:19:18.40	6.721	72.721	1.0	4.8	22.6	8.4	0.3
1974/04/29	22:20:53.80	4.624	76.186	104.1	4.9	8.1	5.3	0.8
1974/07/13	1:18:21.30	7.760	77.609	12.0	6.4	5.2	4.9	0.1
1974/07/13	2:43: 0.90	7.443	77.767	1.0	4.6	25.0	8.3	0.4
1974/07/13	3:50:58.80	7.506	77.920	1.0	5.1	12.9	9.7	0.2
1974/07/13	10:21:24.70	7.805	77.274	1.0	4.8	14.2	8.2	0.2
1974/07/13	11:44: 1.10	7.793	77.739	1.0	4.6	15.6	6.3	0.3
1974/07/13	12:11:56.90	10.131	75.653	105.0	4.4	25.6	16.8	0.3
1974/07/13	12:47:34.80	7.720	77.592	1.0	4.8	18.9	9.2	0.4
1974/07/13	13: 0:49.00	7.458	77.662	1.0	4.7	9.4	6.1	0.2
1974/07/13	16:35:15.10	7.468	77.903	1.0	4.6	13.9	7.4	0.3
1974/07/13	17:48:50.40	7.754	77.601	20.0	4.7	14.9	8.6	0.3
1974/07/13	19:41:57.40	7.697	77.544	19.0	4.6	15.0	7.7	0.3
1974/07/14	2:50:11.70	7.639	77.620	17.0	4.6	17.6	7.0	0.3
1974/07/15	19:11:49.90	7.775	77.606	1.0	4.4	19.6	8.2	0.4
1974/07/15	19:30: 6.30	7.713	77.583	1.0	4.4	20.5	11.3	0.5
1974/07/16	12:35:33.10	7.029	78.044	1.0	4.4	15.1	9.4	0.2
1974/08/24	2:47:29.60	4.228	76.840	80.5	5.7	5.9	5.3	20.5
1974/08/26	5:36:22.40	6.918	72.901	164.1	3.9	21.9	21.9	4.0
1974/11/17	0: 4:57.60	7.728	77.614	21.0	4.9	12.0	6.6	0.2
1974/12/14	13:25:55.30	6.379	73.178	1.0	4.6	15.9	7.3	0.4
1975/01/25	2: 8:36.50	7.217	77.714	1.0	6.0	5.4	4.8	0.1
1975/01/25	3:25: 4.00	7.112	77.905	1.0	4.8	13.1	7.2	0.2
1975/10/22	9:44:38.00	6.882	77.558	1.0	5.1	18.0	7.0	0.2
1975/11/27	18:11:30.30	6.709	73.041	161.9	0.0	22.6	22.6	1.1
1975/11/29	9:19:27.80	6.214	76.840	14.0	4.9	15.4	7.6	0.3
1975/11/29	16:18:36.00	3.809	76.327	1.0	5.0	0.0	0.0	4.2
1976/02/13	12:26:29.00	7.208	78.054	22.0	4.5	24.4	11.5	0.6

