

ACTIVIDAD SÍSMICA Y TASA DE DEFORMACIÓN SISMOTECTÓNICA EN LA ZONA DEL VIEJO CALDAS, COLOMBIA

por

Lina María Tabares Ocampo¹, Héctor Mora Páez¹, Elkin de Jesús Salcedo Hurtado²

Resumen

Tabares Ocampo, L.M., Mora Páez, H., & E. Salcedo Hurtado: Actividad sísmica y tasa de deformación sismotectónica en la zona del Viejo Caldas, Colombia. Rev. Acad. Colomb. Cienc. 23(88): 359-373. ISSN 0370-3908.

La región del Viejo Caldas, afectada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Suramericana, se caracteriza por la ocurrencia de sismos profundos y destructivos. En este artículo se evalúa la actividad sísmica y la tasa de deformación sismotectónica a partir de relaciones empíricas existentes, empleando información sismológica profunda y solución de mecanismos focales. Los resultados obtenidos, concordantes con los obtenidos a partir de las mediciones geodésicas realizadas en las campañas de GPS del Proyecto CASA, muestran que bajo el Viejo Caldas la placa de Nazca presenta esfuerzos distensivos, y se está moviendo a una velocidad de 41 mm/año con un azimut de 133°, factores que generan actividad sísmica alta y probabilidad de ocurrencia de un sismo con magnitud $m_b \geq 7,4$.

Palabras clave: Actividad sísmica, deformación sismotectónica, sismicidad, mecanismos focales, GPS, subducción, Viejo Caldas.

Abstract

The Viejo Caldas Region, affected by the Nazca Plate subduction underneath the South American Plate, is characterized by the occurrence of deep and destructive earthquakes. This paper evaluates the seismic activity and the seismotectonic strain rate on the basis of existing empirical relationships, using deep seismological information and focal mechanism solutions. The results obtained, that are in agreement with those from the geodetic measurements carried out in the GPS CASA campaigns, show that under the Viejo Caldas Region the Nazca Plate has extensional stress, and is moving 41 mm/yr with an azimuth of 133°, factors that generate high seismic activity and possibility of occurrence of an earthquake with magnitude $m_b \geq 7,4$.

Key Words: Seismic activity, seismotectonic deformation, seismicity, focal mechanisms, GPS, subduction, Viejo Caldas.

1 INGEOMINAS, Unidad Operativa Observatorio Vulcanológico y Sismológico, A.A 1296, Manizales

2 Universidad del Valle, Departamento de Geografía, Ciudad Universitaria, A.A.25360, Cali

1. Introducción

Un sismo es un movimiento o una serie de movimientos transitorios y repentinos del terreno, originados en una región limitada de la corteza terrestre, el cual se propaga desde su origen en todas direcciones como resultado del proceso de deformación tectónica (**Kostrov & Das**, 1988).

El estudio de los esfuerzos, de la deformación acumulada y de la actividad sísmica son de gran importancia para entender tanto los mecanismos de la tectónica de placas en un área determinada como los sismos generados, permitiendo determinar fuentes, comportamientos, magnitudes probables y así establecer planteamientos hipotéticos de generación de sismos, contribuyendo a la planificación del territorio y construcción de obras de infraestructura bajo el marco de la predicción como medio de mitigación del riesgo sísmico.

Con este propósito, se describen en este artículo, para la zona del Viejo Caldas, metodologías para la valoración cuantitativa de la actividad sísmica y de la velocidad de deformación sismotectónica producida mediante el proceso de la subducción de la placa Nazca, reflejada por los fuertes y profundos sismos que en ella ocurren. La región de estudio se enmarca entre las coordenadas geográficas $[4.0 - 6.0]^{\circ}\text{N}$ y $[75.0 - 76.5]^{\circ}\text{W}$, la cual comprende los departamentos de Caldas, Quindío y Risaralda, y parte de los departamentos de Tolima, Valle, Antioquia y Chocó.

La manera de valorar cuantitativamente la actividad sísmica fue introducida por **Risnichenko** (1964), y se ha empleado en diferentes regiones de la antigua Unión Soviética y otras zonas de Europa y del resto del mundo. El cálculo de la deformación sismotectónica está basado en el concepto de flujo sísmico de la masa rocosa, propuesto y desarrollado por **Kostrov** (1975) y revisado por **Kostrov & Das** (1988), el cual se define como "los movimientos y rupturas que se presentan en la zona focal de los terremotos como resultado de la deformación tectónica". Algunas de las regiones donde ha sido aplicado este método son el Arco de Islas de Kurilo-Kamchatka y Aleutianas (**Voronina et al.**, 1990), Región Marina de las Islas Azores-Alborean (**Mezcua**, 1991), Chocó y el Nido de Bucaramanga, Colombia (**Salcedo**, 1995), Japón (**Kiratzi & Papazachos**, 1996), Zona Central de Colombia (**Salcedo et al.**, 1997).

2. Marco tectónico regional

La esquina noroccidental del continente Suramericano es una zona de convergencia entre las placas Nazca, Cari-

be y Suramérica, observándose como rasgos principales una fosa marina profunda, cadenas montañosas y sismicidad de carácter compresivo (**Pennington**, 1981). Además, dos bloques o microplacas adicionales (Panamá-Costa Rica y Norte de los Andes o Macondo) han sido propuestos para explicar la complejidad tectónica del área (**Kellogg et al.**, 1985; **James**, 1986). La interacción y movimiento de las placas hace que en superficie se encuentren rasgos tectónicos sobresalientes que en su mayoría se localizan paralelos a la fosa Colombo-ecuatoriana.

La sismicidad de tipo profundo en el Viejo Caldas es reflejo de la interacción de las placas. La subducción este-oeste de Nazca bajo Colombia se infiere por la orientación y profundidad focal de los sismos (**Page**, 1985); los más someros se presentan en el Océano Pacífico, cerca a la costa, y van aumentando en profundidad hacia el continente (figura 1). Basado en la profundidad de los eventos, **Pennington** (1981) definió tres segmentos de litosfera subducida en el Norte de los Andes denominados Bucaramanga, Cauca y Ecuador, localizados de norte a sur respectivamente, el segundo de los cuales, el segmento Cauca, caracterizado por presentar sismicidad de profundidad intermedia, mecanismos focales tipo normal y cadenas volcánicas, abarca nuestra zona de estudio. Dicho segmento tiene buzamiento de 35° con un azimut de 120° .

Debido a estas características, la región ha sido considerada como fuente de sismos profundos, algunos de ellos de intensidad destructora, los cuales han causado muchas víctimas y cuantiosos daños. Entre los más notables están:

- 4 de febrero de 1938, epicentro a 30 km al suroeste de la ciudad de Manizales, profundidad focal de 160 km y magnitud 7 en escala de Richter, y de intensidad VII a VIII grados en la escala modificada de Mercalli.
- 20 de diciembre de 1961, localizado un poco más al sur que el anterior, con una profundidad focal de 167 km, magnitud Richter 6,9 e intensidad VIII en el epicentro, según la escala de Mercalli Modificada.
- 30 de julio de 1962, de magnitud 6,9, su intensidad fue estimada en IX con profundidad focal de 69 km.
- 24 de Abril de 1973, cerca de Anserma, de magnitud 5,5 e intensidad VII, profundidad 118 km.
- 23 de noviembre de 1979, localizado en límites entre Chocó y Valle, con una magnitud de 6,3 en escala de Richter y profundidad focal de 106 km.

En los años posteriores se presentaron con cierta frecuencia otros sismos, algunos fuertemente sentidos con intensidad VI, pero sin causar daños apreciables (Ramírez, 1975; Ramírez & Goberna, 1980). En la década de los 90, dos sismos son destacables en esta región, por la gran cantidad de daños y víctimas, así:

- 8 de febrero de 1995, con una magnitud Richter de 6,6, profundidad focal de 102 km, que afectó notablemente a Pereira.
- 25 de Enero de 1999, con magnitud 6,2 en la escala de Richter, superficial, que afectó considerablemente al Departamento del Quindío y parcialmente a los departamentos de Risaralda, Valle, Tolima y Caldas.

