

***“ANÁLISIS DE FUENTES SISMOGÉNICAS REGISTRADAS POR LA RED  
SISMOLÓGICA DE VIGILANCIA DEL VOLCÁN GALERAS, COMO UNA  
CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE AMENAZA SÍSMICA DE LA REGIÓN DE  
INFLUENCIA DEL VOLCÁN”***



**JAIME FERNANDO ERASO MARTÍNEZ  
ANGELA CRISTINA GUERRA VILLARREAL**

**UNIVERSIDAD DE NARIÑO  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
INGENIERÍA CIVIL  
SAN JUAN DE PASTO  
2002**

***“ANÁLISIS DE FUENTES SISMOGÉNICAS REGISTRADAS POR LA RED  
SISMOLÓGICA DE VIGILANCIA DEL VOLCÁN GALERAS, COMO UNA  
CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE AMENAZA SÍSMICA DE LA REGIÓN DE  
INFLUENCIA DEL VOLCÁN”***



**Trabajo de grado para optar el título de  
INGENIERO CIVIL**

**JAIME FERNANDO ERASO MARTÍNEZ  
ANGELA CRISTINA GUERRA VILLARREAL**

**Director:  
Ing. ROBERTO A. TORRES C.**

**Codirector:  
Ing. RAFAEL CÁRDENAS S.**

**UNIVERSIDAD DE NARIÑO  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
INGENIERÍA CIVIL  
SAN JUAN DE PASTO  
2002**

## **AGRADECIMIENTOS**

Expresamos nuestros agradecimientos a:

Nuestros Padres por su constante motivación y apoyo en la realización de este trabajo.

Roberto A. Torres C., Ingeniero Civil y Director de esta investigación, por su colaboración y orientación incondicional, por su vocación en este campo y su sincera amistad.

INGEOMINAS, a los funcionarios y personal del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto, en especial al Ingeniero Civil Diego Gómez Martínez por su valiosa y permanente asistencia.

## TABLA DE CONTENIDO

### RESUMEN

#### 1. INTRODUCCIÓN

2. INFORMACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....2

2.1 LOCALIZACIÓN.....2

2.2 ANTECEDENTES.....3

2.3 RED SISMOLÓGICA DE VIGILANCIA DEL  
VOLCÁN GALERAS (RSVVG).....4

2.4 MODELO DE CORTEZA Y VELOCIDADES.....7

2.5 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO.....9

3. MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL.....14

3.1 DEFINICIONES Y CONCEPTOS.....14

3.2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....24

3.2.1 Sismología.....24

3.2.1.1 División de la Sismología.....24

3.2.2 Generación de los terremotos.....25

3.2.3 Fallas.....34

3.2.3.1 Tipo de fallas.....35

3.2.4 Ondas sísmicas.....37

3.2.5 Mecanismo focal.....40

3.2.6 Parámetros cinemáticos de fuente.....49

3.2.7 Complejidad de la fuente. modelos de  
barreras y asperezas.....56

3.2.8 Parámetros de localización.....58

3.2.8.1 Localización espacial y temporal de un sismo.....58

3.2.8.1.1 GAP.....61

3.2.8.1.1.1 Mapa de isovalores.....62

3.2.8.1.2 Tiempos de Recorrido.....63

3.2.8.1.3 Diagrama de Wadati.....	63
3.2.9 Magnitud de un sismo.....	65
3.2.10 Distribución espacial y temporal de los sismos.....	69
3.2.10.1 Distribución Global de la sismicidad.....	69
3.2.10.2 Distribución Regional de la sismicidad.....	71
3.2.10.2.1 Relaciones de Recurrencia.....	72
3.2.10.3 Distribución Temporal de sismos.....	75
3.2.11 Sismicidad volcánica.....	76
3.2.12 Correlaciones.....	80
3.2.13 Efectos locales de sitio.....	82
3.2.13.1 Ondas de Interferencia Constructiva.....	83
3.2.13.2 Efectos de amortiguamiento.....	83
3.2.14 Observatorios Sismológicos.....	89
3.2.15 Instrumentación Sismológica.....	91
4. METODOLOGÍA.....	93
4.1 MARCO GENERAL.....	93
4.2 PROCEDIMIENTO.....	98
4.2.1 Banco de datos.....	98
4.2.2 Mapa de isovalores de GAP.....	104
4.2.3 Evolución espacio temporal de la sismicidad y de la RSVVG.....	111
4.2.4 Determinación de fuentes sismogénicas.....	112
4.2.5 Familias Simogénicas.....	115
4.2.6 Relación de recurrencia y magnitud máxima probable.....	120
4.2.7 Parámetros cinemáticos de fuente.....	122
4.2.8 Mecanismo Focal.....	126
5. ANÁLISIS Y RESULTADOS.....	128

5.1 BANCO DE DATOS.....	128
5.2 MAPAS DE GAP Y DISTRIBUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DE LA RED.....	130
5.3 EVOLUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DE LA SISMICIDAD Y DE LA RSVVG.....	145
5.4 DETERMINACIÓN DE FUENTES SISMOGÉNICAS.....	150
5.5 FAMILIAS SISMOGÉNICAS.....	164
5.5.1 GRADO DE PARENTESCO.....	179
5.6 RELACIÓN DE RECURRENCIA Y MAGNITUD MÁXIMA PROBABLE.....	183
5.7 PARÁMETROS CINEMÁTICOS.....	195
5.8 MECANISMO FOCAL.....	208
6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	215
<i>BIBLIOGRAFÍA</i> .....	221
ANEXOS.....	227

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Ubicación del área de estudio.....	2
Figura 2. Distribución de las estaciones de la RSVVG.....	6
Figura 3. Sección vertical de la corteza de un perfil Malpelo, Tumaco, La Cocha.....	8
Figura 4. Geología del área de estudio. Detalle de la Plancha 429. Detalle escala 1:100000.....	10
Figura 5. Detalle Corte AA' de la Plancha 429. Escala 1:100000.....	11
Figura 6. Mapa geológico del área de influencia del Volcán.....	12
Figura 7. Modelo de ruptura de Reid (Sección vertical).....	26
Figura 8. Esquema de desplazamiento según la Teoría del Rebote Elástico de Reid.....	27
Figura 9. Modelo del rebote elástico.....	29
Figura 10. Convergencia entre bordes de placas. (a). Placas oceánicas-oceánicas. (b). Oceánicas-continentales. (c). Continentales-continentales.....	31

Figura 11. Interacción entre bordes de placas. (a). Divergencia. (b). Transformación.....	32
Figura 12. (a). Parámetros que definen el movimiento de una falla. (b). Tipos de fallas según su desplazamiento y buzamiento.....	35
Figura 13. Tipos de fallas.....	36
Figura 14. Tipos de ondas.....	39
Figura 15. Par de fuerzas actuantes sobre un plano de falla las cuales generan zonas de compresiones (+) y dilataciones (-).....	43
Figura 16. Esfera focal con la representación de los rayos que llegan a la superficie con su movimiento en compresión o dilatación.....	43
Figura 17. Esfera focal y ángulo de incidencia (i). El punto S, situado a una distancia epicentral $\Delta$ se representa por S' en la esfera focal centrada en O.....	44
Figura 18. Correspondencia entre el movimiento de los cuatro tipos de falla y su representación en la esfera focal.....	45
Figura 19. proyección estereográfica de la esfera focal sobre un plano.....	46
Figura 20. Representación de los diversos parámetros del mecanismo sobre la proyección estereográfica (Ejes X, Y, Z, P y T, y planos A y B).....	46



Figura 21. Espectro teórico de amplitudes de las ondas internas producidas por una fuente extensa con velocidad de fractura finita.....	50
Figura 22. Fallas y dislocaciones.....	52
Figura 23. Modelo de Barreras y asperezas.....	57
Figura 24. Curva $f(x_1, x_2)$ de Isovalor para el GAP.....	63
Figura 25. Representación esquemática de los diagramas de Wadati sencillo (a) y conjunto(b).....	65
Figura 26. Nomograma para el cálculo de Magnitud Local.....	66
Figura 27. Clases de sismos.....	70
Figura 28. Comportamiento del número de eventos en función de las magnitudes.....	72
Figura 29. Sistema masa-resorte.....	84
Figura 30. Representación de una curva de sensibilidad.....	92
Figura 31. (a) Angulo A, entre Estación E y cualquier punto p correspondiente a la grilla. (b) Azimut AZ, entre cada estación y cualquier punto correspondiente a la grilla.....	105
Figura 32. Mapa de IsoGAP .....	106

Figura 33. Contorno Tridimensional de valores de IsoGAP para el mismo arreglo, puntos más altos indican mejores calidades.....	107
Figura 33. Contorno Tridimensional de valores de IsoGAP para el mismo arreglo, puntos más altos indican mejores calidades.....	107
Figura 34. (a) Mapa Bidimensional en degradación de colores, zonas claras indican mejores calidades. (b) Zonas de calidades para la configuración triangular de estaciones.....	107
Figura 35. Mapa de IsoGap para la Red Sismológica Nacional de Colombia.....	109
Figura 36. Mapa de IsoGap para la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras.....	110
Figura 37. Sismicidad filtrada ocurrida en el periodo de 1989 a 2001 en la zona de influencia del volcán Galeras.....	113
Figura 38. En el programa CROSS_CO se tiene la opción de seleccionar la parte de las señales que se desee correlacionar.....	118
Figura 39. Algunas gráficas que ofrece el programa CROSS_CO para una mejor apreciación.....	119
Figura 40. Umbral mínimo de detección para la RSVVG para el periodo 1989 a 2001.....	121
Figura 41. Curvas de Calibración para los periodos de	

vigencia de la estación Cráter-2.....	124
Figura 42. Porcentaje de sismicidad después del filtrado.....	129
Figura 43. (a) Mapa de IsoGAP para un arreglo rectangular de Estaciones. (b) Contorno Tridimensional de valores de IsoGAP para el mismo arreglo. (c) Mapa Bidimensional en degradación de colores. (d) Zonas de calidades para la configuración octogonal de estaciones.....	131
Figura 44. (a).Mapa de IsoGAP para un arreglo octogonal de Estaciones. (b). Contorno Tridimensional de valores de IsoGAP para el mismo arreglo.....	132
Figura 45. (a) Mapa Bidimensional en degradación de colores (b) Zonas de calidades para la configuración octogonal de estaciones.....	133
Figura 46. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en los años 1989 a 1990. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	134
Figura 47. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1991. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	135
Figura 48. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1992. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	136

Figura 49. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1993. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	137
Figura 50. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1994. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	138
Figura 51. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1995. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	139
Figura 52. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1996. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	140
Figura 53. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1997. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	141
Figura 54. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1998. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	142
Figura 55. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1999. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo.....	143
Figura 56. (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 2000 y 2001. (b) Zonas de calidades para la configuración de la	

RSVVG en el mismo periodo.....	143
Figura 57. Validación del Mapa de contorno por graficación de calidades reportadas por HYPO71PC.(a). Sismos de calidad A. (b). Sismos con calidad B. (c). Sismos con calidad C.....	144
Figura 58. Evolución Espacio Temporal de la RSVVG para los años 1989 y 1993 en latitud.....	146
Figura 59. Evolución Espacio Temporal de la RSVVG para los años 1989 y 1993 en longitud.....	147
Figura 60. Evolución Espacio Temporal de la RSVVG para los años 1991 y 1995.....	148
Figura 61. Evolución Espacio Temporal de la RSVVG para el año 1996.....	149
Figura 62. Agrupaciones formadas por los epicentros de los sismos filtrados que sirven como base para la determinación de las fuentes sismogénicas.....	160
Figura 63. Sismicidad total de las fuentes Sismogénicas.....	151
Figura 64. Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1989.....	152
Figura 65. Localización espacial de la sismicidad filtrada.....	153
Figura 66. Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1993.....	155

Figura 67. Localización espacial de la sismicidad filtrada.....	157
Figura 68. Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1995.....	159
Figura 69. Localización espacial de la sismicidad filtrada.....	161
Figura 70. Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1998.....	162
Figura 71. Localización espacial de la sismicidad filtrada para el año 2001.....	163
Figura 72. Forma de onda característica de la familia de la fuente CG.....	165
Figura 73. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente CG.....	165
Figura 74. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente CG.....	166
Figura 75. Forma de onda característica de la familia 4 de la fuente CG.....	167
Figura 76. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NEG.....	167
Figura 77. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NEG.....	168
Figura 78. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente NEG.....	169
Figura 79. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NG.....	170

Figura 80. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NG.....	170
Figura 81. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NN.....	171
Figura 82. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NN.....	172
Figura 83. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NP.....	172
Figura 84. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NP.....	173
Figura 85. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente NP.....	174
Figura 86. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente OG.....	175
Figura 87. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente OG.....	175
Figura 88. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente OG.....	176
Figura 89. Formas de onda características de la fuente S.....	177
Figura 90. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente SE.....	178
Figura 91. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente SE.....	178
Figura 92. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente NG para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	184
Figura 93. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente NN para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	184