Tabla 5: Continua Tabla A.3.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1976/07/11	16:54:28.40	7.393	78.324	1.0	6.2	7.2	4.9	0.1
1976/07/11	20:41:47.00	7.403	78.026	3.0	6.1	4.8	4.6	0.1
1976/07/11	22: 3:13.60	7.425	78.361	1.0	5.1	8.5	5.4	0.2
1976/07/12	2:36:12.30	6.983	78.086	5.0	4.9	9.5	5.7	0.2
1976/07/12	6:24:30.50	7.303	77.988	20.0	4.8	13.2	7.2	0.3
1976/07/12	11: 8: 2.40	7.187	78.046	1.0	4.7	12.3	7.4	0.3
1976/07/13	6: 8:36.50	7.569	78.303	1.0	4.8	17.8	7.6	0.3
1976/07/14	1:32:29.60	7.267	78.043	1.0	5.4	11.0	5.9	0.2
1976/07/14	19: 2:48.30	7.287	78.193	15.0	5.0	9.2	5.7	0.2
1976/07/15	0:35:28.00	7.426	78.072	1.0	5.3	8.7	5.4	0.2
1976/07/15	5: 0:29.40	7.618	78.007	1.0	5.1	18.0	7.4	0.4
1976/07/16	8:41:23.80	7.073	77.909	1.0	4.5	15.8	8.4	0.4
1976/07/22	16:35:15.90	7.349	78.268	12.0	5.1	8.7	5.3	0.2
1976/08/03	2:19:20.90	4.954	75.915	107.1	4.7	24.3	14.2	5.5
1976/08/21	16:37:38.00	6.897	77.585	21.0	4.3	25.3	10.9	0.4
1976/09/29	16:48:30.20	5.863	77.435	12.0	5.1	11.7	6.5	0.2
1976/10/12	23:49:34.50	3.521	77.093	75.8	0.0	17.7	9.4	???
1976/11/11	3:16:18.60	4.017	78.155	45.4	5.5	6.7	5.1	24.8
1976/12/09	0:29: 7.30	7.418	77.851	1.0	4.6	17.5	7.5	0.4
1977/02/14	4:45:14.90	4.882	73.252	1.0	0.0	22.9	10.7	0.7
1977/03/01	20:37:22.40	6.255	77.577	1.0	4.9	11.7	6.9	0.2
1977/08/03	2:24:59.90	8.027	77.514	1.0	4.6	9.2	6.3	0.2
1977/08/08	7: 0: 2.20	6.964	77.683	24.0	5.2	7.5	4.7	0.1
1977/08/31	0:42: 0.40	7.337	76.107	1.0	5.7	4.7	4.0	0.1
1977/08/31	1:18:24.00	7.250	76.456	1.0	4.8	11.9	6.6	0.2
1977/08/31	3:56:16.10	7.495	75.966	1.0	0.0	23.7	10.9	0.6
1977/09/01	17:37: 8.20	7.344	76.251	45.0	5.2	9.6	5.0	29.6
1978/01/08	0:56:37.70	5.885	77.620	1.0	4.8	11.8	6.6	0.2
1978/01/21	8:19:24.60	6.274	72.400	1.0	5.1	8.8	6.9	0.2
1978/06/24	3:50:25.20	4.511	76.531	101.2	4.4	21.8	9.9	2.3
1978/07/02	2:49:16.10	6.628	73.085	151.1	5.1	10.6	7.2	26.2
1978/08/08	2:58:31.60	7.142	72.133	1.0	5.0	7.2	5.8	0.2
1978/09/15	19:45:58.10	3.930	76.541	102.2	0.0	19.6	12.9	1.1
1978/09/27	18:56:29.40	6.593	77.497	1.0	0.0	22.9	10.3	0.5
1978/12/29	2: 3:17.70	6.745	77.940	1.0	4.9	14.5	6.0	0.3
1979/03/01	2:41: 8.50	7.003	80.569	5.5	4.8	13.0	6.0	22.7
1979/03/11	12:16:16.10	6.677	72.964	142.1	5.1	5.4	4.8	24.1
1979/03/28	4:18: 3.60	6.084	73.990	102.4	4.8	13.4	6.6	1.1
1979/05/29	12:58:59.40	5.152	75.805	99.9	4.9	9.1	6.1	19.8
1979/09/02	2: 0:12.10	4.151	76.455	103.1	4.7	10.6	6.3	1.2
1979/09/11	14: 2:52.40	4.180	75.507	1.0	4.8	15.3	8.3	0.4
1979/11/21	18:49:58.50	4.520	75.647	32.0	4.4	20.2	17.4	21.6
1979/12/13	2: 1:32.30	3.337	79.215	1.0	4.9	20.0	10.6	0.6
1979/12/17	12:40: 7.10	3.507	78.386	1.0	4.6	22.7	9.0	0.6
1979/12/21	23: 2: 9.40	3.102	77.844	58.0	4.8	18.8	8.5	0.4
1979/12/23	8:47:15.90	3.423	78.378	1.0	5.0	12.0	6.8	0.2
1979/12/30	16:12:19.10	3.068	79.451	1.0	4.8	18.2	7.1	0.4
1979/12/31	11:58:35.60	3.738	78.202	1.0	5.0	14.0	7.3	0.3
1980/01/03	3:37:14.70	3.194	79.281	1.0	4.5	14.7	6.9	0.3
1980/03/09	3:34:50.90	7.452	73.956	101.5	4.9	8.8	6.4	0.9
1980/05/02	1:47: 1.10	7.342	72.238	1.0	5.0	6.4	5.8	0.2
1980/05/25	15:43:23.20	5.389	74.681	1.0	5.0	20.7	13.4	0.6
1980/06/25	22:48:25.10	7.335	72.359	1.0	0.0	16.6	13.3	0.6
1980/07/25	7:26:19.60	3.309	68.818	168.0	4.4	0.0	0.0	13.7
1980/08/31	20: 1:58.20	3.318	79.037	1.0	4.7	11.6	7.1	0.2
1980/09/03	5:34:37.30	7.959	77.814	5.0	4.6	10.8	5.9	0.2
1980/09/03	22:12:37.60	3.262	78.127	22.3	5.7	7.2	4.6	28.8
1980/09/16	12:27:42.40	2.711	79.998	0.9	4.6	23.4	6.9	0.4
1980/10/30	22: 7: 3.60	7.037	72.871	100.9	5.0	10.4	8.3	0.9