3. Bases metodológicas

3.1. Actividad Sísmica

Para su análisis, se parte del gráfico de ocurrencia, el cual relaciona la cantidad de energía o magnitud con la frecuencia de ocurrencia de los sismos. Esta relación se expresa a partir de la energía sísmica mediante la ecuación propuesta por **Bune & Gorskov** (1980),

$$\text{Log } N = \text{Log } A - \gamma(K_{\min} - K_0) \quad \text{cuando } K_{\min} \leq K \leq K_{\max} \quad (1)$$

siendo N el número de sismos, A la actividad sísmica (sismos por año), γ pendiente del gráfico de ocurrencia, K_0 una clase energética definida para una clase de sismos (generalmente se emplea $K_0 = 10$, $K_0 = 13$, $K_0 = 15$, para los cuales la actividad sísmica corresponde a A_{10} , A_{13} y A_{15}) y K_{\min} es el mínimo valor de magnitud de los sismos del área.

La expresión que relaciona la ecuación (1) con la magnitud se representa con la relación de Gutenberg-Richter (**Bullen & Bolt**, 1985),

$$\text{Log } N = a - b M \quad (2)$$

De esta forma, la cantidad análoga a K_0 en (1) es igual a cero. Para transformar el valor de magnitud en (2) a la clase energética K en (1) o viceversa, se emplea la expresión dada por **Rautian** (1960)

$$K = 4 + 1,8 M \quad (3)$$

siendo $K = \log E$, donde E es la energía sísmica liberada. A partir de las ecuaciones (1) y (2), y reemplazando a K en la expresión (1), se obtiene

$$\gamma = \frac{b}{1,8} \quad (4)$$

Bajo esta premisa, la actividad sísmica se considera como la cantidad de eventos de determinado rango de clase energética que ocurren en una fuente sismogénica por unidad de volumen o área durante un intervalo de tiempo (**Risnichenko**, 1964; **Zajarova**, 1972), y su expresión matemática es

$$A = \frac{1 - 10^{-\gamma}}{10^{-\gamma(K_{\min} - K_0)}} \left(\frac{S N_z}{\Delta S * \Delta T} \right) \quad (5)$$

donde N_z es el número de eventos empleados en el estudio que, comenzando en la clase K_{\min} y superior, caen en la ventana espacio-temporal dada ΔT ; K_0 es la clase de eventos para la cual se define la actividad A , S es la unidad de área normalizada (para A_{10} es igual a 1000Km^2), y ΔS es el área del estudio en Km^2 .

Como se verá más adelante, debido a la saturación que se presenta en los altos valores de la magnitud en las escalas M_s y m_b , para el cálculo de la actividad sísmica hemos utilizado la ecuación (5) y no la ecuación de Gutenberg y Richter (2). Este problema de saturación no se presenta cuando se utiliza la clase energética K , ya que, como puede verse en (3), en el K que se escoja se agruparan diversos valores de magnitud, que alcanzan a superar los rangos de saturación. Tal procedimiento es similar al propuesto por **Lay and Wallace** (1995), quienes introducen las expresiones para m_b y M_s respectivamente:

$$\text{Log } E = 5.8 + 3.4 m_b \quad (6)$$

$$\text{Log } E = 11.8 + 1.5 M_s \quad (7)$$

3.2. Velocidad de Deformación Sismotectónica

La deformación sísmica describe la deformación producida por eventos sísmicos en una fuente sismogénica determinada (**Mezcua et al**, 1991). La magnitud de la velocidad media de deformación de un volumen fue definida por **Kostrov** (1975) y retomada por **Kostrov & Das** (1988) (Ver apéndice, ecuación A.20), mediante la relación

$$\bar{\epsilon} = \frac{1}{2\mu\Delta V\Delta T} \sum_{k=1}^N M_{ij}^k \quad (k=1,2,\dots,N) \quad (8)$$

donde μ es el módulo de cizalla, M_{ij}^k es el tensor de momento sísmico de cada evento ocurrido en un volumen ΔV y un tiempo ΔT . **Aki & Richards** (1980), definieron las componentes del tensor de momento sísmico a partir de los parámetros $\alpha\delta\lambda$, definidos por el mecanismo focal de los terremotos (Ver apéndice, ecuación A.8).

Voronina et al (1990) definieron las componentes de la velocidad media de deformación mediante las siguientes expresiones:

$$V_z = \frac{1}{2\mu ST} (\overline{\sin^2 \delta} - \overline{\sin^2 \delta p}) \sum_{i=1}^N M_{ii}$$

$$V_y = \frac{1}{2\mu ST} (\overline{\cos^2 \delta t \cos^2 \phi} - \overline{\cos^2 \delta p \cos^2 \phi}) \sum_{i=1}^N M_{ii}$$

$$V_x = \frac{1}{2\mu ST} (\overline{\cos^2 \delta t \sin^2 \phi} - \overline{\cos^2 \delta p \sin^2 \phi}) \sum_{i=1}^N M_{ii} \quad (9)$$

$$V_{hor} = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}$$

$$Y = \arccos \left(\frac{V_y}{V_{hor}} \right)$$

donde V_z, V_y, V_x son las velocidades de deformación en dirección Vertical, Norte y Este respectivamente, V_{hor} la velocidad de deformación resultante en la horizontal, Y el azimut o dirección de la velocidad horizontal resultante, $\sum M_{ii}$ el tensor de momento sísmico, ϕ el rumbo

de los ejes p y t , y δ el "plunge" respectivo, μ el módulo de cizalla del medio, S el área de la fuente sísmogénica dada por la expresión

$$S = LH \sin \alpha \quad (10)$$

donde L es la longitud de la fuente sísmogénica, H espesor de capa sísmogénica, tomada como la diferencia entre la profundidad máxima y mínima de los sismos generados, y α es el ángulo de inclinación de la fuente sísmogénica.

4. Datos empleados

La información sísmológica empleada para valorar la actividad sísmica en la zona de estudio corresponde a la sismicidad ocurrida desde 1963 hasta 1995, con un número de 104 sismos de magnitud $m_b \geq 3,5$ y profundidad focal mayor a 80 kilómetros (figura 1, anexo 1), tomada de INGEOMINAS (1995). Para el cálculo de la velocidad de deformación se han empleado los datos de los mecanismos focales de 12 eventos ocurridos entre 1966 y 1992, cuya magnitud m_b es superior a 4.5 (Tabla 1).

Las soluciones del mecanismo focal, tomados de diferentes fuentes (Salcedo, 1995; INGEOMINAS, 1997