Figura 94. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente NP para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	185
Figura 95. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente NEG para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	185
Figura 96. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente S para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	186
Figura 97. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente SE para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	186
Figura 98. Fuentes sismogénicas con parámetro b bajo. Fuentes NG, NN y NP.....	188
Figura 99. Fuentes sismogénicas con parámetro b bajo. Fuentes NEG, SE y S.....	189
Figura 100. Fuentes sismogénicas con parámetro b alto. Fuentes CG y OG.....	190
Figura 101. Relación de frecuencia de ocurrencia de sismos contra Profundidad para las fuentes con parámetro b bajo.....	191
Figura 102. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente CG para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	192
Figura 103. Relación de recurrencia y magnitud máxima probable de la fuente	



OG para el periodo 1989 a agosto del 2001.....	192
Figura 104. Relación de frecuencia de ocurrencia de sismos contra profundidad para las fuentes con parámetro b alto.....	194
Figura 105. Valores máx, med. y min de la amplitud espectral en relación a la frecuencia de esquina para cada fuente.....	198
Figura 106. Valores máx, med. y min de la amplitud espectral en relación a la frecuencia de esquina para cada fuente.....	199
Figura 107. Comparación de los valores promedio de la amplitud espectral contra frecuencia de esquina de cada fuente.....	199
Figura 108. Relación de energía contra profundidad promedio de cada Fuente.....	202
Figura 109. Relación de energía contra distancia epicentral promedio de cada Fuente.....	202
Figura 110. Relación entre momento sísmico y distancia hipocentral.....	206
Figura 111. Relación entre energía sísmica y distancia hipocentral.....	206
Figura 112. Relación entre dislocación y distancia hipocentral.....	207
Figura 113. Relación entre caída de esfuerzos y distancia hipocentral.....	207
Figura 114. Red Sismológica Nacional de Colombia.....	209

Figura 115. Mecanismo focal preliminar para el sismo del 4 de marzo de 1995, elaborado por la RSNC.....	209
Figura 116. Mecanismo focal para el grupo 1.....	211
Figura 117. Mecanismo focal para el grupo 2.....	211
Figura 118. Mecanismo focal para el grupo 3.....	211
Figura 119. Mecanismo focal para el grupo 4.....	212
Figura 120. Mecanismo focal para el grupo 5.....	212

## LISTA DE CUADROS

Pág.

Cuadro 1. Modelo de Corteza del Volcán aleras.....	7
<b>¡Error! No se encuentran elementos de tabla de ilustraciones.</b>	
Cuadro 2 . Calificaciones del HYPO71PC.....	59
Cuadro 3 . Calificaciones del HYPO71PC por Calidad estadística.....	60
Cuadro 4 . Calificaciones del HYPO71PC por Calidad por distribución.....	60
Cuadro 5 . Calidad del hipocentro del HYPO71PC.....	61
Cuadro 6 . Valores de correlación.....	81
Cuadro 7. Homologación de estaciones para el archivo .INP.....	99
Cuadro 8. Cabeza de datos del archivo 8981VZ2R.INP.....	100
Cuadro 9. Valores mínimos y máximos por calidades según los criterios de localización del HYPO71PC encontrados en el archivo 8981VZ2R.PUN.....	101

Cuadro 10. Valores mínimos y máximos por calidades según los criterios de localización del HYPO71PC encontrados en el archivo 8981WQA.PUN.....	102
Cuadro 11. Límites establecidos para el filtro de datos.....	103
Cuadro 12. Valores mínimos y máximos por calidades según los criterios de localización del HYPO71PC encontrados en el archivo 8981WQA.PUN.....	104
Cuadro 13. Archivo generado por ARCVIEW para cada fuente sismogénica.....	115
Cuadro 14. Relación de sismos eliminados de acuerdo a cada procedimiento de filtrado.....	128
Cuadro 15. Número de sismos en cada archivo filtrado por años.....	129
Cuadro 16. Relación de Gutenberg y Richter aplicado a cada fuente sismogénica.....	183
Cuadro 17. Método de Utsu o de la Máxima Probabilidad aplicado a cada fuente sismogénica.....	195
Cuadro 18. Valores min y max para los parámetros cinemáticos de todas las fuentes.....	197
Cuadro 19. Valores medios de energía de todas las fuentes.....	201
Cuadro 20. Comparación entre parámetros cinemáticos.....	204

## LISTA DE ANEXOS

Pág.

ANEXO A. Manejo de calidades de localización del HYPO71PC.....	227
ANEXO B. Archivo de localizaciones de sismicidad filtrada 8981FILT.PUN.....	230
ANEXO C. Rutina CAL_GAP en MATLAB.Para desarrollo de mapas de Isogap.....	251
ANEXO D. Rutina EVOLE_T EN MATLAB. Para visualización de la evolución espacio temporal de la sismicidad.....	264
ANEXO E. Archivo de las señales usadas como muestras.....	275
ANEXO F. Correlación de sismos de cada familia.....	279
ANEXO G. Resultados de los decaimientos de las altas frecuencias de señales sísmicas.....	286
ANEXO H. Rutina ESPECB3 en MATLAB. Análisis de espectros de señales sísmicas.....	290
ANEXO I. Rutina CINEMATI en MATLAB. Análisis de parámetros cinemáticos de Fuente.....	293
ANEXO J. resultados del análisis de parámetros cinemáticos de fuente.....	302

## **RESUMEN**

Un estudio de Amenaza Sísmica debe basarse principalmente en el conocimiento de zonas que presenten actividad sísmica y su localización precisa, en el estudio de las características físicas del medio donde se producen y las características cinemáticas, determinando magnitudes y energía liberada, utilizando para esto una adecuada red sismológica que se constituye en la base del proceso, para evaluar junto con la recurrencia de sus magnitudes y las mayores magnitudes esperadas en estas zonas, el peligro a que está expuesta una región, lográndose mayor certeza cuando se implementen estudios transdisciplinarios como una microzonificación sísmica.

Con el fin de determinar los efectos que ha producido la distribución espacial de la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras (RSVVG), desde su instalación, en la localización hipocentral de los sismos, se desarrollaron mapas de isovalores que evalúan zonas de calidades de localización por configuración geométrica de una red, pudiendo determinar cual localización de sismicidad en un año dado tuvo algún grado de incertidumbre teniendo en cuenta la importancia de una correcta localización hipocentral en un análisis sismológico.

Una de las señales producidas por sismos generados en la zona de influencia del volcán Galeras es semejante a los asociados con procesos tectónicos, sin embargo, ocurren en una zona volcánica, en donde además confluyen segmentos del denominado Sistema de Fallas Romeral.

Por tal razón es muy complejo discernir si estos sismos son puramente tectónicos o volcánicos, lo que ha llevado a denominarlos Volcano Tectónicos (VT).

Se determinaron ocho fuentes sismogénicas o generadoras de sismos VT, algunas de las cuales han presentado actividad sísmica desde la instalación de la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras en 1989, como es el caso de las fuentes Occidente Galeras, Centro Galeras, Sur y SurEste. Otras fuentes se han registrado, dentro del periodo de funcionamiento de la Red, teniendo como inicio un sismo relativamente grande, entre las cuales están las fuentes Norte Galeras, NorEste Galeras y Norte Pasto, en donde el sismo principal fue de 4.2, 4.5 y 4.7 grados en la escala de Richter respectivamente y donde desde entonces se ha registrado gran actividad sísmica, identificando además la fuente Norte Norte.

De cada una de estas fuentes se estudió la distribución espacial y temporal, estableciendo las características del medio generador, la recurrencia de sus magnitudes y la máxima magnitud esperada, además de determinar, por medio del análisis de sus espectros, algunos parámetros cinemáticos de fuente. Las magnitudes máximas esperadas que se encontraron entre 2.9 y 5.5 grados para las fuentes Occidente Galeras y Norte Galeras, respectivamente; los valores de  $M_0$  (momento sísmico) estuvieron entre  $4.75E+18$  y  $6.36E+19$  para las fuentes Occidente Galeras y Norte Norte y los valores de  $M_w$  (magnitud de momento) obtenidos fueron de 1.8 y 2.5 para las fuentes Occidente Galeras y Norte Norte.

Con base en lo anterior se pudo determinar que las fuentes Occidente y Centro Galeras presentan probablemente mayor relación con actividad volcánica, observando su cercanía al cráter, sus

complejos mecanismos focales, la heterogeneidad del medio y sus bajos valores de energía alcanzados como sus relativamente pequeñas magnitudes máximas esperadas (3.1 grados), destacando que su máxima actividad se presentó durante la reactivación del volcán que dio pie a la formación en 1991 del domo del volcán. Las características tanto del medio como de la sismicidad de las demás fuentes indicaron que probablemente tienen relación más con procesos tectónicos, mostrando ser mucho más energéticas y esperándose magnitudes relativamente altas de hasta 5.5 grados, aportando de este modo una valiosa contribución a las investigaciones de Amenaza Sísmica en la zona de influencia del volcán Galeras.



## **ABSTRACT**

A study of Seismic Hazard should be based mainly on the knowledge of areas that present seismic activity and its precise localization, in the study of the physical characteristics of the environment where they take place and the characteristic kinematics, determining magnitudes and liberated energy, using for this an appropriate seismologic net that is constituted in the base of the process, to evaluate together with the recurrence of its magnitudes and the biggest magnitudes expected in these areas, the danger to that it is exposed a region, being achieved major certainty when studies transdisciplinary like a seismic microzonation are implemented.

With the purpose of determining the effects that has produced the space distribution of the Seismologic Net of Surveillance of the Galeras Volcano (RSVVG), from their installation, in the hypocentral localization of the earthquakes, isovalues maps were developed that evaluate areas of localization qualities for geometric configuration of a net, being able to determine which seismic localization in a given year, had some degree of uncertainty keeping in mind the importance of a correct hypocentral localization in an seismologic analysis.

One of the sign produced by earthquakes generated in the influence area of the Galeras volcano is similar the associated with tectonic processes, however, they happen in a volcanic area where segments of the denominated System of Fallas Romeral also converge. For such reason it is very complex to discern if these earthquakes are purely tectonic or volcanic, denominating to these earthquakes volcano tectonic (VT).

Eight seismogenic sources or generating of earthquakes VT was determined, some of which have presented seismic activity from the installation of the Seismologic Net of Surveillance of the Galeras Volcano in 1989, like it is the case of the Galeras West, Galeras Center, South and Southeast sources. Other sources have registered, in the period of operation of the Net, having like beginning a relatively big earthquake, among which the sources Galeras North, Galeras Northeast and North Pasto where the main earthquake was respectively of 4.2, 4.5 and 4.7 degrees in the Richter's scale are and where from then on it has registered great seismic activity, also identifying the North North source.

Of each one of these sources it was studied the space and temporal distribution, establishing the characteristics of the generating environment, the recurrence of their magnitudes and the maximum magnitude expected, besides determining, by means of the analysis of their spectra, some source kinematics parameters. The maximum magnitude expected were between 2.9 and 5.5 degrees for the sources Galeras West and Galeras North, respectively; the values of  $M_0$  (seismic moment) were between  $4.75E+18$  and  $6.36E+19$  for the sources Galeras West and North North and the values of  $M_w$  (magnitude at the moment) obtained were of 1.8 and 2.5 for the sources Galeras West and North North.

With the above-mentioned it was possible determine that the sources West and Center Galeras present probably more relationship with volcanic activity, observing their proximity to the crater, their complex focal mechanisms, the heterogeneity of the environment and their first floor energy values reached as their relatively small maximum magnitudes expected (3.1 degrees), highlighting that their maximum activity was presented during the reactivation of the volcano that gave cause to the formation in 1991 of the dome of the volcano. The characteristics so much of the environment as of the sismicidad of the other sources they

indicated that they probably have more relationship with tectonic processes, showing to be much energy and being expected relatively high magnitudes of up to 5.5 degrees, bringing a valuable contribution this way to the investigations of Seismic Hazard in the area of influence of the Galeras volcano.

## INTRODUCCIÓN

La región de influencia del volcán Galeras, se caracteriza por la confluencia del Sistema de Fallas Romeral, donde se ha evidenciado actividad neotectónica, y un volcán, Galeras, que ha sido reconocido como uno de los más activos del país a través de la historia y que recientemente ha mostrado nuevamente gran actividad desde el año 1989. La cercanía de esta zona con un gran número de poblaciones en su entorno, entre ellas la ciudad de San Juan de Pasto, capital del departamento de Nariño, a tan solo 9 Km del cono activo del volcán, hace imperiosa la implementación de estudios que conduzcan a una valoración real de la Amenaza Sísmica de la zona.