Tabla .6: Continua tabla A.3.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1986/01/20	3:41:42.90	7.006	73.159	160.2	0.0	19.0	11.9	14.2
1986/01/30	23:23:26.20	6.934	76.481	12.0	4.8	13.3	5.6	0.3
1986/02/01	0: 0:55.50	7.092	76.376	1.0	4.8	21.4	9.3	0.5
1986/03/04	6:32:48.90	5.229	75.368	1.0	0.0	23.1	18.6	0.0
1986/03/27	4: 4:53.90	3.840	76.090	119.4	4.1	18.1	7.8	21.5
1986/03/27	6: 5:32.80	3.524	76.472	138.5	4.6	13.7	6.2	19.8
1986/03/29	9:48:55.60	4.626	75.625	162.8	5.0	10.6	5.5	24.2
1986/03/31	1:19:23.50	6.764	73.077	160.6	5.0	9.0	5.0	15.1
1986/04/09	8:21:45.80	4.736	75.983	150.5	4.7	17.3	6.7	23.6
1986/04/16	18:59:51.20	3.208	78.458	1.0	4.8	16.7	8.7	0.4
1986/04/25	1:10:36.00	5.401	78.253	10.0	4.7	24.3	7.5	0.4
1986/05/12	21:59:56.70	6.906	73.066	140.2	4.8	14.1	10.4	26.1
1986/06/07	16:37:45.10	6.661	72.919	150.4	4.6	17.3	8.2	14.5
1986/06/26	23:14:31.20	6.548	73.220	152.5	4.7	20.3	8.6	11.0
1986/06/29	20:11:49.10	6.670	72.991	156.3	5.2	4.5	4.3	13.3
1986/07/07	21:22:21.10	5.111	77.549	22.0	5.2	6.7	4.1	0.1
1986/09/07	0: 8:37.00	6.745	73.000	154.0	4.0	16.1	9.1	17.8
1986/09/08	6: 3:29.60	6.877	73.150	150.3	4.3	24.7	7.5	9.5
1986/10/07	6:42: 8.80	6.794	73.120	146.0	4.9	10.9	5.2	16.3
1986/10/17	16:45:10.50	6.665	73.042	153.9	5.0	12.3	5.8	13.4
1986/10/31	7: 5:51.60	7.024	72.906	144.9	5.1	10.1	4.4	18.5
1986/11/18	19:51:39.50	6.743	73.222	167.0	4.7	12.6	9.7	15.9
1986/12/01	9:21: 3.50	6.775	73.344	159.5	0.0	23.3	11.1	1.2
1986/12/10	12:57:29.50	6.892	76.392	40.2	4.3	19.0	7.6	26.5
1987/01/20	3:58:56.60	7.038	72.134	1.0	4.8	7.8	7.5	0.2
1987/01/31	18:55: 8.80	5.323	80.138	1.0	4.5	24.4	9.2	0.4
1987/02/10	2:48:59.90	2.979	79.260	43.5	5.1	7.7	4.3	18.2
1987/02/11	22:22:58.80	2.899	79.536	10.0	4.5	18.2	7.8	0.5
1987/03/06	17:10:48.40	7.221	75.995	1.0	0.0	26.0	10.8	0.7
1987/03/07	0:23:37.30	6.860	73.001	144.3	4.5	16.2	6.4	16.5
1987/03/07	1:37:22.00	6.833	73.087	153.5	4.7	12.2	4.4	18.6
1987/03/20	14:33:18.20	6.985	72.899	136.5	4.3	16.4	8.5	19.4
1987/03/22	7:17:31.00	6.782	73.095	149.3	4.6	12.8	5.3	17.3
1987/04/09	14:13: 6.40	6.849	73.041	147.1	4.6	13.5	5.9	29.4
1987/05/10	17:43:50.30	6.745	73.128	152.4	4.7	15.7	6.6	16.5
1987/06/24	19:54: 7.40	6.857	76.392	1.0	5.4	4.8	3.5	0.1
1987/06/29	22: 4:56.90	7.208	74.712	75.3	4.3	25.2	10.5	0.3
1987/07/25	22: 9:37.50	6.761	73.100	139.2	4.7	15.8	6.1	12.0
1987/09/09	11:43: 3.60	6.851	73.318	152.9	4.5	16.9	9.4	9.0
1987/09/10	10:32:32.20	6.903	73.366	147.1	4.6	13.8	8.7	16.6
1987/10/23	10:13: 7.70	6.845	72.759	136.4	4.6	18.9	12.3	20.6
1987/11/01	21: 3:34.70	6.828	73.455	218.4	4.3	22.7	12.6	21.8
1987/11/02	9: 9:14.00	6.771	73.154	148.2	4.5	20.3	6.9	7.6
1987/11/10	16:15:30.80	6.838	76.247	1.0	4.8	17.3	8.9	0.3
1987/11/11	16: 9:44.40	6.753	76.502	1.0	4.8	11.0	5.7	0.2
1987/11/14	15: 8:21.80	6.808	73.150	157.4	4.8	16.5	6.7	12.9
1987/11/18	2:23:44.90	6.884	72.819	140.8	4.1	15.5	11.3	17.8
1987/12/01	10: 1:53.20	5.615	78.518	8.0	4.7	13.0	4.9	0.2
1987/12/08	16:33:49.00	8.042	74.357	71.6	4.2	20.9	10.0	4.8
1987/12/30	8:31:20.00	6.820	72.898	141.5	0.0	20.8	14.3	12.5
1988/01/18	7:35:16.60	6.881	72.973	145.1	4.8	13.8	6.9	18.6
1988/02/02	23:46:17.00	6.904	73.046	151.0	5.1	12.0	5.3	16.1
1988/02/20	22:51:11.20	4.560	73.881	15.0	4.9	10.7	6.9	0.3