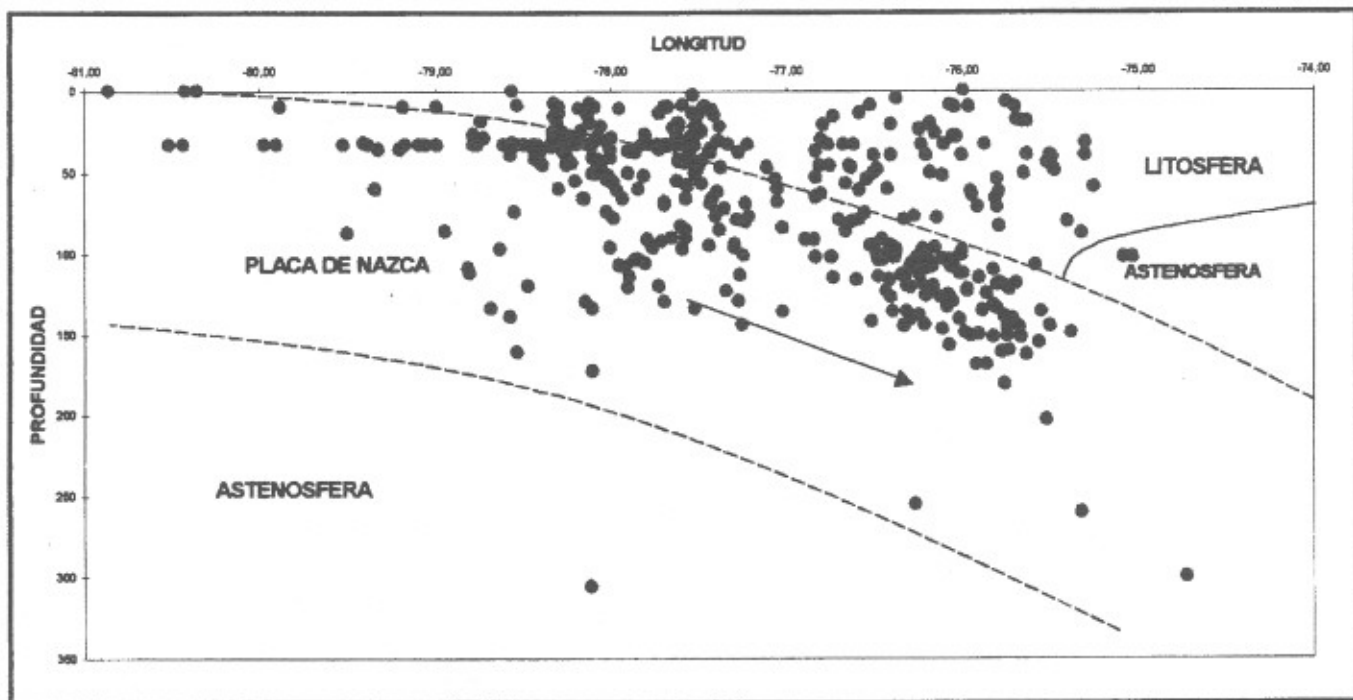


Figura 1. Corte esquemático que muestra la sismicidad desde el Océano Pacífico hasta la región del Viejo Caldas entre las latitudes 4.0° y 6.0° N, observándose la inclinación y orientación de los sismos que evidencian la zona de subducción (líneas punteadas).

y del Catálogo CMT (Universidad de Harvard), se muestran en la Tabla 2 y su localización en la Figura 2.

Además de estos datos, para el análisis de la velocidad de deformación se han empleado los datos correspondientes a mediciones geodésicas realizadas en el marco del proyecto de GPS denominado CASA para el período comprendido entre 1991-1994 (Mora, 1995) y 1994-1996 (Mora et al., 1997). Estas mediciones relativas se realizaron tomando como referencia la estación de Manizales, localizada en

el Aeropuerto La Nubia, las cuales muestran que Malpelo (Placa de Nazca) se desplaza respecto a Manizales (Bloque Norte de los Andes), a una velocidad de 45 mm/año, con un azimut de 100° aproximadamente (figura 3).

5. Cálculos

Como ha sido mencionado, la zona de trabajo está comprendida entre las coordenadas 4.0 - 6° N y 75,0 - 76,5° W, enmarcando un área aproximada de $36.963 \cdot 10^3 \text{ km}^2$.

Tabla 1. Lista de sismos empleados para el análisis de mecanismos focales.

No	FECHA			TIEMPO			COORDENADAS DEL FOCO			MAGN.
	DIA	MES	AÑO	HORA	MIN.	SEG.	LATITUD	LONGITUD	PROF.	
1	3	1	66	18	16	5,1	4,65	-76,0	98	5,1
2	3	4	73	13	54	1,1	4,70	-75,67	146	6,1
3	24	4	73	18	42	31,5	5,23	-75,82	110	5,3
4	13	4	75	1	53	30,3	4,85	-75,71	140	5,1
5	19	5	76	4	7	16,4	4,49	-75,77	161	5,8
6	29	5	79	12	59	2,5	5,28	-75,73	122	4,9
7	23	11	79	23	40	29,7	4,81	-76,20	105	6,3
8	25	6	80	12	4	57,1	4,50	-75,73	160	5,7
9	29	3	86	9	48	55,6	4,59	-75,63	163	5,0
10	31	12	88	20	58	31,3	5,1	-75,78	118	4,9
11	23	11	90	22	35	34	4,75	-75,55	135	5,1
12	15	8	92	19	2	8,1	5,15	-75,5	107	5,1

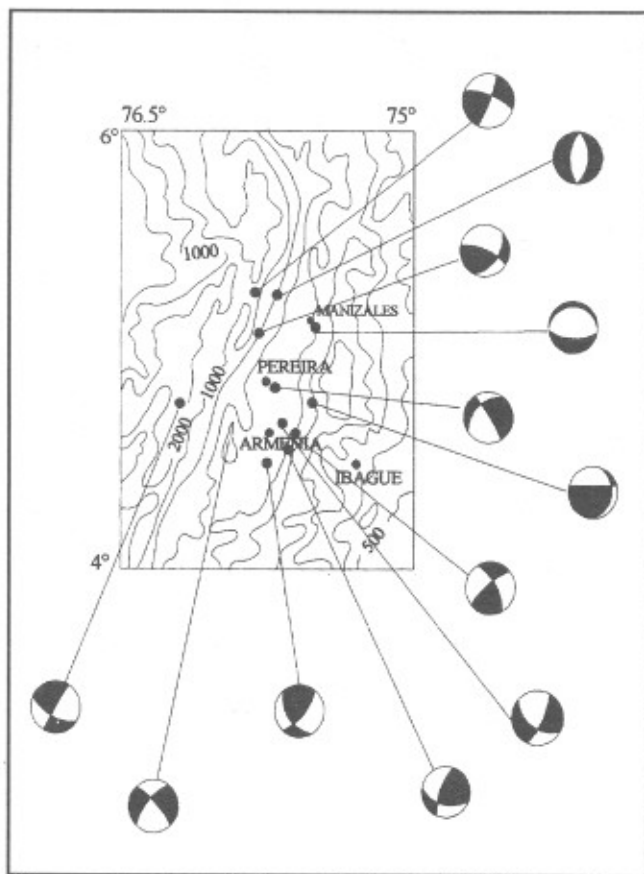


Figura 2. Localización de la solución del mecanismo focal de los sismos con magnitud m_s 80 kilómetros ocurridos en la región del Viejo Caldas. Los círculos no rellenos representan las epicentros de los sismos. Los diagramas "beach-ball" representan el hemisferio inferior de la esfera focal, con cuadrantes sombreados para las compresiones y blancos para las dilataciones.

El espesor de la fuente sismogénica ha sido determinada por la diferencia en profundidad de los eventos sísmicos registrados, siendo aproximadamente igual a 65 km. Por lo tanto, el volumen de la fuente sismogénica es aproximadamente igual $2,4 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, y el módulo de rigidez, estimado del medio, es igual a $5 \cdot 10^{11} \text{ dinas-cm}$, por estar asociado a sismicidad de profundidad intermedia.

Los cálculos realizados de la actividad sísmica, los tensores de momento sísmico y velocidad de deformación sismotectónica, son mostrados a continuación.

5.1 Actividad Sísmica A_{10}

La actividad sísmica presente en la región muestra la importancia de determinar el número de eventos produ-



Figura 3. Vectores de desplazamiento de las placas tectónicas en la esquina noroccidental de Suramérica, obtenidos a partir de mediciones geodésicas (G.P.S), realizadas en el marco del Proyecto CASA entre 1991 y 1996 (Mora, 1995 y Mora et al, 1997).

cidos por la interacción de las placas, los cuales son tomados a partir del valor de magnitud 3,5. La clase de magnitud se ha tomado en rangos de 0,5 (Tabla 3).