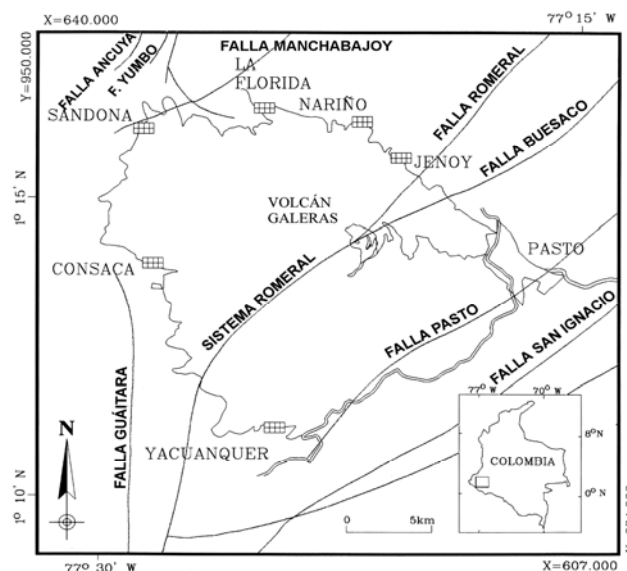
Aunque se han realizado algunos estudios, como los de Peláez (1990), Torres, Gómez y Ortega (1997) y Alexander (1999), entre otros, el conocimiento de las fuentes que generan la sismicidad en esta zona, es aún muy reducido, lo cual destaca la importancia del presente estudio en el sentido de identificar las características de este medio, de la sismicidad generada y su relación con la ocurrencia de sismos mayores que lleguen a producir consecuencias lamentables. En este estudio se identifican incertidumbres en la localización hipocentral de acuerdo a la distribución espacial que se ha dispuesto para la RSVVG desde su instalación, además, se evalúa lo referente a las fuentes sismogénicas como su determinación, ubicación de epicentros y recurrencia de magnitudes de sismos asociados a cada fuente y la determinación de sus parámetros cinemáticos, relacionando cada fuente

con procesos volcánicos o tectónicos. Sin embargo, se tienen algunas limitaciones como el uso del modelo de corteza y velocidades inferido por medio de comparaciones con otros volcanes y otras suposiciones como el valor de patrones de radiación y el factor de calidad aparente del medio, que aunque relativamente apropiadas, necesitan profundizarse con estudios específicos, lo cual daría mayor precisión en los análisis y resultados, constituyéndose este estudio, no obstante, en un elemento significativo en las investigaciones encaminadas a la cuantificación del grado de Amenaza Sísmica a la que está expuesta esta región ya que esto es un factor muy importante para la formulación de planes de contingencia y diseño de obras de ingeniería que permitan en algún momento proteger la vida y el bien común.

## 2. INFORMACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 2.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio corresponde a parte de la zona de influencia del volcán Galeras, comprendida entre las coordenadas  $1^{\circ} 9'00''$  a  $1^{\circ} 17'24''$  de latitud N y  $77^{\circ} 13'48''$  a  $77^{\circ} 25'48''$  de longitud W con un área aproximada de  $345.60 \text{ Km}^2$ , entre el límite de la depresión oriental Cauca – Patía en el lado occidental de la cordillera Central del sistema de los Andes en la parte sur occidental del Departamento de Nariño en Colombia, al occidente de la ciudad de San Juan de Pasto, incluyendo en esta zona la poblaciones de Jenoy, Nariño, La Florida, Sandoná, Consacá, Yacuanquer, Obonuco y Catambuco (Figura 1).



**Figura 1.** Ubicación del área de estudio [Tomado de Torres, R., Gómez, D., y Ortega, A., 1997]

## 2.2 ANTECEDENTES

Según Coral (1993), la actividad histórica del Galeras ha sido objeto de algunas recopilaciones de grandes cronistas y científicos como las de Friedlaender (1927), Forero Duran (1933), Ramírez (1975) y Hantke y Parodi (1966).

Entre algunos hechos de la actividad histórica de este volcán se pueden destacar: El 7 de diciembre de 1580 tuvo una gran explosión con emisión de ceniza, humo, flujos piroclásticos y fuertes bramidos; entre 1641 y 1643 erupciones acompañadas de grandes sismos, que provocaron el colapso de varias edificaciones; entre 1687 y 1696 erupciones acompañadas con terremotos en Pasto y otras poblaciones; entre 1836 y 1856 actividad volcánica que continuó durante el resto del siglo con erupciones intensas; en 1925 expulsión de piedras y fragmentos de lava a grandes distancias; el 10 de abril de 1926 se registraron fuertes erupciones acompañadas de tres fuertes sismos [Ramírez, 1975]; el 27 de Agosto de 1936 ocurre la más importante erupción entre las conocidas hasta ahora [Espinosa, 1989].

Más recientemente, se presenta la reactivación del volcán iniciada en 1988 con varios sismos importantes destacándose hechos como la secuencia de sismos VT entre abril y mayo de 1993, cuyo evento principal, el 27 de abril, alcanzó una magnitud de 4.2 en la escala de Richter [Torres, 1999] y, el 25 de noviembre, un sismo de magnitud 4.5 en la escala de Richter que afectó las poblaciones de Pasto, Jenoy y Nariño; el 4 de marzo de 1995 ocurre un sismo sentido en Pasto con una magnitud, obtenida por el Observatorio

Vulcanológico de la ciudad de Pasto, de 4.75 en la escala de Richter y de 5.1 por la Red Sismológica Nacional [INGEOMINAS, 1995].

A partir de 1989 cuando el volcán Galeras mostró nuevamente signos de actividad se estableció la Red Sismológica y de Vigilancia del Volcán Galeras (RSVVG), la cual desde entonces en su registro de numerosos sismos se cuentan los que se han catalogado como Volcano Tectónicos (VT) debido a que estos sismos ocurren en una zona volcánica activa y su semejanza con un sismo Tectónico sin poder discernir su origen puramente tectónico o volcánico [Later, 1979; Chouet, 1996; En Alexander, 1999].

Esta zona es clasificada como sísmicamente activa, según los antecedentes sísmicos registrados y es posible inferir una relación entre los procesos tectónicos y volcánicos que han dado lugar a la sismicidad de la región.

Entre los trabajos más recientes relacionados con la sismicidad de la región en cuestión están los elaborados por Peláez (1990), De Greiff (1991), Torres (1990), Gómez y Torres (1993 y 1996), Torres, Gómez y Ortega (1997) y Alexander (1999).

### **2.3 RED SISMOLÓGICA DE VIGILANCIA DEL VOLCÁN GALERAS (RSVVG)**

En la actualidad el monitoreo sísmico es la modalidad primaria de vigilancia volcánica debido a su sostenido y exitoso uso en la detección del comportamiento volcánico anómalo.



Existen algunos estudios relacionados con el tema en Japón por Omori (1914), y en Hawai por Wood (1915), que muestran la importancia que tiene el monitoreo y su utilización para obtener algún tipo de advertencia temprana de erupciones volcánicas [Tilling, 1993]. El principal objetivo de este monitoreo es registrar, caracterizar e interpretar la actividad sísmica y así pronosticar de alguna forma, en un lapso relativamente corto de tiempo, eventuales erupciones futuras.

El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (O.V.S.P) tiene emplazadas y distribuidas sobre el volcán Galeras y sus alrededores, estaciones sísmicas con sensores de componente vertical y de los cuales, Urcunina, cuenta con tres componentes. La información registrada por estas estaciones sísmicas se transmite por telemetría. El O.V.S.P dispone de 5 registradores analógicos que utilizan papel ahumado (trazas) el cual permite mostrar inmediatamente la respuesta del instrumento al sismo haciendo posible un monitoreo cualitativo y visual de la sismicidad conforme ocurre. El procesamiento de los datos con este sistema puede tomar algún tiempo después del registro dependiendo del tiempo con que sean cambiados los registros del tambor del sismógrafo. Los parámetros de los datos sísmicos analógicos tienen que ser determinados o leídos manualmente.

El O.V.S.P. cuenta además con un sistema de registro digital (traza en medio magnético) en el que se recibe todas las señales de las estaciones. Estas señales digitales proporcionan una amplia respuesta en frecuencia y en amplitud, lo cual facilita el análisis computarizado de los datos sísmicos.

La RSVVG está compuesta por 13 estaciones algunas de las cuales han estado en funcionamiento desde el año de 1989. Estas estaciones son: Olga (OLGA), Achalay (banda ancha) (ACVZ), Anganoy (banda ancha) (ANVZ), Cráter-2 (banda ancha) (CRVZ), Cráter-2 (CR2R), Obonuco (OBNS), Urcunina (URCR), Cobanegra-3 (COB3), Nariño-2 (NAR2), Calabozo (CALA), Loma Larga (LOMV), Plazuelas (PLAZ) y Puyito (PUYI), (Figura 2).

Desde el año de 1997 existe un convenio entre el Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales de Alemania (*BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFEN*, BGR), en el cual como parte de un programa de cooperación, se instaló a al S del cráter del volcán Galeras dos estaciones de Banda Ancha portátiles las cuales se componen de un sismómetro STS-2 triaxial y un registrador a 16 bits PDAS-100 Teledyne Geotech que luego se ampliaron y establecieron como cuatro estaciones digitales y telemétricas.

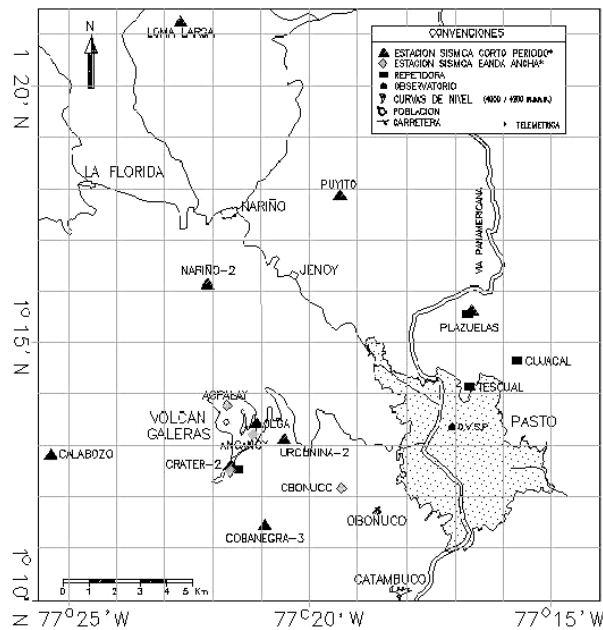


Figura 2. Distribución de las estaciones de la RSVVG [Tomado del Ingeominas].

## 2.4 MODELO DE CORTEZA Y VELOCIDADES

El O.V.S.P utiliza para el análisis y ubicación de los sismicidad registrada el programa HYPO71PC, el cual a su vez parte de un modelo de velocidades sísmicas conocido o supuesto para realizar los cálculos de localización (Cuadro 1).

*Cuadro 1. Modelo de Corteza del Volcán Galeras. [Torres R., 1990, después de Gil, 1990]*

<b>COTA</b> <i>(m.s.n.m)</i>	<b>PROFUNDIDAD</b> <i>(Km)</i>	<b>VELOCIDAD</b> <i>Ondas P. (Km/s)</i>	<b>DENSIDAD</b> <i>(g/cc)</i>
4200	0.00	3.50	2.30*
2200	2.00	3.70	2.40*
200	4.00	4.00	2.50*
-3800	8.00	6.00	2.70
-21800	26.00	6.80	3.00
-39800	44.00	8.00	3.30

*\* Valores inferiores para obtención de parámetros de fuente de sismos de alta frecuencia*

Los modelos de velocidades han sido determinados con mediciones geológicas y geofísicas para algunos volcanes del mundo por la dificultad y el costo que lleva consigo este proceso transdisciplinario. Por lo tanto es necesario hacer una suposición de este modelo basándose en estudios realizados a volcanes con características muy semejantes y en estudios regionales. Sin embargo, una pobre determinación del modelo de velocidades supuesto puede acarrear errores y llevar a un detrimento de los procesos de localización [Tilling, 1993].