Tabla .7: Continua Tabla A.3.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1988/02/27	4:50:26.70	6.820	73.070	150.4	4.9	11.5	5.4	16.9
1988/03/09	17:29:49.40	7.176	72.856	137.8	4.6	15.1	7.8	14.6
1988/03/20	4: 8:26.30	4.443	73.833	14.0	4.8	14.8	8.7	0.5
1988/03/23	5:31:45.80	4.577	73.952	1.0	3.8	14.5	12.6	0.0
1988/03/27	9: 9:34.40	3.887	77.152	64.8	4.8	11.7	6.6	12.7
1988/03/27	18:57:29.80	6.931	72.876	140.4	4.5	19.5	11.6	16.9
1988/04/15	2:19:56.00	8.575	72.842	107.0	4.3	16.0	10.9	22.7
1988/05/04	8:33:35.10	6.966	72.728	130.3	0.0	19.8	12.4	18.0
1988/06/02	3: 3:29.50	6.922	73.015	149.3	4.9	11.1	5.4	14.5
1988/06/24	10:30:30.40	6.847	73.018	148.1	4.2	14.9	7.5	17.5
1988/06/30	0:11:11.00	6.700	73.255	151.6	4.5	21.1	10.9	2.7
1988/07/17	21:23: 9.90	6.890	73.003	150.4	4.8	10.2	4.5	16.2
1988/07/18	7:10:48.90	6.851	72.972	143.7	4.4	13.8	6.4	18.3
1988/08/09	20: 5:25.40	5.434	78.245	11.0	4.7	19.1	5.0	0.3
1988/08/14	14:58:21.40	7.166	79.756	1.0	4.4	18.0	7.1	0.3
1988/11/03	1: 9:40.00	6.913	72.992	141.0	3.8	18.6	9.5	17.6
1988/11/10	15:42:16.80	3.821	75.277	1.0	4.1	17.1	12.0	0.0
1988/11/23	8:52:31.80	7.007	72.905	145.8	4.8	20.0	12.5	20.7
1988/12/11	18: 4:35.30	9.058	77.831	50.9	4.7	15.6	7.9	27.4
1988/12/21	16:37:56.80	6.940	72.827	140.2	3.8	20.1	12.1	21.0
1988/12/28	2: 9:35.80	6.970	72.756	131.1	4.4	20.2	12.1	21.5
1988/12/31	20:58:31.90	5.077	75.766	125.5	4.9	8.5	4.9	21.6
1989/01/05	6:39:35.00	8.773	77.509	38.8	4.8	10.0	5.4	16.0
1989/01/07	9:39:32.70	6.876	72.982	152.6	4.8	13.9	6.8	17.5
1989/01/30	7:45:42.90	7.781	72.082	29.7	5.4	6.9	4.2	23.3
1989/02/11	0:52:23.80	6.826	73.010	164.2	4.3	19.2	8.6	15.9
1989/02/15	10:46: 6.60	5.949	77.460	1.0	4.7	14.2	6.8	0.3
1989/02/23	3: 5:39.80	3.067	78.490	21.0	4.8	9.3	5.7	22.5
1989/02/27	23:46:22.50	6.819	72.993	138.6	4.6	15.5	6.5	17.1
1989/03/24	9:49:35.10	6.758	76.567	14.0	4.0	18.3	8.5	0.5
1989/03/25	16:31:43.10	6.867	73.042	158.7	4.7	10.0	4.3	14.5
1989/03/26	23:58:55.70	5.496	77.589	10.0	4.6	22.4	9.4	0.5
1989/03/31	5:46: 1.30	5.357	77.502	42.7	4.7	19.0	11.6	25.0
1989/04/19	23:54:42.30	7.100	73.159	1.0	0.0	23.5	11.3	0.5
1989/04/20	12:13:54.50	7.014	76.249	1.0	4.2	18.8	8.5	0.5
1989/05/02	1: 6:12.70	7.012	76.392	45.7	3.6	24.2	10.2	21.6
1989/05/05	8:11:37.10	3.016	76.284	0.9	0.0	17.1	12.1	0.0
1989/05/31	4:15:12.40	6.712	73.083	145.7	5.0	10.2	5.5	20.2
1989/06/19	6: 3:59.50	6.762	74.004	117.7	4.3	15.8	10.4	0.4
1989/06/26	12:21: 6.80	6.763	72.805	140.4	4.6	18.1	12.0	20.3
1989/06/28	15:16:20.70	4.508	76.200	143.3	4.5	14.3	6.0	26.5
1989/08/22	0:42: 5.10	6.671	73.062	177.1	4.9	7.0	4.4	13.2
1989/08/22	2:23:34.00	6.745	73.120	180.9	4.8	13.0	6.0	13.5
1989/10/02	15:22: 0.80	4.864	78.354	20.0	4.6	24.0	6.7	0.3
1989/10/30	18:12:12.50	6.140	75.760	88.0	4.4	15.7	12.7	16.1
1989/11/01	7:11:40.50	7.211	81.064	19.3	4.8	17.0	7.6	0.9
1989/11/25	11:53:42.60	6.809	73.069	149.2	4.5	15.1	8.1	29.1