El gráfico que relaciona una clase de magnitud determinada con el número de sismos contenidos en ella es denominado frecuencia de ocurrencia de sismos. Por el método de mínimos cuadrados se obtuvo la ecuación $\text{Log } N = 3,22 - 0,44m_p$, (figura 4), la cual al cortar el eje de las abscisas nos muestra la magnitud máxima de un posible sismo producido en la fuente, estimado en 7,4, con un nivel de confianza del 63 %.

Tabla 2. Solución del mecanismo focal de los eventos empleados para el análisis de la velocidad de deformación sismotectónica en la región del Viejo Caldas.

No.	FECHA			EJES P y T		PLANO DE FALLA				
	DIA	MES	AÑO	AZIMUT	PLUNGE	ϕ	δ	λ	TIPO	FUENTE
1	3	1	1966	P 215° T 122°	25° 7°	315°	78°	-157°	Rumbo-normal	INGEOMINAS, 1997
2	3	4	1973	P 339° T 63°	35° 7°	21°	72°	-32°	Rumbo-normal	INGEOMINAS, 1997
3	24	4	1973	P 335° T 68°	8° 20°	23°	82°	21°	Rumbo-inversa	SALCEDO 1995
4	13	4	1975	P 195° T 93°	29° 21°	232°	54°	-6°	Rumbo-normal	INGEOMINAS, 1997
5	19	5	1976	P 352° T 110°	50° 17°	40°	74°	-130°	Rumbo-normal	INGEOMINAS, 1997
6	29	5	1979	P 304° T 92°	76° 2°	174°	44°	-100°	Normal	INGEOMINAS, 1997
7	23	11	1979	P 341° T 69°	21° 21°	210°	90°	-150°	Rumbo-normal	CMT Harvard
8	25	6	1980	P 301° T 69°	20° 34°	200°	80°	40°	Rumbo-Inversa	SALCEDO, 1995
9	29	3	1986	P 280° T 186°	6° 29°	230°	74°	154°	Rumbo-Inversa	INGEOMINAS, 1997
10	31	12	1988	P 357° T 253°	14° 45°	46°	48°	27°	Rumbo-Inversa	INGEOMINAS, 1997
11	23	11	1990	P 341° T 204°	34° 47°	16°	24°	-7°	Rumbo-Normal	INGEOMINAS, 1997
12	15	8	1992	P 286° T 124°	64° 24°	288°	22°	-71°	Normal	CMT Harvard

Tabla 3. Marca de clase por magnitud para los sismos del área con m_b 3.5.

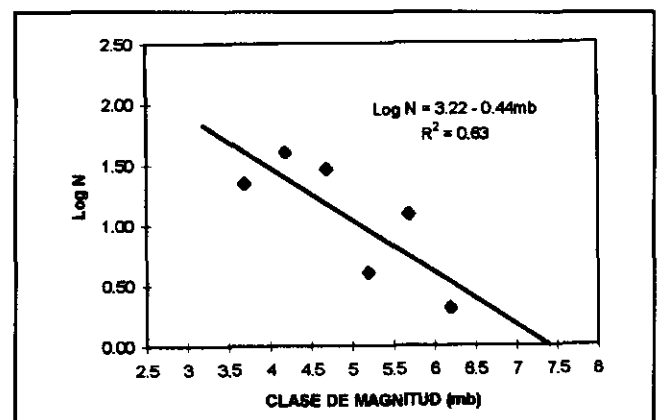
CLASE DE MAGNITUD	Log N
3,7	1,34
4,2	1,60
4,7	1,46
5,2	0,60
5,7	1,08
6,2	0,30

Nótese que el valor obtenido de b es de 0,44. Así, el valor de γ , utilizando la ecuación (4) es igual a 0,24. El valor K_{min} , igual a 10,3, representa el umbral mínimo de detección de las redes sismológicas en la región (Salcedo et al., 1997). A partir de (5) y utilizando los valores de K_{min} y $K_o = 10,3$ (mínimo valor de magnitud de los sismos del área, con una profundidad $h \geq 80$ km.), y, N_x , igual a 104 sismos, se tiene que la actividad sísmica A_{10} calculada es:

$$A_{10} = 3,5 \cdot 10^{-2} \text{ sismos/año}$$

5.2 Tensor de Momento Sísmico

El tensor de momento sísmico es la medida física del tamaño de un sismo (Scholz, 1994). Las componentes del tensor de momento sísmico de cada uno de los

**Figura 4.** Gráfico de frecuencia de ocurrencia para los sismos de la región del Viejo Caldas con profundidad $h = 80$ km ocurridos entre 1963 y 1995.

terremotos utilizados en el estudio se presentan en la Tabla 4 y el tensor de momento sísmico resultante, dado a partir de la ecuación A.8, expresada en el apéndice, tiene la forma siguiente:

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} 4,70 & -1,67 & 0,37 \\ -1,67 & -3,38 & -1,62 \\ 0,37 & -1,62 & -1,32 \end{bmatrix} * 10^{26} \text{ dinas} - \text{cm}$$

El momento sísmico de los eventos fue calculado a partir de fórmulas empíricas que relacionan valores de momento obtenidos de los catálogos CMT de la Universidad de Harvard con la magnitud m_b . Esta relación se obtuvo a partir del método de mínimos cuadrados. La expresión que los relaciona fue calculada con un nivel de confianza del 88%, y está dada por:

$$\text{Log}M_o = 1,92(mb) + 14,83$$

5.3 Velocidad de Deformación

El tensor de velocidad media de deformación, calculado a partir de (6) es:

$$\bar{\epsilon}_{ij} = \begin{bmatrix} 7,25 & -2,58 & 5,71 \\ -2,58 & -5,22 & -2,50 \\ 5,71 & -2,50 & -2,04 \end{bmatrix} * 10^{-9} \text{ años}^{-1}$$

Las componentes de esta velocidad están dadas por las expresiones (7), con los ejes x orientado hacia el Este, y hacia el Norte y z hacia el centro de la Tierra. Teniendo en cuenta el ángulo de inclinación de la fuente sísmogénica, α , el cual tiene un valor aproximado de 35° (Pennington, 1981), y el valor de S igual a $6,21 * 10^{13} \text{ cm}^2$, se obtuvieron los siguientes resultados:

Tabla 4. Componentes del tensor de momento sísmico de cada uno de los sismos empleados en el estudio

No.	FECHA	M_{xx}	$M_{xy} = M_{yx}$	$M_{xz} = M_{zx}$	M_{yy}	$M_{yz} = M_{zy}$	M_{zz}	M_o (Estimado)
1	030166	-3,33E24	3,22E23	1,57E24	3,98E24	4,75E23	-6,45E23	4,06E24
2	030473	-1,68E26	1,66E26	-1,34E26	2,72E26	1,03E26	-1,05E26	3,36E26
3	240473	-6,67E24	6,65E24	1,47E23	5,70E24	-3,61E24	9,69E23	9,81E24
4	130475	-2,92E24	-9,86E23	1,56E24	3,32E24	1,79E24	-4,03E23	4,06E24
5	190576	6,93E25	-2,74E25	-2,52E25	-3,30E25	5,46E25	-3,62E25	8,92E25
6	290579	-2,40E22	-2,63E22	-2,02E23	1,68E24	7,93E22	-1,65E24	1,68E24
7	231179	6,09E26	-3,51E26	2,02E26	-6,09E26	-3,51E26	0,00E00	8,11E26
8	250680	-2,93E25	3,72E25	-4,68E24	1,67E25	3,52E25	1,26E25	5,74E25
9	290386	1,86E24	6,90E23	-1,16E24	-2,47E24	1,28E23	6,06E23	2,61E24
10	311288	-1,50E24	3,40E23	-6,38E23	7,45E23	-7,75E23	7,58E23	1,68E24
11	231190	-8,40E23	1,29E24	-3,45E24	1,21E24	-1,33E24	-3,67E23	4,06E24
12	150892	2,70E24	3,83E23	-3,00E24	-3,64E22	3,12E23	-2,67E24	4,06E24
	TOTALES	4,70E26	-1,67E26	3,72E25	-3,39E26	-1,62E26	-1,32E26	1,33E27