El modelo de velocidades que actualmente utiliza el O.V.S.P. para los análisis y cálculos de localización (Figura 3), se tomó usando como referencia los estudios del Ingeniero

Fernando Gil Cruz (Unidad Operativa Manizales) [Gil, F., 1990; En Alexander, 1999] quien infirió las dos primeras capas, 4 Km, comparándolos con las características del volcán Nevado del Ruiz y la aparente predominancia de flujos diversos en los primeros kilómetros del edificio del volcán Galeras, además de los estudios realizados en el

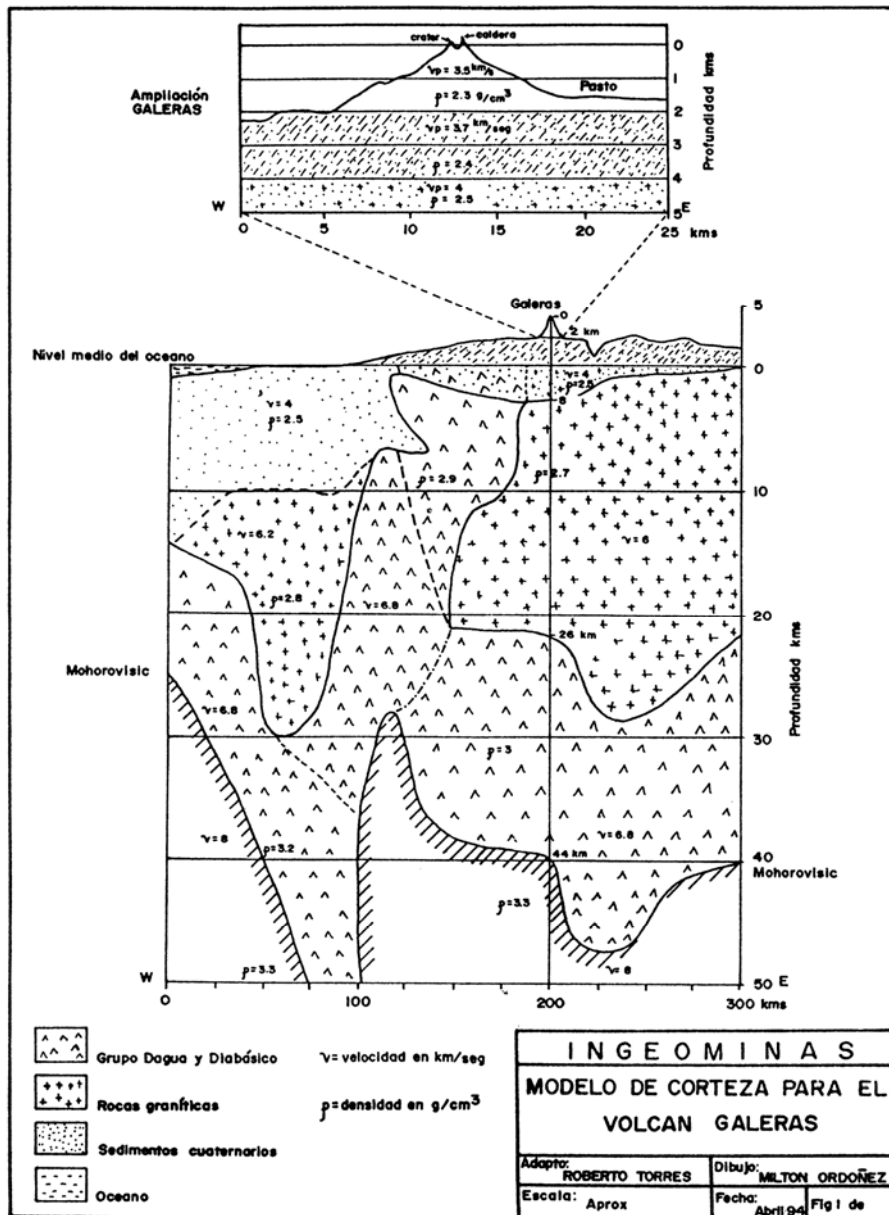


Figura 3. Sección vertical de la corteza de un perfil Malpelo, Tumaco, La Cocha [Tomado y adaptado de Meissner, et al., 1977].

“Proyecto Nariño” de sondeo por refracción profunda que se combinaron con datos geofísicos y geológicos en el límite activo entre las placas Nazca y Suramérica en Colombia [Meissner, et al. 1977].

Este modelo de corteza toma como base que el nivel de referencia se encuentra localizado en la cima del volcán Galeras, sobre los 4200 m.s.n.m., es un modelo de capas horizontales y tuvo además aportes de estudios de refracción sísmica a nivel regional dentro del “Proyecto Nariño”. Las densidades de las tres primeras capas del modelo de corteza para el volcán Galeras fueron inferidas por Torres, R. (1990).

## **2.5 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO**

Los estudios que se hayan realizado y que se realicen desde el punto de vista volcánico tiene como objetivo discernir a través de ellos la historia eruptiva de un volcán: la composición, evolución del magma y sus productos, el tipo de erupciones y los materiales emitidos en las mismas.

Con la información suministrada por los estudios geológicos se elaboran y actualizan mapas de amenaza volcánica potencial, partiendo de que procesos que han ocurrido en el pasado, pueden repetirse en el presente con características similares.

Según Murcia y Cepeda (1991) la tectónica que abarca el área que corresponde al estudio de la Plancha 429, es muy complicada. En ella existe la convergencia de las tres cordilleras

colombianas, junto con el estrechamiento y levantamiento de las depresiones interandinas del Valle del Magdalena y del Cauca – Patía. El trazo de megafallas importantes se ha desarrollado con base en imágenes Landsat determinando que éstas desaparecen bajo los potentes depósitos volcánicos Terciario – Cuaternarios, además, la actividad cuaternaria de estas fallas en algunos casos es evidente (Figura 4 y 5).

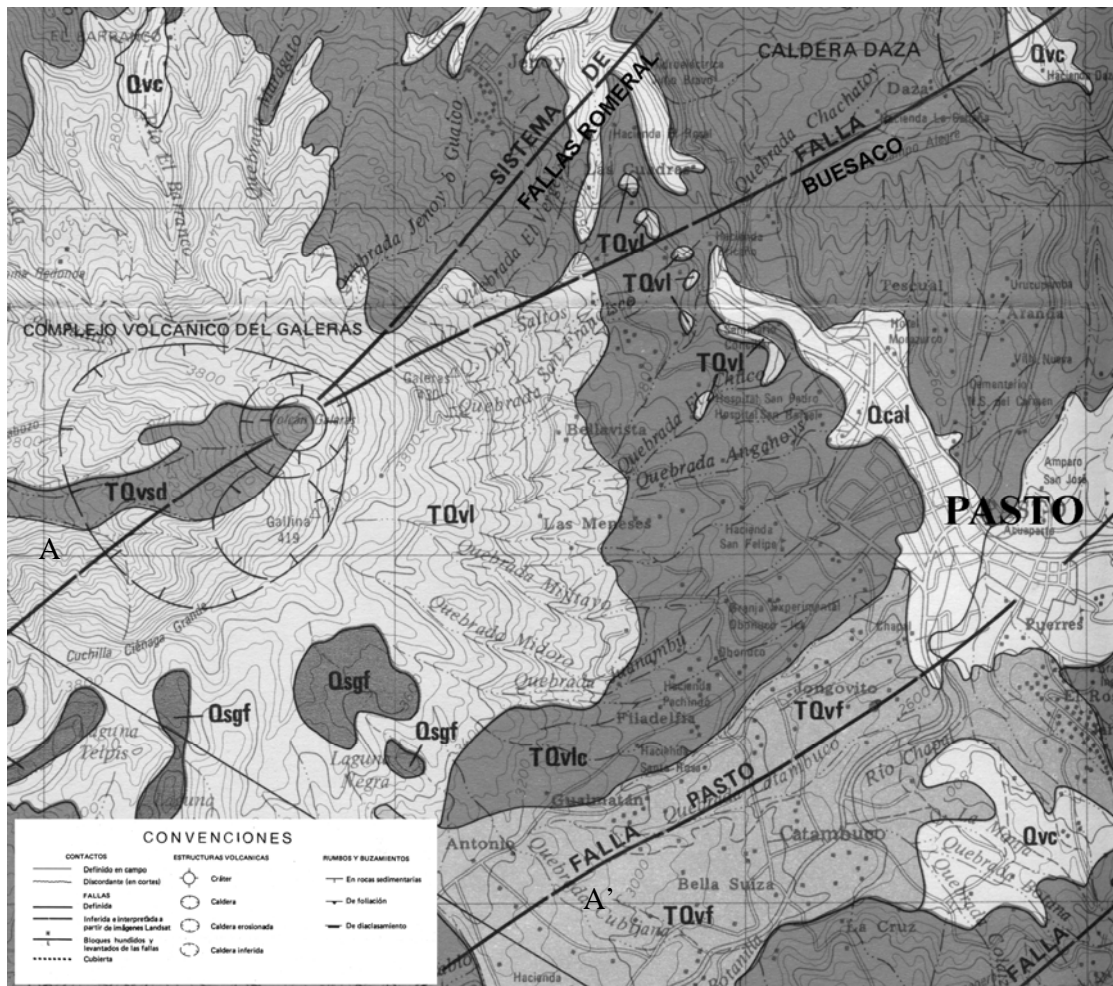


Figura 4. Geología del área de estudio. Detalle de la Plancha 429. Detalle escala 1:100000 [Tomado y adaptado del Ingeominas, Murcia, A. y Cepeda, H., 1991].

Análisis de fuentes sismogénicas registradas por la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras como una contribución al estudio de Amenaza Sísmica de la región de influencia del volcán.

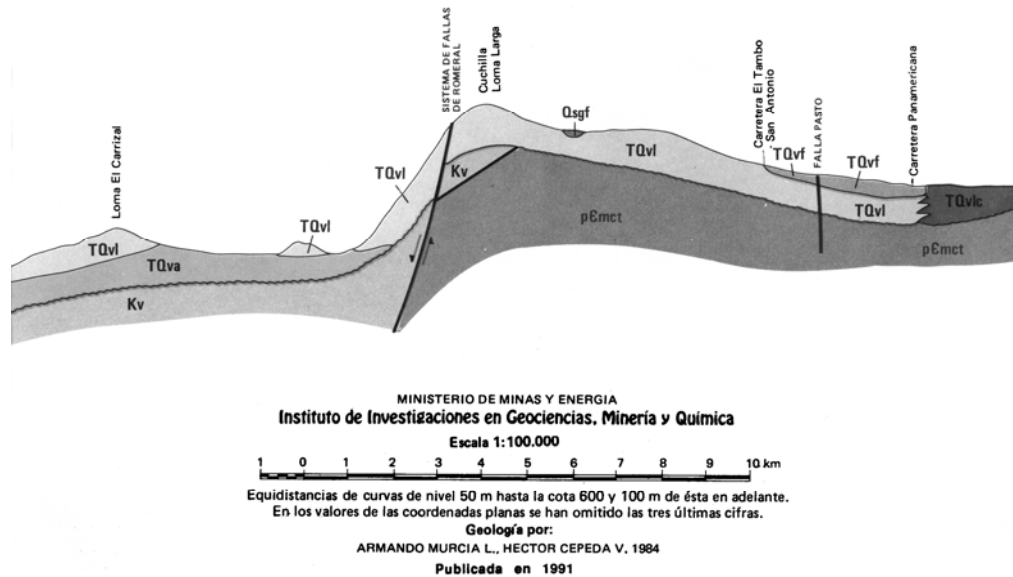


Figura 5. Detalle Corte AA' de la Plancha 429. Escala 1:100000 [Tomado y adaptado del Ingeominas, Murcia, A. y Cepeda, H., 1991].