Tabla .8: Continua Tabla A.3.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD (Joint Hypocentral Dtermination) NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1990/01/01	18: 3:17.80	6.674	73.083	147.7	5.3	10.0	5.8	24.0
1990/01/10	2:57:51.90	5.510	75.954	77.1	5.0	9.5	4.9	15.1
1990/01/14	0:25:29.90	6.908	73.645	253.9	4.5	19.6	13.0	17.1
1990/02/06	22:52:22.70	6.689	73.133	184.0	4.9	16.1	7.6	19.8
1990/04/13	15:25: 3.20	3.802	76.253	150.8	4.6	14.8	7.2	19.6
1990/04/22	5:54:23.80	6.673	73.129	162.3	5.0	9.9	5.4	24.8
1990/06/23	6:32: 2.90	6.649	73.079	148.6	5.2	9.8	6.2	14.4
1990/06/23	16:35:10.60	6.298	73.285	143.9	4.7	18.2	8.5	15.7
1990/06/24	12:16:31.30	6.849	73.025	157.3	4.7	12.5	5.4	17.7
1990/08/18	5:30:48.10	6.866	72.925	140.7	4.7	16.5	9.4	19.3
1990/08/20	18:29:48.30	6.675	76.901	44.2	4.6	14.7	7.1	23.8
1990/10/16	4:30:45.70	6.624	76.481	1.0	4.4	25.6	10.0	0.6
1990/11/23	22:35:33.60	4.689	75.584	137.8	5.7	4.8	3.3	13.9
1990/12/03	0:38:35.30	6.657	72.957	141.7	4.9	7.4	4.3	16.2
1990/12/31	2:38:42.50	6.816	72.772	158.1	5.2	7.8	4.6	15.7
1991/01/15	1:45:32.00	6.806	72.883	158.5	4.5	18.5	9.9	24.1
1991/01/23	1: 5: 8.20	4.820	72.225	124.6	4.9	8.8	5.5	17.9
1991/01/26	23:32:10.50	7.659	72.418	164.4	4.3	19.3	12.8	2.0
1991/02/14	7:34:59.50	4.957	76.287	100.1	4.8	8.2	5.0	0.7
1991/02/14	7:56:41.40	4.721	76.069	106.3	4.5	24.2	12.7	3.1
1991/02/15	13:48: 5.80	5.829	77.990	1.0	4.6	18.9	8.8	0.4
1991/03/10	12:28:26.20	4.684	76.611	78.0	5.0	8.7	5.3	12.4
1991/04/17	1:16: 9.80	6.945	72.875	139.7	4.7	19.0	10.5	19.3
1991/06/04	19: 9:42.20	5.512	77.950	10.0	4.8	18.1	8.8	0.4
1991/06/06	3:41:52.90	6.940	72.957	146.4	4.5	17.8	8.3	18.1
1991/06/25	3:21:13.80	6.866	72.955	141.1	4.1	18.3	10.5	17.8
1991/06/25	23: 6:56.30	5.338	73.023	4.1	5.1	7.6	5.0	24.7
1991/06/29	21:25:16.90	6.885	72.983	146.6	4.6	15.4	6.9	17.5
1991/06/30	13:17:57.80	8.152	74.730	23.8	4.8	7.8	4.2	25.4
1991/07/04	19: 5:29.60	6.816	73.144	146.4	4.5	15.9	6.5	15.9
1991/09/06	15:49:48.40	6.872	73.061	151.2	4.9	12.6	6.8	15.5
1991/10/18	14:50:38.00	6.440	77.691	25.4	4.7	20.1	6.1	0.3
1991/11/13	20:27:31.40	3.079	78.680	26.1	5.2	6.7	4.0	0.1
1991/11/19	22:28:51.00	4.522	77.378	23.6	6.4	5.3	3.2	14.8
1991/11/24	2:38:20.10	4.725	77.620	18.6	4.6	11.7	5.3	27.1
1991/11/27	11:45:16.70	4.663	77.564	22.4	5.1	8.6	3.8	20.8
1991/12/01	0:46: 3.50	4.692	77.538	33.6	4.8	8.8	4.6	22.3
1991/12/19	22:27: 1.50	7.652	72.495	1.0	4.5	14.3	8.8	0.4
1992/01/08	8:48:11.40	6.933	72.911	132.2	4.0	18.0	9.9	19.1
1992/01/10	6:10:34.20	6.866	76.315	1.0	4.9	10.0	4.9	0.2
1992/02/06	22:21:34.40	8.106	72.828	153.7	4.5	6.8	5.6	21.5
1992/03/07	1:10: 6.00	6.720	72.989	154.6	4.8	6.4	4.0	17.8
1992/04/08	5:30: 3.50	3.231	76.313	49.7	4.1	14.7	6.2	5.4
1992/05/26	11:59:35.50	6.873	73.038	151.4	5.1	14.3	6.2	18.6
1992/07/18	1:40:55.60	4.566	75.666	143.6	4.7	9.0	4.1	23.3
1992/07/29	4:23: 1.70	6.955	72.938	142.8	4.8	16.0	6.7	19.8
1992/08/05	14: 1:45.40	6.917	73.004	147.3	4.8	15.7	7.1	20.0
1992/08/15	19: 2: 8.40	5.116	75.639	115.4	5.7	4.0	3.3	16.8
1992/09/15	2:15:36.90	8.417	71.975	1.0	4.5	18.5	8.7	0.4
1992/09/20	2:47:47.40	6.685	72.447	117.9	4.2	20.9	11.7	21.3
1992/10/17	4:34:30.00	6.930	72.902	150.5	4.4	17.0	8.2	20.5
1992/10/17	9: 6:32.50	6.705	76.808	41.0	5.1	15.5	7.0	26.7
1992/10/18	10:51:20.30	6.998	76.475	10.0	5.2	7.8	4.2	0.1
1992/10/18	15:34:28.30	6.982	76.882	101.0	5.2	12.3	6.4	0.2
1992/10/18	18:27:33.10	6.979	76.835	30.0	5.5	6.3	3.4	24.2
1992/10/18	19: 7:13.70	6.533	76.245	14.2	5.1	10.5	7.1	0.3
1992/10/18	20:10:53.90	7.438	76.570	12.8	5.1	7.5	4.1	0.1
1992/10/19	3:58:51.30	6.784	76.785	10.0	5.0	6.5	4.0	0.1