Componente Vertical	$V_z = -9,52 \text{ mm/año}$
Componente Norte	$V_y = -28 \text{ mm/año}$
Componente Este	$V_x = 30 \text{ mm/año}$
Velocidad resultante	$V_{hor} = 41 \text{ mm/año}$
Azimut aproximado	$Y = 133^\circ$

6. Discusión

La distribución espacial y el ángulo de inclinación que forman los sismos en la zona del Viejo Caldas, muestran que bajo ella existe una placa subducida donde se generan los más grandes y catastróficos sismos sentidos en la región. El valor obtenido de actividad sísmica comparado con el de 0,025 obtenido por **Salcedo et al.** (1997), demuestra la alta producción sísmica de la placa, donde, de acuerdo con la relación *Log N vs Magnitud (mb)* es posible esperar un sismo con una magnitud máxima probable de 7,4. Este valor es acorde con los obtenidos por **James** (1986), quien da una magnitud potencial entre 6,5 y 7,5 con una profundidad aproximada de 110 km, y por **Salcedo et al.** (1997), quienes empleando un procedimiento similar al utilizado en este estudio obtienen un valor de 7,1 aproximadamente.

El valor obtenido de *b* es igual a 0,44, muy cercano al encontrado por **Espinosa et al.** (1985), para la zona de subducción, el cual es de 0,43. Este parámetro está relacionado con el campo de esfuerzos tectónicos y puede variar entre 0,3 y 1,5, estando los valores bajos directamente relacionados con altos valores de esfuerzos liberados y viceversa (**Bune & Gorshkov**, 1980).

Para el análisis se emplearon eventos de características similares pertenecientes a la misma fuente. El valor del momento sísmico escalar es de $1,33 \cdot 10^{27}$ dinas-cm, el cual puede ser considerado proporcional a la deformación sísmica promedio, de acuerdo con **Mezcua et al.**, (1991).

La deformación predominante en la placa para el rango de profundidad considerado en este estudio es de carácter distensivo en dirección este, evidenciado por el máximo valor encontrado en el tensor de deformación, correspondiente a M_{xx} , cuyo valor es positivo y corresponde a la fuerza de tracción que ejerce la placa a esa profundidad. Esta distensión es también mostrada por la solución de mecanismos focales, los cuales son normales o de rumbo con componente normal, con predominancia de estos últimos. Las componentes norte, este y vertical de la velocidad de deformación muestran valo-

res altos, teniendo una gran influencia en el proceso sísmico de la zona.

Los resultados obtenidos a partir del análisis sismotectónico muestran que la placa de Nazca a la altura de la zona del Viejo Caldas penetra bajo el continente suramericano con una velocidad de 41 mm/año con un azimut de 133° aproximadamente. Estos valores son coherentes con los obtenidos en el proyecto CASA para los periodos 1994-1991 y 1996-1994, que arrojan un valor de velocidad de Malpelo respecto a Manizales que se toma como punto fijo (movimiento de la placa de Nazca respecto al Bloque Norte de los Andes), de 45 mm/año con una dirección de 100° .

7. Conclusiones

Bajo el Viejo Caldas existe una zona de subducción perteneciente a la placa de Nazca, evidenciada por la distribución de los sismos, profundidad focal, solución de mecanismos focales y características geológicas.

La fuente sismogénica de este estudio presenta una actividad sísmica muy alta comparada con los datos que se tienen del centro del país. La magnitud máxima probable de los sismos producidos por ella sería aproximadamente igual a 7,4. El valor obtenido de $b = 0.44$ es bajo y se relaciona con altos valores de esfuerzos liberados.

La placa de Nazca bajo el Viejo Caldas está siendo sometida a esfuerzos distensivos en dirección Este para el rango de profundidad considerado, evidenciado por el máximo valor y signo del tensor de deformación, el cual corresponde a la componente M_{xx} . Los valores de las componentes norte, este y vertical de la velocidad de deformación son altos, teniendo gran influencia en el proceso sísmico de la zona.

Se puede determinar además, a partir de datos de mecanismos focales, que la placa de Nazca está subduciendo a una velocidad de 41 mm/año con un azimut de 133° , valores muy aproximados a las más recientes mediciones geodésicas satelitales de alta precisión realizadas por INGEOMINAS en asocio con la Universidad de Carolina del Sur, JPL/NASA (Jet Propulsion Laboratory) y UNAVCO (University Navstar Consortium) de Estados Unidos.

Estos resultados muestran que el concepto de flujo sísmico de la masa rocosa es una metodología que puede ser empleada, obteniendo buenos resultados en zonas intraplaca con presencia del proceso de subducción, como ocurre en el área del Viejo Caldas.

Agradecimientos

Al INGEOMINAS, por el soporte parcial del primero de los autores bajo el marco del Proyecto P97F03 - Estudio Sismotectónico del Territorio Colombiano.

Referencias

- Aki, K. and Richards, P.** 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*. Freeman. 932 p.
- Bullen, K. and Bolt, B.** 1985. *An Introduction to the Theory of Seismology*. Cambridge University Press. Fourth Edition. 499 p.
- Bune, V. I. & Gorshkov, G. P.** 1980. *Zonificación sísmica del territorio de la URSS*. Moscú. 307 p. (En Ruso).
- Espinosa, A., García, L., Sarría, A.** 1985. *Riesgo Sísmico en Colombia*. Memorias VI Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo. 2. p. 206-243.
- INGEOMINAS.** 1995. *Catálogo Sísmico de Colombia*. (Base digital).
- INGEOMINAS.** 1997. *Sismotectónica del Territorio Colombiano, Estudios Macrosísmicos y de Fuente para Sismos Mayores*. Informe interno de avance de proyecto, compilación: Héctor Mora P.
- James, M.** 1986. *Estudio Sismotectónico del Viejo Caldas*. INGEOMINAS. 133 p.
- Jost, M. and Hermann, R.** 1989. *A Student's Guide to a Review of Moment Tensors*. Seismological Research Letters. **60**(2): 37-57
- Kellogg, J., Ogujiofor, I. and Kansaka, D.** 1985. *Cenozoic Tectonic of the Panama and North Andes Block*. Memorias VI Congreso Latinoamericano de Geología Tomo I p. 41-59.
- Kiratzí, A. and Papazachos, C.** 1996. *Moment Tensor Summation to Derive the Active Crustal Deformation in Japon*. Bulletin of the Seismological Society of America. **86** (3): 821-831.
- Kostrov, B.** 1975. *Mecánica de los Focos de los Terremotos Tectónicos*. Nauka. 172 p. (En ruso).
- Kostrov, B. & Das, S.** 1988. *Principles of Earthquakes Source Mechanics*. Cambridge University Press. 258 p.
- Lay T. & Wallace T. C.** 1995. *Modern global seismology*. Academic Press.
- Mackenzie, D.** 1969. *The Relation Between Fault Plane Solutions for Earthquakes and the Directions of Principal Stresses*. Bulletin of Seismic Society of America. **59**: 591-601.
- Mezcua, J., Rueda, J. & Buforn, E.** 1991. *Seismic Deformation in the Azores-Alborean Sea Region*. Publicación I.G.N. Seria Monografía. No. 8. p. 205-211.
- Mora, H.** 1995. *Central and South America GPS Geodesy: Relative Plate Motions Determined From 1991 and 1994 Measurements in Colombia, Costa Rica, Ecuador, Panama and Venezuela*. University of South Carolina. (Tesis de Maestría) 94 p.
- Mora, H., Kellogg, J. & Trenkamp, R.** 1997. *Geodesia Satelital en el Noroccidente Colombiano, Resultados CASA 1991-1996*. Memorias Seminario Sismotectónica del Noroccidente Colombiano (en edición).
- Page, W.** 1986. *Geología Sísmica y Sismicidad del Noroeste de Colombia*. Integral. 155 p.
- Pennington, W.** 1981. *Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America*. Journal of Geophysical Research. **86**(B11): 10753-10770.
- Ramírez, E.** 1975. *Historia de los Terremotos en Colombia*. Editorial Andes. 250 p.
- Ramírez, J. & Goberna, J.** 1980. *Terremotos Colombianos Noviembre 23 y Diciembre 12 de 1979*. Instituto Geofísico de Los Andes Colombianos. Informe Interno. Serie A : Sismología. No. 45. 95 p.
- Rautian, T.** 1960. *Método detallado de Estudio de Sismicidad*. Obras del Inst. De Física de la Tierra. Academia de Ciencias de la URSS. No. 9. 176 p. (En ruso)
- Risnichenko, Yu.** 1964. *Método Sumatorio para el Estudio de la Actividad Sísmica*. Izbeestia. Acad. de Ciencias de la URSS. Serie Geofizika. No. 7 pp. 969-977 (En Ruso).
- _____ 1985. *Problemas de la sismología*. Obras escogidas. Ed. Nauka. Moscú, 408p. (En Ruso).
- Salcedo, E.** 1995. *Deformación Sísmica de las Zonas Sismoactivas de Chocó y el Nido de Bucaramanga*. Boletín Geológico INGEOMINAS. **3**(1): 51-66
- Salcedo, E., Rivera, C. & Gómez, A.** 1997. *Análisis de la Frecuencia de los Terremotos Fuertes en la Región Central de Colombia Mediante Parámetros del Régimen Sísmico*. Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. **21**(79): 57-72.
- Scholz, C.** 1994. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press. 439 p.
- Voronina, E., Konov, A. & Linenha, A.** 1990. *Cálculo de las Componentes de la Velocidad Media de Deformación de la Región del Arco de Islas de Kurilo, Kamchatka y Aleutianas*. Física de la Tierra. Riviela. (En Ruso).
- Zajarova, A.** 1972. *Cálculo de los Parámetros del Régimen Sísmico en IBM*. Tashkent. 143 pp. (En Ruso).