<b>Qcal</b>	<b>DEPOSITOS COLUVIALES Y ALUVIALES</b> Depósitos de coluvio y aluvio, exceptuando terrazas.	<b>TQva</b>	<b>LAVAS Y CENIZAS</b> Generalmente se trata de lavas cubiertas y/o intercaladas con cenizas del tipo "ash fall" y muy pocas veces del tipo "ash flow".
<b>Qt</b>	<b>TERRAZAS</b> Depósitos aluviales aterrazados.	<b>TQva</b>	<b>DEPOSITOS VOLCANICOS SIN DIFERENCIAR</b> Intercalaciones de lavas, piroclásticas, depósitos fluvio-glaciares y lahares en diferentes proporciones.
<b>Ql</b>	<b>DEPOSITOS LACUSTRES</b> Sedimentos de origen límnic.	<b>Th</b>	<b>ROCAS IGNEAS HIPOABISALES</b> Pequeños stocks de porfiritas dacíticas y andesíticas.
<b>Qsgf</b>	<b>DEPOSITOS GLACIARES Y FLUVIOGLACIARES</b> Se pueden distinguir: circos, valles, morrenas laterales y de recesión y depósitos tipo "out wash".	<b>TMe</b>	<b>FORMACION ESMITA</b> Intercalaciones de limolitas violáceas, areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados polimícticos.
<b>Qvc</b>	<b>LLUVIAS DE CENIZA</b> Cenizas del tipo "ash fall" que modelan la topografía actual. Generalmente se presentan varios niveles separados por paleosuelos.	<b>Ku</b>	<b>ROCAS ULTRAMAFICAS DEL CHACAGUAICO</b> Pequeños afloramientos de dunitas serpentinizadas.
<b>TQvl</b>	<b>LAHARES Y LAVAS</b> Depósitos resultantes de flujos de lodo, con algunas coladas de lavas intercaladas.	<b>Ksv</b>	<b>FORMACION QUEBRADAGRANDE</b> Metasedimentos con intercalaciones de metabasaltos y metapiroclásticas. Metamorfismo de las facies ceolitas y prehnita-pumpellita.
<b>TQvlp</b>	<b>LAHARES Y PIROCLASTOS</b> Intercalaciones de lahares y cenizas del tipo "ash fall".	<b>GRUPO DIABASICO</b>	
<b>TQst</b>	<b>CONJUNTO SEDIMENTARIO DE TAPIALQUER</b> Grandes lentes de conglomerados polimícticos con algunas intercalaciones de areniscas y limolitas.	<b>Kvs</b>	Metabasaltos y metapiroclásticas, con metamorfismo de las facies prehnita - pumpellita.
<b>TQsv</b>	<b>CONJUNTO SEDIMENTARIO - VOLCANICO DE LA MAGDALENA</b> Delgadas intercalaciones de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano fino de colores claros, con restos de diatomeas, espículas de esponjas, conchas de moluscos lacustres, hojas, raíces y tallos. Se presentan algunos flujos lávicos andesíticos intercalados.	<b>Kvd</b>	Metabasaltos, metapiroclásticas y algunas intercalaciones de metapelitas y variaciones locales de metabasos a metadiabasos, con metamorfismo de las facies ceolitas a esquistos verde.
<b>TQvl</b>	<b>LAVAS</b> Macizas, escoriáceas y en bloques. Son cuarzo-latiandesitas, cuarzo-andesitas, latiandesitas, andesitas y dacitas de la serie calcoalcalina. Sus edades varían entre el Mioceno superior (?) y el presente.	<b>Kv</b>	Metabasaltos y metasedimentos, con metamorfismo de las facies ceolitas y prehnita-pumpellita.
<b>TQva</b>	<b>AVALANCHAS ARDIENTES Y DE ESCOMBROS</b> Tobas de lapilli y aglomerados producidos a partir de emisiones volcánicas, generalmente violentas; están compuestas predominantemente por material generado a partir de un magma juvenil.	<b>Kmsv</b>	<b>GRUPO DAGUA</b> Metavolcánicas y metasedimentos hacia la base, con gradación a sedimentos turbidíticos hacia el techo. Metamorfismo de las facies prehnita-pumpellita y esquistos verde.
<b>TQvi</b>	<b>IGNIMBRITAS EUTAXITICAS</b> Coladas tabulares y soldadas, compuestas de cuarzo, biotita, hornblenda y litoclastos en una matriz vítrica. Están caracterizadas por el soldamiento, las texturas de flujo y la presencia de "shards" pumáceos.	<b>Pz?b</b>	<b>SECUENCIA METAMORFICA DE BUESACO</b> Esquistos verdes y cuarzo-micáceos, atravesados por venas de cuarzo y calcita.
<b>TQvf</b>	<b>FLUJOS DE CENIZA Y PUMITA</b> Coladas sin soldar y soldadas, compuestas por fragmentos de pumita y a veces con bajas proporciones de fragmentos de lava en una matriz de ceniza. No presentan texturas eutaxíticas.	<b>pEmct</b>	<b>COMPLEJO MIGMATITICO DE LA COCHA - RIO TELLEZ</b> Neítes, anfíbolitas, esquistos, granitoides de anatexia y esporádicamente flujos básicos, con desarrollo de estructuras y texturas migmatíticas.

Leyenda explicativa de las figuras 4 y 5.

Análisis de fuentes sismogénicas registradas por la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras como una contribución al estudio de Amenaza Sísmica de la región de influencia del volcán.

Murcia y Cepeda (1986) denomina Complejo Volcánico Galeras al grupo de edificios volcánicos localizados al N de la zona de los sistemas de fallas Romeral, Guítara y el Diviso – Túquerres (Figura 6).

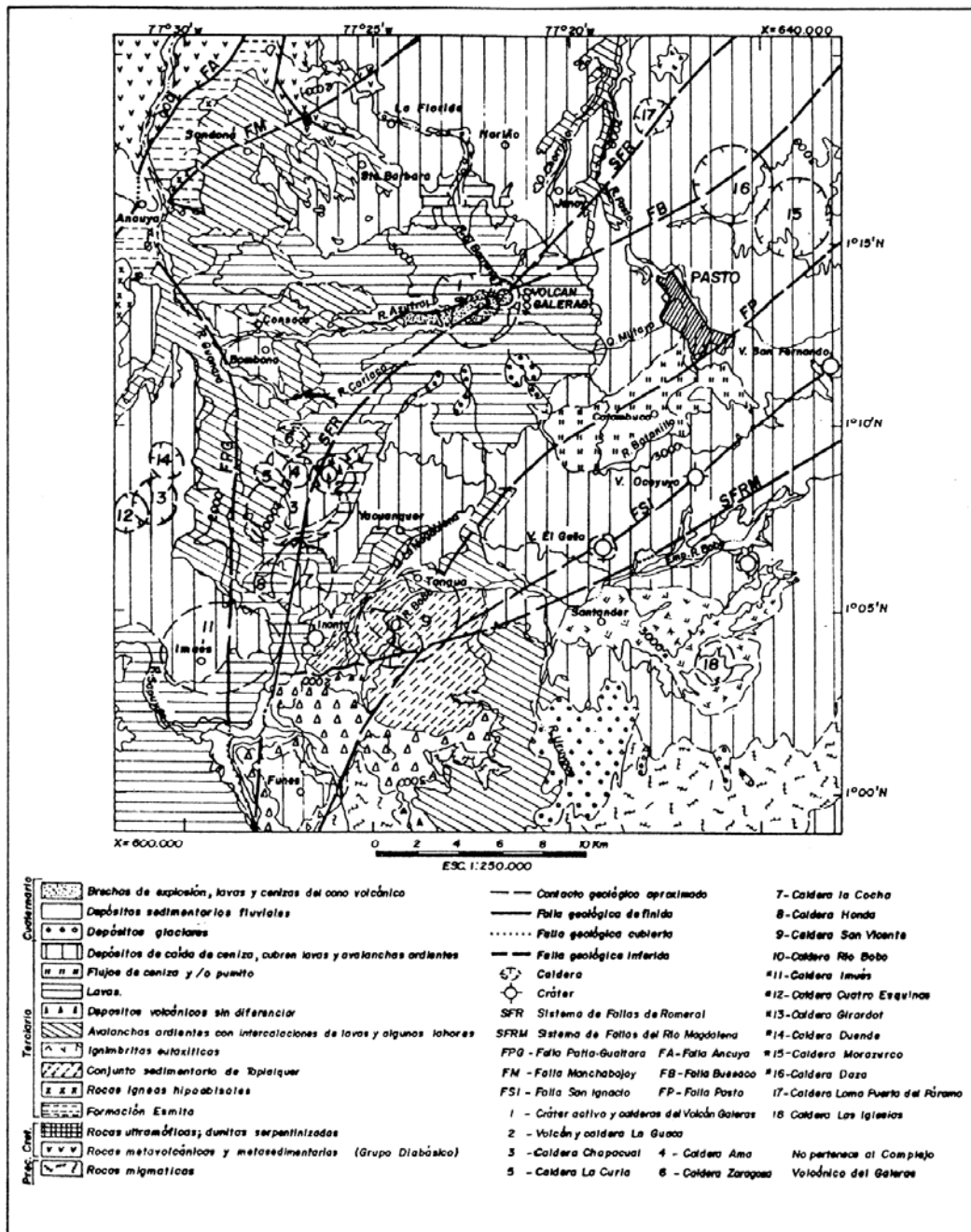


Figura 6. Mapa geológico del área de influencia del Volcán Galeras [Tomado del Ingeominas].



Este complejo está compuesto por varias calderas y volcanes, genéticamente relacionados y desarrollados durante las dos etapas del vulcanismo cenozoico. Murcia y Cepeda (1986), separa estas calderas y volcanes en dos grupos diferenciables en espacio, Sur y Norte.

El grupo Sur está conformado por dos subgrupos de calderas compuestas, un volcán parásito y un domo exógeno. El grupo Norte lo conforman una caldera compuesta y un volcán parásito (Galeras).

Esta zona está atravesada por el Sistema de Fallas Romeral con una dirección general de N45°E, poniendo en contacto rocas metamórficas del paleozoico (secuencia metamórfica de Buesaco) con rocas metasedimentarias y volcánicas del Cretácico (Formación Quebradagrande).

La expresión superficial de la falla Buesaco muestra importantes contrastes litológicos y rocas cataclásticas formadas a diferentes profundidades, que se observan en el cañon del río Juanambú; hacia el sur de Buesaco (Villa Moreno – Daza – Volcán Galeras), depósitos cuaternarios de origen glacial, flujos, lavas y cenizas volcánicas han cubierto el trazo de la falla y muestran rasgos geomorfológicos típicos de actividad neotectónica, tales como corrientes desplazadas, escarpes y depósitos confinados cuaternarios, trincheras naturales, valles y cauces rectos y alineados [Romero, 1993; En RSNC, 1995].

### **3. MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL**

#### **3.1 DEFINICIONES Y CONCEPTOS**

##### ***ACELEROGRAMA (ACCELEROGRAM)***

Registro de la aceleración del terreno en un sitio dado en función del tiempo. La aceleración se registra generalmente en tres direcciones, dos componentes horizontales, ortogonales entre sí, y una vertical [Sauter, 1989].

##### ***AMENAZA NATURAL (NATURAL HAZARD)***

Peligro latente asociado a un fenómeno de origen natural que puede manifestarse en un sitio específico y durante un período de tiempo determinado, produciendo efectos adversos sobre las personas, sus bienes y el medio ambiente. En términos matemáticos la amenaza está expresada como la probabilidad de ocurrencia de un evento de ciertas características en un sitio determinado y durante un tiempo específico de exposición [OPS, 1996; En Alexander, 1999].

##### ***AMENAZA SÍSMICA (SEISMIC HAZARD)***

Probabilidad de que un parámetro como la aceleración, la velocidad o el desplazamiento del medio transmisor supere un nivel de referencia, dentro de un periodo de retorno [Sarria, 1995].

### ***AMENAZA VOLCÁNICA (VOLCANIC HAZARD)***

Probabilidad de ocurrencia de alguna clase de erupción multiplicada por la probabilidad de que un área pueda ser afectada por cierto evento volcánico [Scandone, 1993; En Córdoba, G., 1998].

### ***ATENUACIÓN (ATTENUATION)***

Disipación de la energía sísmica liberada que se manifiesta como la disminución de la amplitud de las ondas sísmicas al transcurrir el tiempo y durante el viaje de las ondas a través del interior y por la superficie de la tierra [Mahdyiar, 1998].

### ***BUZAMIENTO (DIP)***

Angulo de desviación respecto a la horizontal del plano de falla. El ángulo se mide en un plano perpendicular a la falla [Sauter, 1989].

### ***CAÍDA DE ESFUERZOS (STRESS DROP)***

Caída súbita de los esfuerzos acumulados en la roca a través de un plano de falla debido a la fractura del material rígido; corresponde a la diferencia entre los esfuerzos de cizalla en la roca antes y después de la ruptura [Sauter, 1989].

### ***CORTEZA TERRESTRE (TERRESTRIAL CRUST)***

Parte exterior y rígida del globo terrestre, constituida por rocas cristalinas de composición basáltica y granítica, incluyendo sedimentos asociados [Sauter, 1989].

### ***CUPLA (COUPLE )***

Se entiende por par de fuerzas a un conjunto de fuerzas no colineales que son paralelas, de igual intensidad y de direcciones contrarias aplicadas a una misma masa. La separación entre las directrices de las dos fuerzas se conoce como brazo del par y se comprende que, en primera instancia, el efecto de un par es el de producir una rotación que se conoce como el momento o torque del par [Sauter, 1989].

### ***DISLOCACIÓN (DISLOCATION)***

Conocido también como rechazo de la falla, es el desplazamiento relativo entre los bloques opuestos de la falla, producido por la ruptura de la roca [Sauter, 1989].

### ***DISTANCIA EPICENTRAL (EPICENTRAL DISTANCE)***

Distancia medida sobre la superficie terrestre, del punto de observación al epicentro [Sauter, 1989].

### ***ENJAMBRE DE SISMOS (SWARM)***

Secuencia o serie de sismos pequeños que ocurren en una misma región durante un periodo corto, no siendo ninguno de ellos de magnitud significativa o sobresaliente respecto a las demás [Sauter, 1989].

Algunas veces sucede que un gran número de pequeños sismos ocurren en una región, en un intervalo de tiempo el cual puede extenderse hasta algunos meses, sin la ocurrencia de un sismo grande. Cada serie de sismos son llamados enjambre de sismos. Sismos

asociados con actividad volcánica a menudo ocurren en enjambres; pero los enjambres ocurren además en regiones no volcánicas [Bullen, 1985].

### ***EPICENTRO (EPICENTER)***

Punto sobre la superficie terrestre situado directamente sobre el foco o hipocentro del sismo. La proyección vertical del foco sobre la superficie terrestre [Sauter, 1989].

### ***FALLA GEOLÓGICA (GEOLOGICAL FAULT)***

Zona de fractura en el material de la corteza a lo largo de la cual dos bloques adyacentes han sufrido una dislocación o un desplazamiento relativo paralelo a la falla; el plano de falla puede ser vertical u oblicuo, y la dislocación total puede ser de centímetros o de metros [Sauter, 1989].