Tabla .9: Continua Tabla A.9.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1992/10/19	5: 4: 6.60	7.406	76.591	36.3	5.3	6.6	3.3	27.8
1992/10/19	6:35:50.70	6.969	76.850	15.1	4.7	13.0	4.8	0.2
1992/10/19	15:23:20.80	6.881	76.510	10.0	4.8	21.5	16.1	0.2
1992/10/19	15:54:30.20	7.284	76.734	10.0	4.6	20.2	7.4	0.4
1992/10/19	19:56:31.60	6.986	76.835	10.0	5.3	6.6	4.2	0.1
1992/10/24	15:32:36.70	7.172	76.448	1.0	4.4	18.7	11.6	0.4
1992/10/29	21:56:15.10	7.287	76.654	52.3	4.9	9.2	4.4	15.9
1992/11/26	13:42:22.80	7.232	72.848	119.1	4.6	17.5	6.9	21.7
1992/12/24	18:25:37.20	7.324	76.471	1.0	4.6	17.0	10.4	0.4
1992/12/28	9:59:21.90	6.929	72.847	117.0	4.1	20.9	12.3	20.5
1992/12/31	1:28: 8.90	6.680	72.925	160.0	4.9	6.7	3.8	17.0
1993/01/15	20: 3:14.50	7.371	76.433	1.0	4.4	21.1	10.4	0.6
1993/04/22	6:21: 6.20	4.370	76.399	115.0	4.5	24.6	8.8	2.6
1993/05/03	21: 0:15.00	6.950	72.941	151.8	4.9	15.7	5.4	17.5
1993/05/23	7:34: 3.60	6.688	73.030	150.2	4.9	12.1	6.3	23.6
1993/06/07	10:47:49.40	5.192	74.730	1.0	4.0	12.4	9.2	0.6
1993/07/30	9:29:37.00	6.791	73.426	160.2	4.3	16.0	9.4	26.6
1993/08/08	15:11:21.00	7.271	81.284	1.0	4.5	12.9	5.3	0.2
1993/10/08	5:46:35.40	6.722	73.159	191.1	4.6	12.8	5.3	24.6
1993/11/06	2:32:34.00	6.960	73.006	148.6	4.6	13.4	5.4	17.0
1993/11/06	4:43:58.80	6.734	73.273	180.6	4.2	14.3	5.7	22.7
1993/11/18	14:55:10.10	6.819	74.729	51.5	4.7	10.2	6.6	22.2
1993/11/26	22:20:38.30	6.896	73.011	147.0	4.7	10.9	4.5	15.5
1993/11/27	16: 7:55.60	6.685	72.947	147.3	4.5	17.8	11.9	19.0
1993/12/03	13:16:15.70	4.830	75.446	134.9	4.6	17.4	9.5	21.5
1994/01/02	5:55:45.10	6.881	73.017	155.5	4.4	13.3	5.6	17.6
1994/02/07	12:50:14.90	5.882	75.852	42.1	4.6	13.7	6.0	28.5
1994/02/18	10:15:55.00	6.505	73.221	175.7	4.9	8.5	4.5	15.8
1994/02/20	2:53:58.00	6.845	73.158	144.6	4.4	25.9	6.8	1.3
1994/02/26	11:52:56.50	6.899	73.069	158.9	4.9	8.4	4.2	14.1
1994/02/28	4:55:12.50	5.004	75.914	112.5	3.6	21.2	9.3	17.7
1994/03/28	19:27:35.50	6.719	73.201	194.4	4.7	13.6	6.6	28.0
1994/04/14	5:47:57.60	6.864	73.060	157.9	4.8	11.5	5.1	1.2
1994/05/31	17:41:55.80	7.458	72.056	12.5	6.3	4.8	2.8	0.7
1994/06/03	11:25: 6.60	3.525	78.783	8.5	5.9	3.9	2.5	18.1
1994/06/05	23:59: 7.60	6.793	72.994	149.6	4.4	17.4	7.3	18.4
1994/07/03	15:40:42.00	6.868	73.002	149.7	4.5	12.7	6.7	16.6
1994/08/11	8:39: 1.90	7.888	72.083	1.0	4.6	8.2	5.6	0.2
1994/08/24	5:56:22.30	6.700	73.189	196.8	4.6	10.3	4.4	22.0
1994/08/25	16:19:56.50	6.853	73.013	185.6	4.6	12.1	7.4	26.2
1994/09/13	10: 1:30.70	7.062	76.670	5.1	5.8	3.5	2.4	21.1
1994/09/22	4:53:43.70	7.251	79.809	21.5	4.5	13.2	4.7	29.8
1994/09/29	3:31:54.70	6.789	73.067	156.3	4.4	15.3	7.4	18.0
1994/10/16	12:31:54.30	5.585	79.422	1.5	4.9	17.8	6.1	28.7
1994/11/02	4:55:16.40	5.181	76.350	93.4	4.5	9.3	7.8	12.5
1994/11/06	1: 9: 3.90	6.788	73.080	157.0	4.8	11.6	5.7	16.6
1994/12/10	15:24:19.80	7.019	72.882	162.3	5.0	6.5	3.1	12.4
1995/01/19	15: 5: 7.20	4.981	73.048	51.1	6.3	3.6	2.5	10.4
1995/01/19	17:34:55.10	4.930	73.219	38.2	4.9	12.2	4.2	29.0
1995/01/20	13:59:22.70	5.165	72.991	53.6	5.1	6.7	3.3	14.5
1995/01/21	9:18:20.20	5.011	73.024	48.9	5.3	6.2	3.1	13.3
1995/01/22	10:41:30.10	5.100	73.029	39.3	5.5	3.9	2.6	17.9
1995/01/23	0:36:52.20	5.146	73.067	32.3	4.6	13.1	5.1	29.0
1995/01/23	8: 1: 1.10	4.980	73.199	47.5	4.7	13.0	4.3	24.6
1995/01/28	12:18: 1.70	5.555	73.707	1.0	4.7	8.4	5.7	0.2
1995/01/30	16:28: 5.90	7.027	72.889	154.0	4.3	20.8	4.8	19.4
1995/02/23	15:44:25.20	6.782	73.095	173.8	4.7	10.2	4.1	17.5
1995/03/14	0:43:21.50	6.651	73.074	150.8	4.4	9.4	5.6	15.9

Tabla .10: Continua Tabla A.3.