Apéndice

Tensor de Momento Sísmico

El tensor de momento sísmico describe completamente en una aproximación de primer orden las fuerzas equivalentes de una fuente sísmica puntual. Estas fuerzas equivalentes pueden ser correlacionadas con modelos de fuentes físicas tales como desplazamientos relativos súbitos en una superficie de falla, o súbitos cambios de volumen debido a transiciones de fase o explosiones (Jost and Hermann, 1989).

El tensor de momento sísmico es la medida física del tamaño de un sismo (Scholz, 1994). Según Aki and Richards (1980), las componentes del tensor de momento sísmico (Figura 5), en un medio isotrópico para un par de fuerzas de los mecanismos focales, están dadas por

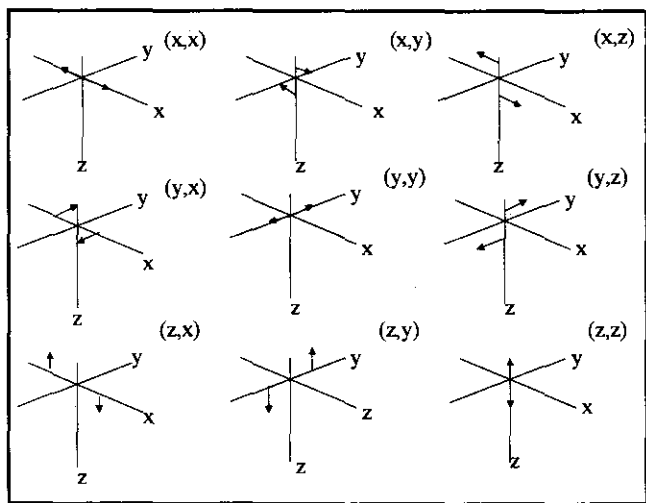


Figura 5. Componentes del tensor de momento sísmico para un par de fuerzas (tomado de Aki and Richards, 1980).

$$M_{ij} = \mu A (u_k v_j + u_j v_k) \quad (A.1)$$

donde μ es el módulo de cizalla, A es el área del plano de falla, u es el vector de deslizamiento sobre el plano de falla, y v es el vector normal al plano de falla (Figura 6). El término $u_k v_j + u_j v_k$ en (A.1) forma el tensor que describe un par de fuerzas.

Este tensor es real y simétrico, dando valores propios reales y vectores propios ortogonales. Las propiedades características de un tensor de momento representado como un par de fuerzas son:

- El valor propio del tensor de momento es nulo,
- La suma de los valores propios es cero (dos valores propios son iguales pero de signo contrario).

Sean t , b y p los vectores propios ortogonales de los valores propios descritos arriba (Jost and Hermann, 1989), donde

$$t = \frac{1}{\sqrt{2}}(v+u) \quad b = v \times u \quad p = \frac{1}{\sqrt{2}}(v-u) \quad (A.2)$$

en que los vectores propios dan las direcciones de los ejes principales del tensor de momento sísmico.

El tensor de momento sísmico describe las fuerzas equivalentes de una fuente sísmica puntual. Los vectores propios son los ejes principales del tensor de momento sísmico. Para una fuente sísmica de un par de fuerzas, el eje principal corresponde al valor propio negativo (eje de presión), el valor propio positivo al eje de tensión y el valor propio cero corresponde al eje nulo. El eje p es la dirección de máximo movimiento compresivo en la superficie de la falla, el eje t es la dirección de máximo movimiento tensional. Estos ejes no corresponden necesariamente a los ejes de máximo esfuerzo tectónico σ_1 , ya que el movimiento puede estar sobre un plano de de-

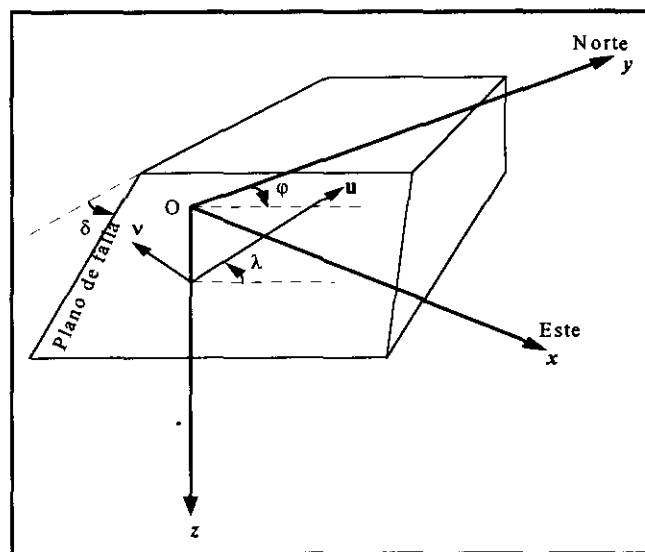


Figura 6. Definición de los parámetros para un plano de falla. ϕ es el rumbo, δ el buzamiento y λ el ángulo de deslizamiento, u el vector de desplazamiento y v es la normal a la falla (Aki and Richards, 1980).

bilidad preexistente mas bien que en un plano de falla formado recientemente (Mckenzie, 1969).