### ***FOCO SÍSMICO (HYPOCENTER)***

Punto de la falla donde se origina la ruptura y en el que se genera el primer pulso de las ondas longitudinales P registrado en las estaciones sismológicas. Se define mediante las coordenadas de longitud, latitud y profundidad focal [Sauter, 1989].

### ***FUENTE SÍSMICA O SISMOGÉNICA (SEISMIC SOURCE)***

Región tectónica o segmento de una falla donde en forma recurrente se generan sismos a causa de la ruptura de la roca [Sauter, 1989]. Proyecciones de volúmenes litosféricos dentro de los cuales se presume que pueden ocurrir sismos con origen tectónico similar. Esto quiere decir que una fuente sismogénica no es una falla geológica, pero también

significa que es muy probable que a una fuente sismogénica se asocien una o varias fallas [Sarria, 1995].

### ***MAGMA (MAGMA)***

Flujo rocoso incandescente (a 1000° C aprox.) compuesto de óxidos y elementos volátiles que se encuentran en zonas dentro de la corteza; puede quedar aprisionado dentro de la corteza o ascender a la superficie. En caso de llegar a la superficie, se habla de un proceso efusivo, y si se mueve dentro de la corteza, de un proceso intrusivo [Tilling, 1993].

### ***MAGNITUD (MAGNITUDE)***

Medida cuantitativa del tamaño de un sismo en una fuente relacionada con la energía sísmica liberada durante el proceso de ruptura en la falla. Es un parámetro independiente del sitio de observación y se determina midiendo la máxima amplitud de las ondas en un sismograma. Las medidas más usuales son la magnitud Richter (M) o magnitud local (ML), magnitud de ondas de cuerpo (Mb), magnitud de ondas de superficie (Ms) y magnitud de momento (Mw) [Sauter, 1989].

### ***MECANISMO FOCAL (FOCAL MECHANISM)***

El principal objeto del mecanismo focal es la identificación de fallas sísmicas a partir de observaciones sismológicas. Para que este objetivo se cumpla adecuadamente es necesario contar con un número considerable de sismogramas de magnitudes grandes a las cuales no les afecte los efectos de recorrido y sitio y reflejen confiablemente las características de la fuente [Udías y Mezcuca, 1997].

### ***MICROSISMO (MICROEARTHQUAKE)***

Ondas sísmicas débiles registradas en forma constante solo instrumentalmente. Representa el ruido de la tierra causado por las olas, el viento, las vibraciones mecánicas y en general por la actividad humana [Bullen, 1985].

### ***MOMENTO SÍSMICO (SEISMIC MOMENT)***

Parámetro más confiable que sirve, al igual que la magnitud, para designar el tamaño de un sismo; es el producto de la rigidez de la roca, el desplazamiento promedio producido en la falla (promedio de dislocación de la superficie de la falla) y el área de ruptura [Sauter, 1989; Mahdyiar, 1998].

### ***ONDA SÍSMICA (SEISMIC WAVE)***

Un transporte de energía en donde las partículas de un determinado medio, con características elásticas, se desplazan en posiciones normales e inmediatamente oscilan respecto a su posición de equilibrio transmitiéndose el empuje a las partículas vecinas [Torres, 1996].

### ***PELIGRO (HAZARD)***

Probabilidad de ocurrencia de un daño potencial dentro de un periodo especificado de tiempo [ UNDRO, 1991; En Cordoba, G., 1998]. Es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo [Fournier d'Albe, 1979; En Tilling, 1993].

### ***PREMONITORIOS (FORESHOCKS)***

La mayoría de sismos ocurren sin un aviso previo detectable debido a la poca intensidad de sismos premonitorios. Sin embargo algunos sismos de magnitud considerable son precedidos por pequeños sismos los cuales son llamados premonitorios. Imamura encontró que la tendencia de ocurrencia de los premonitorios es limitada a particulares zonas sísmicas [Bullen, 1985].

### ***REPLICAS (AFTERSHOCKS)***

Usualmente un sismo de gran o moderada magnitud es seguido por una serie de pequeños sismos cerca de la región fuente original. Esto se espera desde el origen de un sismo grande el cual no libera toda la energía acumulada de una sola vez. Además, esta perturbación es responsable de causar un incremento en los esfuerzos y tensiones de un número de lugares en la vecindad de la región focal, rompiendo la corteza rocosa en puntos cercanos cerca de la región de esfuerzo en la cual ocurrió la fractura.

Algunas veces ocurre que un sismo grande es sucedido por otro a aproximadamente la misma profundidad focal dentro de una hora o un día. En general el número de réplicas por día decrece con el tiempo [Bullen, 1985].

### ***DISPERSIÓN (SCATTERING)***

Deflexiones de una porción de onda de energía que ocurren cuando las ondas elásticas encuentran un obstáculo o una región en la cual las propiedades elásticas del medio difieren de los valores exteriores de la región. Una onda sísmica incidente producirá, además de



una onda plana no perturbada una onda de interferencia que será dispersada desde el obstáculo en todas direcciones [Bullen, 1985].

Algunas ondas dispersadas sufren múltiples esparcimientos y algún tiempo después llegan a la superficie. Los registros de sismos locales muestran claramente ese arribo tardío conocido como ondas coda. Los sismólogos usan las ondas coda para obtener información de las propiedades de atenuación del medio de propagación [Mahdyiar, 1998].

### ***SISMO (EARTHQUAKE)***

Un sismo es una serie de movimientos repentinos y transitorios del terreno, originados en una región limitada a consecuencia de una liberación repentina de la energía, que se propaga desde el origen a diferentes direcciones conforme a un patrón de radiación [Torres, R., Gómez, D., y Ortega, A., 1997]. En general pueden distinguirse dos procesos sismogénicos básicos en el interior de la Tierra, aquellos originados en el material sólido y los que se derivan de la dinámica de un material fluido. El primer tipo involucra procesos puramente elásticos, en los cuales se produce un fallamiento en la roca como resultado del reajuste de esfuerzos dentro de la litosfera. El segundo tipo involucra procesos en donde un fluido participa activamente y que se manifiestan como trascientes de presión debido a transportes de masa de manera no continua y a procesos termodinámicos del fluido que ponen a resonar la roca encajante [Chouet, 1996; En Alexander, 1999]. En algunas regiones como las volcánicas, es posible encontrar algunos sismos que representan una transición entre los dos tipos descritos anteriormente, de manera que envuelven un fallamiento de cizalla en un plano interceptado por una grieta llena de fluido de manera que

puede darse componentes de doble cupla así como procesos volumétricos [Chouet, 1996; En Alexander, 1999].

### ***SISMO TECTÓNICO (TECTONIC EARTHQUAKE)***

Movimientos ocasionados por procesos tectónicos (plegamientos, fallamientos, movimientos de placas tectónicas) que inducen la ruptura de la roca en segmentos de falla o en zonas de inestabilidad tectónica. La mayoría de estos sismos ocurren cuando un volumen de roca bajo esfuerzo repentinamente se rompe creando un desplazamiento permanente a lo largo del área de ruptura [Mahdyiar, 1998]. Estos son el resultado de un proceso gradual de deformación elástica y acumulación de esfuerzos hasta superar la resistencia del material, instante en que se inicia la relajación súbita de los esfuerzos en una extensa zona de ruptura de la roca [Torres, 1996]. La ruptura de la roca en la falla está acompañada de una dislocación violenta, que libera la energía elástica almacenada en la roca, gran parte de la cual se disipa en calor, el que es generado por fricción del material. Una parte de la energía es irradiada en forma de ondas elásticas, conocidas como ondas sísmicas que se propagan en varias direcciones conforme a un patrón de radiación haciendo vibrar el terreno. Estas vibraciones son percibidas en la superficie como temblores [Sauter, 1989].

### ***SISMOS VOLCÁNICOS (VOLCANIC EARTHQUAKE)***

Son movimientos relacionados con una fuente de ondas sísmicas asociada regionalmente con zonas. En ocasiones es difícil establecer criterios que permitan distinguir el origen de algunos sismos como puramente tectónicos o volcánicos [Sauter, 1989].

### ***SISMÓGRAFO (SEISMOGRAPH)***

El propósito de un sismógrafo es registrar el movimiento del suelo de un punto particular de la superficie del suelo en un sismo. Los sismógrafos son comúnmente construidos para registrar el componente translacional del movimiento local del suelo. Los componentes, como regla, tomados usualmente, son las dos componentes horizontales (norte-sur y este-oeste) y el vertical o componente “Z”.

La sismología moderna llama a toda la instrumentación dedicada al registro del movimiento del suelo, como sismógrafos. Pero el componente que responde al movimiento del suelo es el sismómetro. Dependiendo del diseño del sismógrafo, este puede registrar desplazamiento, velocidad o aceleración del terreno [Bullen, 1985; Mahdyiar, 1998].

### ***SISMÓMETRO (SEISMOMETER)***

Instrumento sensible de componentes electrónicos que responde a una perturbación o movimiento proveniente del suelo. En principio un sismómetro consiste de un péndulo que oscila en un eje con una pequeña inclinación con respecto a la vertical, y que está rígidamente anclado al suelo. [Bullen, 1985].

### ***ZONIFICACIÓN SISMOGENÉTICA (SEISMGENETIC ZONIFICATION)***

Proceso de delimitar regiones con características tectónicas y geológicas homogéneas o similares. Los procesos específicos dependen de las hipótesis y modelos matemáticos empleados en los estudios de amenaza y riesgo sísmico [Sauter, 1989].

## **3.2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS**

### **3.2.1 Sismología**

La palabra sismología proviene del griego *SEISMOS*, que significa agitación o movimiento rápido, y *LOGOS* que significa ciencia o tratado, por lo tanto *SISMOLOGÍA* significa “ *la ciencia de la agitación*” , sobreentendiéndose de la tierra o ciencia de los terremotos.

#### **3.2.1.2 División de la Sismología.**

La sismología se divide en tres disciplinas: la sismología propiamente dicha, la ingeniería sísmica y la prospección sísmica.

La sismología teórica es una aplicación de la mecánica de los medios continuos, en concreto, de la teoría de la elasticidad de los fenómenos relacionados con la ocurrencia de terremotos en la tierra. Se pueden considerar dos grandes apartados: el estudio de la generación de los terremotos o mecanismo de foco sísmico, el que estudia la representación física de los procesos que generan terremotos en la corteza terrestre incluyendo la acumulación de esfuerzos tectónicos, y el proceso de ruptura; el estudio de la propagación de las ondas sísmicas en la tierra que trata la propagación de ondas o la vibración de la tierra producida por los terremotos [Udías, A. y Mezcua, J., 1997].

La ingeniería sísmica trata de cómo afectan los movimientos de la tierra producidos por los terremotos a las edificaciones y estructuras construidas sobre la superficie. Su aspecto más relevante es la caracterización de los desplazamientos, las velocidades y las aceleraciones de la superficie de la Tierra y su efecto sobre las estructuras edificadas sobre ella [Udías, A. y Mezcuca, J., 1997].

La prospección sísmica trata de la aplicación de métodos sísmicos para la búsqueda de recursos minerales y en especial de yacimiento de petróleo, basándose en la reflexión y refracción de las ondas sísmicas en diversas estructuras geológicas asociadas con estos yacimientos [Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

### **3.2.2 Generación de los terremotos**

A nivel de la historia antigua, muchas explicaciones se han dado al origen de los sismos o terremotos, tales como a la acción de Dioses y luchas entre ellos, entre otras, debido a las costumbres culturales y religiosas de cada pueblo. Hubo intentos de explicar científicamente estos fenómenos como es el caso de filósofos presocráticos (siglo V a.C.) y a Aristóteles que consideró que la generación de terremotos era debida al intento de masas de aire caliente por escapar del interior de la Tierra.