CATALOGO DE EVENTOS RELOCALIZADOS CON JHD NOROESTE DE COLOMBIA 3°N - 9°N								
EVENTO	HORA	LOCALIZACIÓN		H km	m _b	Elipsoide de errores		
		LAT N	LON W			Eje mayor km	Eje menor km	prof. km
1995/03/19	22:26: 2.80	6.723	73.155	207.7	4.3	15.5	6.8	23.0
1995/04/06	19:26:22.50	5.263	72.941	24.2	4.5	9.1	5.6	24.3
1995/04/22	17:32: 0.40	6.926	72.965	158.9	4.6	10.6	4.6	18.1
1995/04/23	23:55:42.40	5.238	72.468	46.6	5.3	6.0	3.1	15.0
1995/06/04	17:39:32.40	4.867	74.505	40.0	4.9	19.9	13.6	14.1
1995/07/05	18:17: 3.40	4.952	73.394	38.4	4.8	20.0	7.4	19.7
1995/08/09	10:29:46.00	6.933	72.985	145.3	4.1	19.7	8.8	15.6
1995/08/15	3:18:11.10	6.815	73.024	153.8	4.1	19.3	8.2	15.2
1995/09/01	4:54:25.70	7.149	77.885	42.4	4.6	9.7	5.0	20.1
1995/10/09	14:36:23.30	6.893	72.986	155.1	4.5	15.8	6.4	9.0
1995/12/08	20: 0:16.80	6.879	72.946	147.7	4.4	14.6	7.6	19.1
1995/12/10	0: 4:43.40	6.448	73.041	154.9	4.1	18.2	7.4	12.5
1995/12/11	6:43:36.20	7.131	73.127	122.3	4.4	13.6	5.2	19.2
1996/01/08	8: 0:13.40	6.758	73.046	161.1	4.8	10.2	4.9	13.3
1996/01/10	13:31:40.00	6.021	73.112	102.3	4.0	13.9	5.5	8.0
1996/01/25	9:13:59.50	7.161	80.315	1.0	4.6	11.1	5.8	0.2
1996/02/18	5:38:51.70	6.828	73.064	151.6	4.2	24.2	9.4	13.4
1996/02/23	4: 7:14.20	4.257	78.700	19.7	4.6	10.1	4.5	29.0
1996/03/03	19:51:37.80	7.171	73.259	157.9	4.0	21.8	8.1	5.8
1996/03/04	3:52: 9.00	6.767	73.187	160.1	4.1	16.8	6.6	16.9
1996/03/12	15:52:57.40	6.839	73.024	149.2	4.3	16.5	6.7	17.8
1996/03/23	3: 5:52.50	8.533	72.556	183.9	4.3	8.5	4.4	25.3
1996/06/11	16:57:37.90	6.993	74.607	84.0	4.9	9.0	4.4	25.0
1996/07/27	0:36:55.10	5.828	77.787	10.0	4.7	14.2	5.6	0.2
1996/08/06	17: 1:34.90	7.147	75.218	66.2	4.4	13.9	6.7	23.8
1996/11/18	19:54:36.60	8.059	73.235	76.0	0.0	20.4	10.8	16.0
1996/11/22	1: 8: 5.50	6.077	74.221	30.5	4.7	10.3	6.1	28.3
1996/12/04	16: 2:51.20	4.269	76.564	104.2	4.5	11.8	7.9	0.0
1996/12/05	14:59:47.50	4.877	78.517	10.0	4.8	13.4	5.0	0.2
1996/12/12	7:13: 3.90	6.699	73.187	189.4	4.1	12.1	6.2	27.9
1996/12/26	18:44:11.30	6.701	76.411	1.0	4.1	16.0	7.4	0.3
1997/01/01	4:35:51.20	6.678	72.892	166.8	5.0	6.2	4.4	17.8
1997/02/18	0:54:39.10	4.602	76.344	98.8	3.8	22.3	11.2	9.2
1997/03/07	4:13:45.20	7.616	77.082	1.0	3.9	20.5	8.9	0.3
1997/03/07	17:27:54.60	6.624	72.988	157.0	4.7	7.4	4.4	15.2
1997/03/10	14:17:43.20	5.181	72.841	20.3	4.9	10.0	5.3	29.1
1997/04/04	7:53: 8.80	8.281	77.014	1.0	3.6	21.7	9.0	0.4
1997/04/07	7: 1: 9.90	4.496	77.519	1.0	3.5	16.1	7.6	0.3
1997/04/16	9:15:56.40	7.010	80.665	10.0	3.9	18.2	6.4	0.3
1997/05/11	13:20:51.70	5.712	72.652	39.1	4.6	11.4	5.2	25.9
1997/05/11	18:16:57.60	6.646	73.008	153.6	4.8	7.0	4.2	15.0
1997/06/11	7: 7:35.80	6.660	73.009	157.0	4.9	7.9	4.7	21.7
1997/06/11	19:11: 0.70	6.734	72.952	156.8	4.9	7.0	3.9	21.5
1997/06/18	22:35:15.50	4.389	76.231	37.5	4.0	11.2	8.4	14.8
1997/07/03	4:47:22.30	3.111	79.214	63.4	4.6	12.2	5.3	21.7
1997/07/17	12:45:37.40	3.843	74.058	46.7	4.9	9.1	4.1	16.3
1997/08/07	13:12:37.10	3.220	76.918	103.4	4.1	24.9	8.1	1.6
1997/10/13	0: 1:26.90	5.560	79.713	1.0	4.3	13.9	6.9	0.3
1997/10/17	4: 1: 4.50	5.804	77.547	10.0	4.5	9.9	4.6	0.2
1997/10/20	10:55:18.40	4.866	76.160	98.4	0.0	12.6	7.0	9.3
1997/11/02	21:54: 1.20	4.965	77.321	63.4	4.8	8.6	5.0	15.6
1997/12/10	20:12:14.80	4.696	76.097	101.5	4.5	11.1	5.8	0.2
1998/03/05	20:59:18.50	5.984	77.455	1.0	3.7	20.7	9.0	0.4
1998/03/06	9:37:29.50	6.117	73.961	59.6	5.0	10.6	4.0	17.8
1998/03/08	4:59: 9.90	6.162	73.877	47.9	5.1	9.3	4.5	25.3

Al estudiante de Doctorado, Msc. David Escobedo Zenil por su permanente asesoría en el uso e interpretación del algoritmo BWIDC84, inversión de forma de ondas de cuerpo-método de Nábelek y el algoritmo JHD89, sin su apoyo y sincero compañerismo hubiese tenido más tropiezos.

Al estudiante de Doctorado, Msc Carlos Fuentes Vargas por su asesoría con el programa GMT y el uso del shell en Unix y su excelente compañerismo.

A la estudiante de maestría Ing. Caridad Cárdenas, por su valiosa colaboración con los programas para ajustar arcos a trincheras sinuosas.

Al Ing. Manuel Velázquez O., por su valiosa colaboración en los requerimientos para el uso del centro de computo del IGF.

Al comité de sinodales: Dr. Cinna Lomnitz A., Dr. Javier Pacheco Alvarado, Dr. Jaime Urrutia F., Dr. Vladimir Kostoglodov y el Msc Miguel Rodriguez, quienes con sus acertadas correcciones y recomendaciones, me permitieron llevar a feliz término esta tesis.

A los investigadores y profesores del Instituto : Dr. Krishna Singh, por su curso de Sismología II, Dr. Javier Pacheco A., por su curso de Sismología I, Dr. Carlos Valdés G., por su curso de Sismología Volcánica y por su asesoría en mi tesis, Dr. Francisco Sanchez Sesma, por su curso de Elastodinámica; quienes me dieron las bases para empezar el camino de la investigación.