Despejando u y v de (A.1) se obtiene

$$u = \frac{1}{\sqrt{2}}(t-p); \quad v = \frac{1}{\sqrt{2}}(t+p) \quad (A.3)$$

Por analogía, el otro plano nodal está definido como:

$$u = \frac{1}{\sqrt{2}}(t+p); \quad v = \frac{1}{\sqrt{2}}(t-p) \quad (A.4)$$

Si el rumbo φ , el buzamiento δ y el deslizamiento λ del fallamiento son conocidos, el vector deslizamiento u y la normal a la falla v están dados por la expresión

$$u = \bar{u}(\cos\lambda\cos\phi + \cos\delta\sin\lambda\sin\phi)e_x + \bar{u}(\cos\lambda\sin\phi - \cos\delta\sin\lambda\cos\phi)e_y - \bar{u}\sin\delta\sin\lambda e_z \quad (A.5)$$

siendo el desplazamiento promedio de la falla, e_x, e_y, e_z los vectores unitarios en las direcciones X, Y, Z respectivamente. La normal a la falla es

$$v = -\sin\delta\sin\phi e_x + \sin\delta\cos\phi e_y - \cos\delta e_z \quad (A.6)$$

Debido a que el producto vectorial $u \times v$ es cero (Figura 6), el momento sísmico escalar se define como

$$M_o = \mu A \bar{u} \quad (A.7)$$

La ecuación (A.1) junto con las expresiones (A.5), (A.6) y (A.7), conducen a obtener las componentes cartesianas del tensor de momento sísmico en términos del rumbo, buzamiento y deslizamiento de la falla, las cuales están dadas por:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_o(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\varphi + \sin 2\delta\sin\lambda\sin^2\varphi) \\ M_{yy} &= M_o\left(\sin\delta\cos\lambda\cos 2\varphi + \frac{1}{2}\sin 2\delta\sin\lambda\sin 2\varphi\right) = M_{xx} \\ M_{zz} &= -M_o(\cos\delta\cos\lambda\cos\varphi + \cos 2\delta\sin\lambda\sin\varphi) = M_{xx} \\ M_{xy} &= M_o(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\varphi - \sin 2\delta\sin\lambda\cos^2\varphi) \quad (A.8) \\ M_{yz} &= -M_o(\cos\delta\cos\lambda\sin\varphi - \cos 2\delta\sin\lambda\cos\varphi) = M_{xy} \\ M_{zx} &= M_o(\sin 2\delta\sin\lambda) \end{aligned}$$

siendo M_o el momento sísmico escalar obtenido a partir de relaciones logarítmicas, y φ, δ, λ , el rumbo, buzamiento y deslizamiento del plano de falla, respectivamente.

Flujo Sísmico de la Masa Rocosa

Para Kostrov & Das (1988), el deslizamiento sísmico se puede relacionar con el momento sísmico, conside-

rando como un área elemental cada parte ΔS de la superficie de la falla sobre la cual las fuentes (fracturas) de muchos sismos durante un intervalo de tiempo ΔT son distribuidos.

La tasa de deslizamiento sísmico a lo largo de una falla en un sitio particular es el deslizamiento promedio sobre estas áreas elementales en intervalos de tiempo. Sea $\Sigma_{(k)}$ las áreas de fracturas de sismos para $k = 1, 2, 3, \dots, N$ y los correspondientes deslizamientos $u_{i(k)}(x)$, entonces la tasa de deslizamiento sísmico está dada por

$$u_{(q)} = \frac{1}{\Delta S \Delta T} \sum_{k=1}^N \bar{u}_{(k)} S_{(k)} \quad (A.9)$$

es el promedio de deslizamiento de la k -ésima fuente, y es el área de fractura. Cada término de esta suma es el tensor de momento sísmico del correspondiente sismo dividido entre i . Así, la tasa de deslizamiento sísmico promedio es igual a:

$$u_q = \frac{1}{\mu \Delta S \Delta T} \sum_{k=1}^N M_{o(k)} \quad (A.10)$$

Por lo tanto, en este caso, el momento sísmico es la medida de la contribución del sismo a lo largo de una falla, y la contribución de todos los sismos es simplemente el promedio del momento sísmico sobre la sección de la falla.

Considérese un volumen elemental donde un gran número N de sismos ocurre en un tiempo ΔT con superficie de fractura $\Sigma_{(k)}$ y tensor de momento sísmico $M_{o(k)}$. Asíumase el volumen como un paralelepípedo rectangular cuyas caras son paralelas a los ejes de coordenadas y tienen longitudes l_1, l_2, l_3 . La deformación para un medio discontinuo está dada por

$$\Delta_i u_i = \sum_k a_{i(k)} \quad (A.11)$$

Sea el promedio de desplazamiento a lo largo de la dirección X_i

$$\bar{\Delta}_i \bar{u}_i = \frac{1}{l_2 l_3} \int_0^{l_1} \int_0^{l_2} \int_0^{l_3} \sum_k a_{i(k)} dx_2 dx_3 \quad (A.12)$$

donde

$$dx_2 dx_3 = n_{i(k)} dS_{(k)} \quad (A.13)$$

Así

$$\bar{\Delta}_1 \bar{u}_i = \frac{1}{l_2 l_3} \sum_{k=1}^N \int_{\Sigma(k)} a_{i(k)} n_{k(k)} ds_{(k)} \quad (A.14)$$

Dividiendo entre, se obtiene la distorsión promedio

$$\frac{\bar{\Delta}_1 \bar{u}_i}{\Delta x_1} = \frac{1}{\Delta V} \sum_{k=1}^N \int_{\Sigma(k)} a_{i(k)} n_{k(k)} ds_{(k)} \quad (A.15)$$

Donde ΔV es igual a l_1, l_2, l_3 .

puede estar en cualquier dirección de los ejes de coordenadas. Repitiendo el proceso para las otras dos direcciones se obtiene la expresión del tensor de distorsión promedio para el sistema de coordenadas ($k = 1, 2, 3$)

$$\frac{\bar{\Delta}_k \bar{u}_i}{\Delta x_k} = \frac{1}{\Delta V} \sum_{k=1}^N \int_{\Sigma(k)} a_{i(k)} n_{k(k)} ds_{(k)} \quad (A.16)$$

Considerando ΔV como un volumen elemental, la división puede ser reemplazada por derivadas parciales

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_k} = \frac{1}{\Delta V} \sum_{k=1}^N \int_{\Sigma(k)} a_{i(k)} n_{k(k)} ds_{(k)} \quad (A.17)$$

Reemplazando $\frac{\partial u_i}{\partial x_k}$ en (A.13) se obtiene

$$\Delta \bar{\epsilon}_{ik} = \frac{1}{\Delta V} \sum_{k=1}^N \int_{\Sigma(k)} \frac{1}{2} (a_{i(k)} n_{k(k)} + a_{k(k)} n_{i(k)}) ds_{(k)} \quad (A.18)$$

Cada término de esta expresión es el tensor de momento sísmico dividido entre 2μ

$$\Delta \bar{\epsilon}_{ik} = \frac{1}{2\mu\Delta V} \sum_{k=1}^N M_{oik(k)} \quad (A.19)$$

Dividiendo entre ΔT se obtiene la tasa de deformación promedio debida a la producción de sismos en una fuente sismogénica, la cual está dada por:

$$\bar{\epsilon} = \frac{1}{2\mu\Delta V\Delta T} \sum_{k=1}^N M_{oik(k)} \quad (A.20)$$

Anexo 1. Listado de sismos con magnitud mb 3,5 y profundidad h ³ 80 kilómetros, ocurridos en el período 1963-1995, empleados para valorar la actividad sísmica en la zona de estudio, tomada de INGEOMINAS (1995)