La discusión moderna sobre éste fenómeno se considera que comienza a principios del siglo pasado, cuando se inició a vincular fallas geológicas observables en la superficie del terreno con la generación de sismos. De este planteamiento, fue Alexander von Humboldt

uno de los principales defensores. Sin embargo es con el trabajo de Robert Mallet con un estudio del terremoto de Nápoles de 1857, que se considera el inicio de la sismología moderna quien además de suponer un origen explosivo de los sismos, no compartía las teorías de Humboldt [Udíás, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Los estudios de H.F. Reid sobre medidas geodésicas a lo largo de la falla de San Andrés antes y después de su ruptura en el sismo de San Francisco el 18 de Abril de 1906, ayudaron para que en 1911 lanzara su teoría sobre el rebote elástico, la cual fue la primera representación del mecanismo de los terremotos [Udíás, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Reid considera en su modelo de ruptura una sección vertical (Figura 7) a través de la litosfera. Antes del terremoto la parte inferior de la frontera, debido a su continua deformación, ha acumulado un deslizamiento total de varios metros. Este deslizamiento de la parte profunda produce una deformación elástica de la parte superior, que puede ser observada directamente sobre la superficie por métodos geodésicos; es lo que se conoce como deslizamiento presísmico [Udíás, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

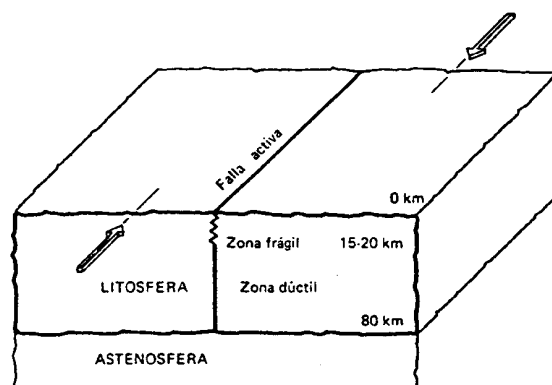
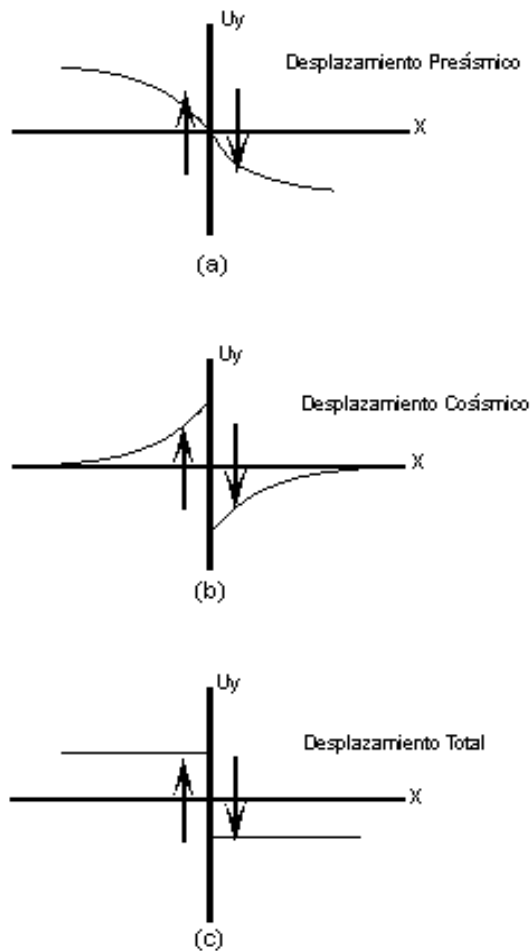


Figura 7. Modelo de ruptura de Reid (Sección vertical) [Tomado de Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985]

Como se indica en la Figura 8a, la deformación se concentra en una zona de ancho similar a la profundidad de la zona rígida de la litosfera, es decir, sobre aproximadamente 30 Km al lado y lado de la falla. Esta deformación produce esfuerzos de cizalla que se pueden calcular fácilmente. Una vez que el valor de éstos alcanza aproximadamente 1000 bares, se llega al límite de resistencia de la falla y ésta se rompe violentamente produciendo un terremoto [Udías, A.; Muñoz, D. y Bufofn, E., 1985].



**Figura 8.** Esquema de desplazamiento según la Teoría del Rebote Elástico de Reid [Tomado de Udías, A.; Muñoz, D. y Bufofn, E., 1985].

El terremoto es una dislocación, movimiento continuo de la parte superior (profundidad < 15Km) de la frontera de las placas. Si se observa el desplazamiento producido en la superficie por un terremoto se encuentra la curva representada en la Figura 8b y que es llamada desplazamiento cosísmico. Al superponerse el desplazamiento cosísmico al presísmico, el resultado total del proceso lento de acumulación de esfuerzos y de la relajación rápida es una discontinuidad de desplazamientos de tipo rígido (Figura 8c) [Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Un sismo ocurre cuando se libera repentinamente la energía almacenada en alguna región confinada de la tierra. Esta energía es energía potencial, gravitacional, energía cinética, energía química o energía de tensión elástica.

Según la teoría del rebote elástico, los sismos son el resultado de un proceso de deformación elástica y acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza que se mantiene hasta que estos esfuerzos superan la resistencia del material. De este modo la falla experimenta una dislocación, los esfuerzos aplicados se relajan súbitamente y la energía acumulada se libera bruscamente (Figura 9). Las rocas deformadas por el esfuerzo “rebotan” a ambos lados de la falla y la deformación elástica desaparece. Parte de la energía liberada se dispersa en fenómenos no elásticos como ruido y calor, y parte se propaga en forma de ondas sísmicas que hace vibrar el terreno [Sauter, 1989].



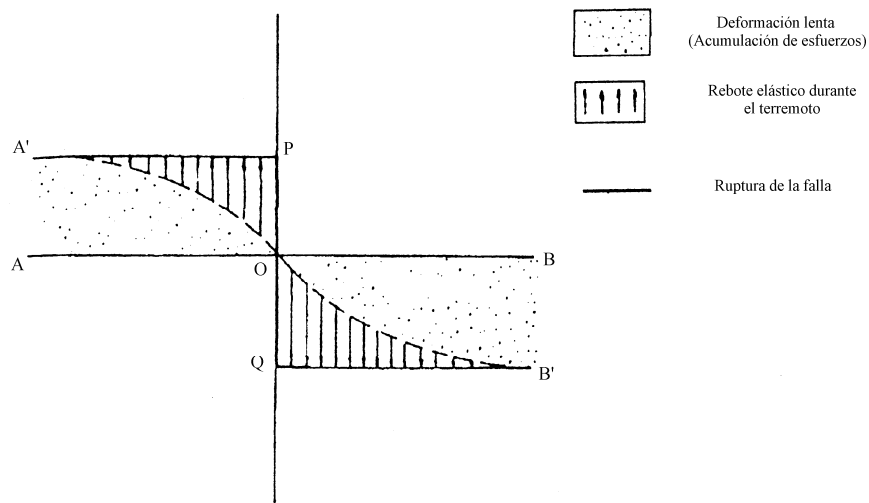


Figura 9. Modelo del rebote elástico [Tomado de Sauter., 1989].

La liberación de cada tipo de energía (potencial, gravitacional, cinética, química o energía de tensión elástica) puede ser considerada como la causa inmediata de los sismos. Un interrogante fundamental es cual es el proceso con el cual aumenta la acumulación de energía.

Una variedad de evidencia indica que, de los cuatro tipos de energía mencionados, solamente la energía de esfuerzo elástico podría ser liberada en cantidad suficiente para causar sismos grandes. Sismos causados por la liberación de energía de esfuerzo elástico son llamados sismos tectónicos [Blong, 1984].

Finalmente se puede afirmar que los sismos son causados por el desplazamiento repentino de los dos lados de un plano de fractura de corte con el relajamiento súbito consiguiente de las deformaciones elásticas acumuladas por la acción de esfuerzos diferentes que actúan en

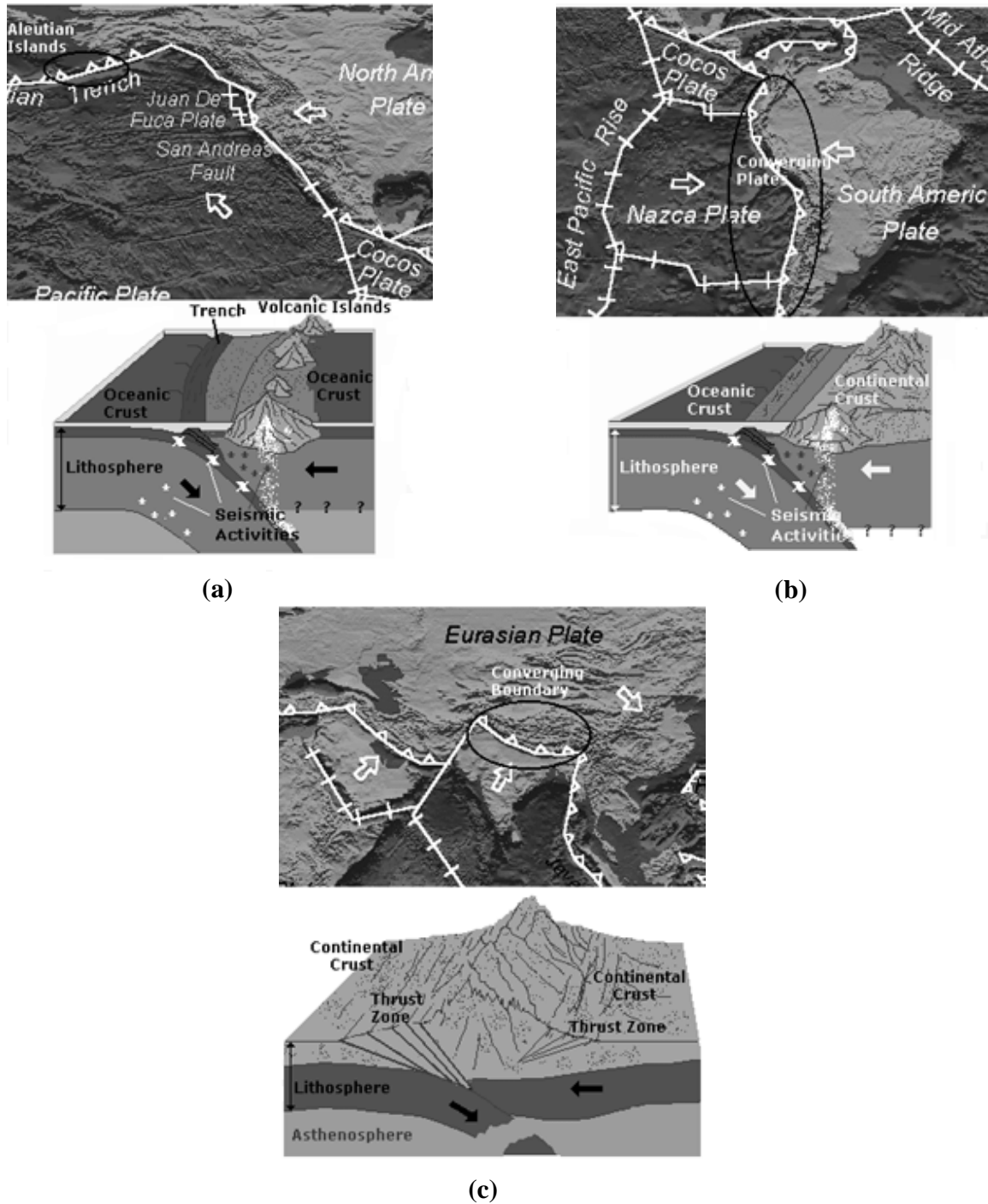
diversas regiones de la corteza terrestre. La causa de la existencia de estos esfuerzos se ha de buscar en los procesos dinámicos que actúan sobre la litosfera terrestre. Estos procesos se explican hoy en términos de la teoría tectónica de placas (Theory of Plate Tectonics) [Mahdyiar, 1998].

En 1960 la teoría de las placas tectónicas fue propuesta como la que más se acerca a explicar las fuerzas que crean los sismos. La teoría de la tectónica de placas provee una explicación evolucionaria para la dinámica de la Tierra y la mayoría de las características geológicas incluyendo sismos, volcanes, dinámica de la Tierra, cordilleras montañosas, continentes y suelos oceánicos. La teoría de las placas tectónicas tiene una sólida base científica y provee una explicación física para muchos fenómenos físicos y geofísicos no relacionados [Bullen, 1985; Blong, 1984].

El concepto básico de la teoría de las placas tectónicas es que la superficie de la Tierra está compuesta por un número de placas sólidas que esta moviéndose lentamente una con respecto de otra. Las placas interactúan con otra en sus límites o bordes y crean una deformación a gran escala en esa área. Los sismos o terremotos y los volcanes son la manifestación de esa interacción de las placas.