Mi reconocimiento muy especial por su ejemplo de trabajo y dedicación al Dr. Takeshi Mikumo, quien siempre fue un émulo y guía de como se debe investigar; gracias por sus seminarios de Física de la Fuente Sísmica.

Familiares

A mi hermano Johnny por su apoyo moral y económico para realizar mi maestría, al igual que el apoyo moral que siempre recibí de mi hermana Lucero y mi hermano Oscar.

Personal del posgrado

A Norma Bravo, Aracelli y Maru por su apoyo en los trámites requeridos en nuestro diario quehacer académico y sin el cual no sería posible llevar a feliz término la maestría.

Reconocimientos

Intitucionales

Al estado colombiano, quien a través de la Universidad del Quindío me otorgó la comisión de estudios con la que realicé ésta Maestría.

Al estado mexicano, quien a través del Instituto de Geofísica de la UNAM me dió la formación científica y académica para culminar esta etapa de mi proceso de formación como investigador.

Al Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química-INGEOMINAS y la Red Sismológica nacional de Colombia RSNC, subdirección de Geofísica, bajo la dirección del Msc. Julian Escallon S. por su valiosa colaboración en el suministro de los datos que se utilizaron en la realización de esta tesis; al personal de la misma, en especial al jefe de la Red Msc. Anibal Ojeda, a Cristina Dimaté por sus valiosas recomendaciones y colaboración con la base de datos de la RSNC; al personal de computo en especial a Deissy Sarmiento, quien con paciencia y diligencia bajó la base de datos requerida para la zona de estudio, al igual la colaboración de Msc. María Luisa Bermudez egresada del IGF-UNAM, quien me colaboró con la base de datos de la RSNC.

A la agencia IRIS por el suministro de las trazas telesísmicas para la realización de la Inversión de forma de onda, a las agencias NEIC, ISC por el libre uso de sus catálogos y a la Universidad de Harvard, quien siempre permitió el flujo permanente de datos permanentes del web.

Investigadores y estudiantes

Al Dr. Cinna Lomnitz Aronsfrau, quien dirigió y siempre me apoyó en la ejecución de esta tesis.

Mi reconocimiento muy especial al Dr. Javier Pacheco Alvarado, por su magnífica y acertada asesoría en la realización de esta tesis; sin su apoyo desinteresado y sus valiosas recomendaciones me hubiese sido más difícil alcanzar los objetivos planteados.

Al Dr. Marcos Guzman-Speziale, por su asesoría y el suministro de los algoritmos Slice, Sweep, Back-hem, para hallar secciones hipocentrales y proyección de mecanismos focales.

Al estudiante de Doctorado, Msc. David Escobedo Zenil por su permanente asesoría en el uso e interpretación del algoritmo BWIDC84, inversión de forma de ondas de cuerpo-método de Nábelek y el algoritmo JHD89, sin su apoyo y sincero compañerismo hubiese tenido más tropiezos.

Al estudiante de Doctorado, Msc Carlos Fuentes Vargas por su asesoría con el programa GMT y el uso del shell en Unix y su excelente compañerismo.

A la estudiante de maestría Ing. Caridad Cárdenas, por su valiosa colaboración con los programas para ajustar arcos a trincheras sinuosas.

Al Ing. Manuel Velázquez O., por su valiosa colaboración en los requerimientos para el uso del centro de cómputo del IGF.

Al comité de sinodales: Dr. Cinna Lomnitz A., Dr. Javier Pacheco Alvarado, Dr. Jaime Urrutia F., Dr. Vladimir Kostoglodov y el Msc. Miguel Rodríguez, quienes con sus acertadas correcciones y recomendaciones, me permitieron llevar a feliz término esta tesis.

A los investigadores y profesores del Instituto : Dr. Krishna Singh, por su curso de Sismología II, Dr. Javier Pacheco A., por su curso de Sismología I, Dr. Carlos Valdés G., por su curso de Sismología Volcánica y por su asesoría en mi tesis, Dr. Francisco Sanchez Sesma, por su curso de Elastodinámica; quienes me dieron las bases para empezar el camino de la investigación.

Mi reconocimiento muy especial por su ejemplo de trabajo y dedicación al Dr. Takeshi Mikumo, quien siempre fue un émulo y guía de como se debe investigar; gracias por sus seminarios de Física de la Fuente Sísmica.

Familiares

A mi hermano Johnny por su apoyo moral y económico para realizar mi maestría, al igual que el apoyo moral que siempre recibí de mi hermana Lucero y mi hermano Oscar.

Personal del posgrado

A Norma Bravo, Aracelli y Maru por su apoyo en los trámites requeridos en nuestro diario quehacer académico y sin el cual no sería posible llevar a feliz término la maestría.

Agradecimientos

Quisiera expresar mi más sinceros agradecimientos a mis compañeros, estudiantes del Sismología del Intituto, por su excelente compañerismo y el haberme hecho sentir como si estuviera en mi propia casa.

A los compañeros de maestría, Antonio Perez Soto, Leobardo Salazar, Alex Onar y Andrés Pech, con quienes compartimos todos los cursos de la maestría y con quienes siempre nos llevamos en excelente cooperación y apoyo en nuestros quehaceres académicos; gracias por su amistad.

A los infallibles del “ TINTICO”, Dr. Raúl Valenzuela, Jaime Dominguez R., David Escobedo Z., Alejandro Hurtado , Ricardo Barrón, Antonio Perez, Guillermo Pomposo, Miguel Santoyo, con quienes siempre compartimos momentos de relax , buenas sesiones de chistes y los respectivos comentarios de la política de nuestro tercer mundo.

Mi especial agradecimiento por su apoyo al compañero Msc Jaime Dominguez R, con quien siempre discutimos temas de Sismología , de cultura general y de la política Latinoamericana.

Finalmente expreso aquí mis agradecimientos al pueblo de México por haberme hecho sentir en un ambiente muy Latinoamericano.