No.	FECHA			TIEMPO	LATITUD (Grados)	LONGITUD (Grados)	PROFUNDIDAD (Km.)	MAGNITUD (m _b)
	AÑO	MES	DÍA					
1	1963	03	11	11:30:16,0	5,10	-76,40	95	4,3
2	1963	08	22	23:20:21,1	4,30	-76,40	100	4,9
3	1963	01	26	21:20:43,2	4,50	-76,40	127	4,0
4	1964	08	27	12:25:22,2	4,89	-76,19	109	4,8
5	1964	09	17	10:57:51,1	4,90	-76,16	120	4,2
6	1964	09	21	00:10:39,9	4,95	-76,11	147	4,6
7	1964	06	05	11:18:19,5	4,74	-75,79	83	4,0
8	1965	05	13	04:13:08,8	4,85	-76,20	126	5,1
9	1965	01	14	22:04:26,0	5,33	-76,19	103	4,3
10	1965	04	04	20:31:34,9	4,87	-76,09	104	4,9
11	1965	05	19	10:58:26,8	4,90	-76,06	107	4,8
12	1966	03	31	00:55:50,8	5,35	-76,25	102	4,1
13	1966	10	11	06:57:46,3	4,90	-76,01	112	4,6
14	1966	01	03	18:16:05,1	4,65	-76,00	98	5,1
15	1966	05	10	14:46:48,4	5,20	-75,90	115	4,0
16	1966	08	15	15:12:59,3	4,71	-75,40	80	4,1
17	1967	11	26	20:00:33,8	5,11	-76,37	98	4,4
18	1968	08	31	21:47:38,6	4,56	-76,37	97	4,5
19	1968	03	26	21:55:20,8	5,55	-76,00	101	4,1
20	1969	11	06	11:33:16,0	5,18	-76,29	108	4,9
21	1969	07	15	19:37:58,3	5,09	-76,08	133	4,6
22	1969	01	17	08:33:55,7	5,03	-75,38	149	4,2
23	1970	01	03	12:09:18,2	4,37	-76,33	145	4,5
24	1970	03	20	04:30:13,3	4,80	-75,90	150	4,2
25	1971	01	20	21:31:25,3	4,51	-76,39	136	4,8
26	1971	03	28	15:10:52,6	5,16	-75,74	146	4,6
27	1972	05	29	12:59:01,8	5,22	-75,80	119	4,9
28	1973	04	13	12:05:27,4	4,83	-76,31	120	4,7
29	1973	04	24	18:42:31,5	5,23	-75,82	110	5,3
30	1973	04	03	13:54:01,0	4,70	-75,67	146	6,1
31	1974	04	29	22:20:54,6	4,83	-76,11	103	4,9
32	1975	04	21	08:48:53,8	4,64	-75,98	149	4,1
33	1975	04	13	01:53:30,3	4,85	-75,71	140	5,1
34	1976	08	03	02:19:22,7	5,03	-75,97	123	4,7
35	1976	05	19	04:07:16,4	4,49	-75,77	161	5,8
36	1976	11	25	14:59:36,0	4,21	-75,52	203	4,6
37	1977	10	13	04:09:35,3	5,39	-76,12	127	4,3
38	1978	06	24	03:50:26,5	4,61	-76,47	114	4,4
39	1979	09	02	02:00:12,4	4,28	-76,39	102	4,7
40	1979	11	23	23:40:29,7	4,81	-76,20	105	6,3
41	1979	03	27	09:09:17,9	4,08	-76,07	126	4,5
42	1979	05	16	12:43:03,2	4,68	-75,95	151	4,3
43	1979	09	06	03:57:54,0	4,51	-75,86	169	4,2
44	1979	05	29	12:59:02,5	5,28	-75,73	122	4,9
45	1980	07	07	16:48:44,4	4,29	-76,29	141	4,7
46	1980	12	03	08:51:40,2	5,78	-75,74	121	4,6
47	1980	06	25	12:04:57,1	4,50	-75,73	160	5,7
48	1981	05	20	03:01:48,8	4,74	-76,31	136	4,5
49	1981	03	30	07:05:01,7	5,06	-76,25	107	4,1
50	1981	07	30	07:05:01,0	5,08	-76,24	138	4,2
51	1981	03	19	02:47:14,6	4,55	-75,82	152	4,2
52	1982	12	05	03:18:27,3	4,80	-76,34	113	5,0
53	1983	08	31	09:56:49,7	5,06	-76,22	97	4,3
54	1984	02	22	09:59:45,6	5,33	-76,50	95	4,2
55	1985	11	05	22:58:03,0	5,07	-76,17	108	4,9
56	1985	06	03	07:06:18,8	4,91	-75,88	135	5,0
57	1985	02	15	07:04:58,3	4,59	-75,82	132	4,1
58	1986	04	09	08:21:44,4	4,56	-76,21	144	4,7

Anexo 1. Continuación

No.	FECHA			TIEMPO	LATITUD (Grados)	LONGITUD (Grados)	PROFUNDIDAD (Km.)	MAGNITUD (m _s)
	AÑO	MES	DIA					
59	1986	07	22	19:53:52,5	4,37	-75,92	169	4,7
60	1986	03	29	09:48:55,6	4,59	-75,63	163	5,0
61	1987	11	16	22:42:38,2	4,74	-76,41	116	3,5
62	1987	11	06	13:22:52,5	4,75	-76,28	106	3,6
63	1987	01	07	17:16:25,5	4,77	-76,27	109	4,5
64	1987	10	23	08:37:39,0	4,69	-76,24	112	3,5
65	1987	11	02	11:21:05,0	4,36	-75,86	125	3,7
66	1987	11	22	15:34:27,4	4,56	-75,32	87	4,1
67	1987	11	16	21:17:01,5	4,90	-75,03	102	4,2
68	1988	02	21	02:54:47,5	4,65	-76,47	104	3,5
69	1988	12	07	11:47:58,3	4,82	-76,45	91	3,6
70	1988	08	30	19:39:42,7	4,95	-76,45	104	3,8
71	1988	08	06	03:01:43,6	4,76	-76,41	98	3,8
72	1988	09	12	13:39:48,7	4,74	-76,38	102	3,8
73	1988	01	06	09:13:44,0	4,55	-76,32	114	4,2
74	1988	05	09	09:47:39,6	4,63	-76,31	123	3,7
75	1988	08	20	03:41:28,1	4,70	-76,29	101	3,6
76	1988	04	24	08:22:59,0	4,88	-76,29	121	4,1
77	1988	06	08	21:17:42,8	5,71	-76,15	96	3,6
78	1988	08	11	12:31:06,7	4,73	-76,06	104	3,5
79	1988	09	27	03:32:31,3	4,81	-76,06	108	3,7
80	1988	11	26	13:29:42,1	4,72	-75,97	122	3,9
81	1988	10	21	07:37:52,0	4,41	-75,80	134	3,5
82	1988	12	31	20:58:31,3	5,10	-75,78	118	4,9
83	1988	03	06	23:58:03,0	4,20	-75,76	181	3,5
84	1988	09	26	13:26:10,0	4,37	-75,08	102	3,5
85	1989	03	02	13:56:37,6	4,53	-76,21	108	3,6
86	1989	06	28	15:16:18,7	4,55	-76,05	130	4,5
87	1989	04	25	12:16:55,5	4,22	-76,01	141	3,7
88	1989	02	14	06:11:34,9	5,06	-75,69	118	3,9
89	1990	11	23	22:35:34,0	4,75	-75,55	136	5,6
90	1991	10	24	15:00:03,5	5,06	-76,48	100	3,6
91	1991	10	31	14:47:27,4	4,66	-76,26	120	3,5
92	1991	02	14	07:34:59,9	5,02	-76,23	103	4,8
93	1991	01	23	01:05:06,9	4,73	-76,23	118	4,9
94	1991	02	14	07:56:41,5	4,74	-76,04	108	4,4
95	1991	01	13	11:31:12,2	4,31	-75,76	139	4,0
96	1991	03	19	10:56:17,3	4,68	-75,74	151	4,7
97	1992	07	18	01:40:56,6	4,61	-75,66	152	4,5
98	1992	08	15	19:02:08,1	5,15	-75,58	107	5,6
99	1992	10	17	10:33:05,5	4,21	-75,32	260	4,3
100	1993	04	22	06:21:07,6	4,49	-76,43	123	4,4
101	1993	03	19	13:59:37,3	5,77	-76,07	157	4,0
102	1993	12	03	13:16:15,6	4,97	-75,56	155	4,6
103	1994	02	28	13:40:08,3	5,10	-75,99	112	4,2
104	1995	01	02	22:33:24,4	5,06	-75,50	145	4,1