Las placas interactúan entre sí en sus bordes: convergiendo, divergiendo o deslizándose entre ellas. Un límite de Convergencia es aquel donde dos placas están moviéndose una hacia la otra, encontrándose, tal como la placa Indo-Australiana converge con la placa EuroAsiática, dando origen a la cadena del Himalaya. Se pueden presentar convergencias

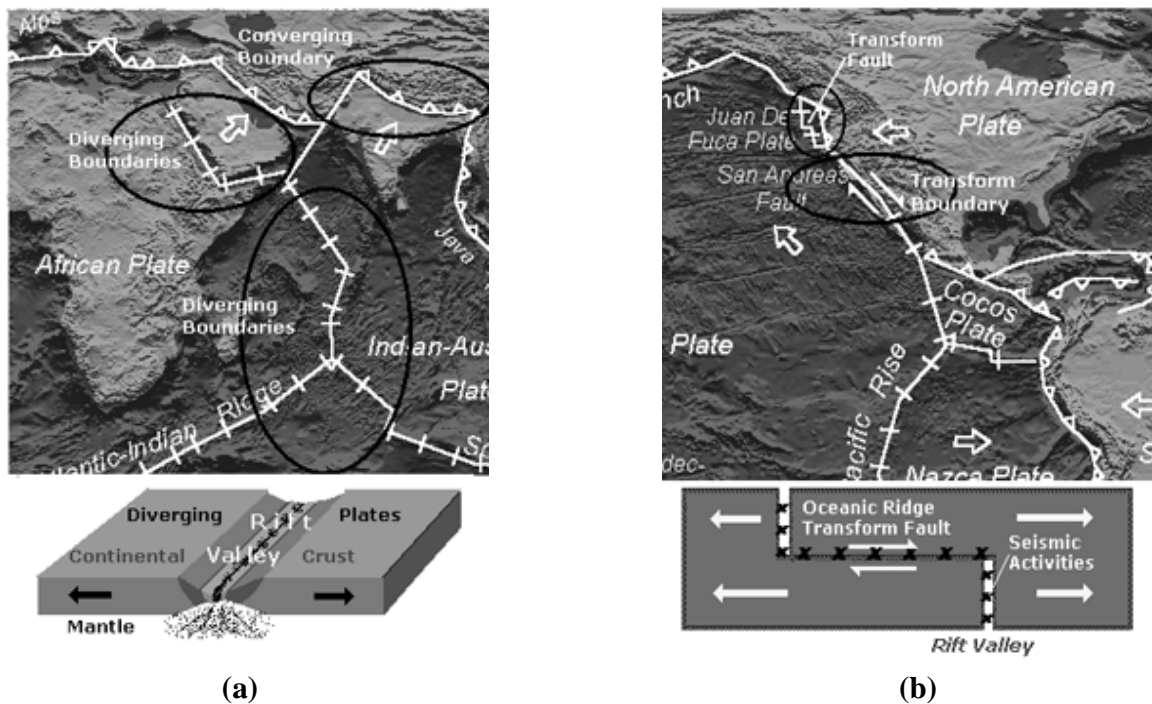
entre bordes de placas oceánicas-oceánicas (Figura 10a), oceánicas-continenciales (Figura 10b) o continentales-continenciales (Figura 10c) [Mahdyiar, 1998].



**Figura 10.** Convergencia entre bordes de placas. (a). Placas oceánicas-oceánicas. (b). Oceánicas-continenciales. (c). Continentales-continenciales [Tomado y adaptado de Mahdyiar, 1998].

Cuando una de estas placas corresponde a la litósfera oceánica, produce un fenómeno de subducción por el que esta placa se introduce debajo de aquella con la que se encuentra, que a su vez puede ser continental u oceánica.

Un borde divergente es aquel donde dos placas se mueven alejándose una de otra como por ejemplo el límite entre las placas Nazca y Pacífico en la costa este del Pacífico (Figura 11a). En este caso se produce generación de corteza oceánica. Las placas tienden a separarse arrastradas por la convección del manto que tiene sentidos distintos a unos y otro lado de la dorsal dando lugar a la formación o ampliación de los océanos [Mahdyiar, 1998].



**Figura 11.** Interacción entre bordes de placas. (a). Divergencia. (b). Transformación. [Tomado y adaptado de Mahdyiar, 1998].

Un límite, borde o falla de transformación es donde dos placas se deslizan una con respecto a la otra, como es el caso del límite entre las placas Pacífico y Norte Americana sobre la falla de San Andrés en California (Figura 11b). En estos casos no existe destrucción ni creación del material y el desplazamiento es relativo, de las placas es lateral y paralelo a la falla [Mahdyiar, 1998].

La principal fuerza que gobierna el movimiento de las placas tectónicas es el sistema interno de calor de la Tierra. La convección de materiales en el manto y otras fuerzas activas en la placas, las mueven en diferentes direcciones y velocidades. La interacción de las placas tensionan las rocas cerca de los bordes. Aunque las placas se mueven lentamente, con el tiempo es acumulada energía en forma de tensión en las rocas hasta el punto de exceder la resistencia que bloquea el movimiento de las placas. Cuando esto sucede, la energía almacenada es liberada violentamente originando un sismo. Este es el porque la mayoría de los sismos ocurren en los bordes de las placas tectónicas (Véase Capítulo 3.2.10.1) [Mahdyiar, 1998].

Sismos volcánicos son observados en asociación con actividad volcánica. En este caso la energía liberada puede ser de origen hidrodinámico, como cuando el movimiento de una masa de magma es repentinamente detenida. En otros casos la causa inmediata puede ser la excesiva acumulación de presión de gases. El emplazamiento del magma puede ser además una causa secundaria de sismos por producir esfuerzos y tensiones o intrusiones en fallas en regiones adyacentes, dando lugar a la ocurrencia de sismos tectónicos [Blong, 1984]

Todos los sismos originados por actividad volcánica son relativamente pequeños; enjambres diversos pueden producir un continuo movimiento llamado tremor armónico. Así también, grandes sismos son originados cerca de volcanes, pero investigaciones de campo indican que esos sismos no son inmediatamente conectados con el volcán [Herraiz, 1996].

### 3.2.3 Fallas

El plano en las estructuras geológicas en el cual se producen desplazamientos lentos, paralelos al plano de fractura, acompañados de dislocaciones súbitas y violentas en la roca se conoce como falla. Se define que una falla es activa cuando ha mostrado evidencia de desplazamientos en los últimos miles de años y por lo tanto causante de sismos. Por el contrario una falla se considera inactiva cuando no se observa actividad sísmica ni rasgos morfoestructurales y en la que se ha podido determinar que no ha ocurrido ningún desplazamiento en los últimos 10.000 a 40.000 años, sin embargo, este tiempo varía según los organismos encargados de definir conceptos y finalidades de los estudios [Sauter, 1989].

Si la fractura se asimila a un plano, éste se define por la orientación o azimut (Strike,  $\Phi$ ), por el ángulo de buzamiento (Dip angle,  $\delta$ ) y la dirección del desplazamiento (Rake,  $\lambda$ ), así mismo, la dimensión del plano de falla, la cual se considera rectangular, se expresa con su longitud (Longitude, L) y por su ancho (Width, W) (Figura 12) [Mahdyiar, 1998].

### 3.2.3.1 Tipo de fallas

Existen varios tipos de fallas, definiéndose cada una de ellas por los valores y orientaciones que tomen su buzamiento y desplazamiento, entre las que se encuentran, Falla Transcurrente, de Rumbo o Desgarre, Falla Normal, Falla Inversa, Falla de Cabalgamiento y Falla Vertical [Sauter, 1989].

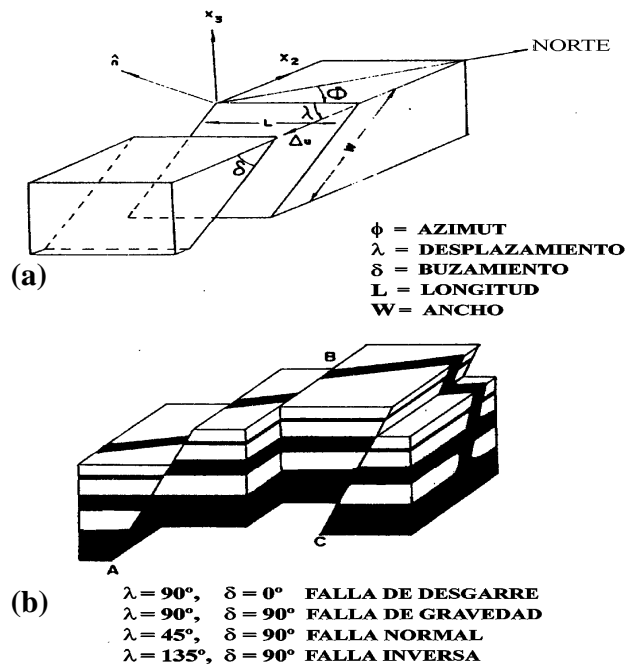


Figura 12. (a). Parámetros que definen el movimiento de una falla. (b). Tipos de fallas según su desplazamiento y buzamiento [Tomado de Udías, A. y Mezcua, J. 1997].

En las Fallas Transcurrentes se producen desplazamientos horizontales y los dos bloques adyacentes se desplazan lateralmente en sentidos opuestos (Figura 13) [Mahyiar, 1998].

Según el movimiento relativo de un bloque con respecto al otro se denomina Falla lateral derecha o dextral (right lateral strike slip fault) cuando el bloque opuesto se desplace a la

derecha y Falla lateral izquierda (left lateral strike slip fault) cuando dicho bloque se desplace hacia la izquierda [Mahyiar, 1998].

En el tipo de Falla Normal (Normal Faulting) el plano de falla es oblicuo con respecto al horizonte. Los bloques opuestos están sometidos a fuerzas de tensión por lo que el bloque superior descende respecto al inferior (Figura 13) [Sauter, 1989].

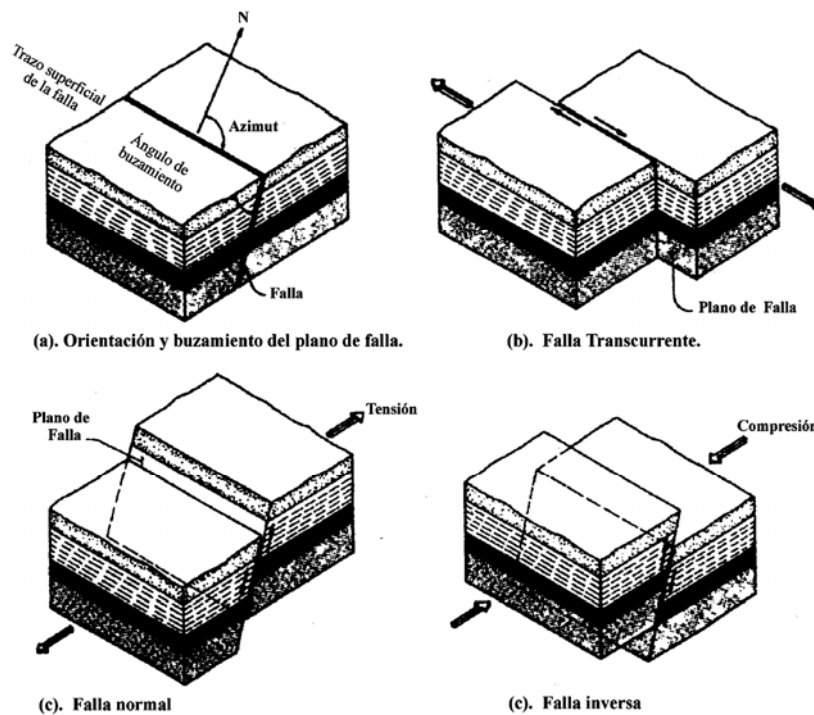


Figura 13. Tipos de fallas [Tomado de Sauter, 1989].

Las fallas de tipo Inversa (Reverse Fault) son aquellas en las que los bloques están sometidos a fuerzas de compresión perpendiculares a la falla (Figura 13) y al contrario de la Normal el bloque superior se desliza hacia arriba ascendiendo con respecto al inferior [Sauter, 1989].



La diferencia entre la falla Inversa y la falla de Cabalgamiento (Thrust Fault), es el reducido ángulo de buzamiento de esta última. Estas falla son frecuentes en las zonas sometidas a esfuerzos compresionales [Mahyiar, 1998].

Por último la Falla Vertical (Vertical Fault) es un caso de fallas Normal e Inversa en donde el plano de falla y la dislocación son predominantemente verticales [Sauter, 1989].

### **3.2.4 Ondas Sísmicas**

La roca de la corteza terrestre tiene propiedades físicas que hacen que esta se deforme y vibre elásticamente cuando fuerzas externas actúan sobre ella. Cuando la roca se fractura debido a la deformación de la corteza, se libera la energía acumulada en el material que es disipada principalmente en forma de calor; una parte menor es irradiada en forma de ondas sísmicas que se propagan a través del medio sólido de la Tierra [Sauter, 1989].

Las ondas sísmicas, son básicamente, el transporte de energía en donde las partículas de un determinado medio, con características elásticas, se desplazan en posiciones normales e inmediatamente oscilan respecto a su posición de equilibrio transmitiéndose el empuje a las partículas vecinas [Torres, R., 1996].

Existen principalmente dos tipo de ondas sísmicas, las ondas que se propagan a través del medio sólido de la tierra, llamadas ondas internas, de cuerpo o de volumen y las ondas que se propagan por la superficie terrestre o por discontinuidades llamadas ondas de superficie.

Las ondas de cuerpo son generadas en las áreas de ruptura y pueden viajar a través del interior de la tierra. Las ondas de superficie, por otro lado, son confinadas a las zonas cerca de la superficie de la tierra [Sauter, 1989].

Según Sauter (1989), las ondas de internas (Figura 14), de cuerpo o de volumen se dividen a su vez en:

- Ondas primarias o P: en donde la vibración de las partículas es en el sentido de la propagación de las ondas. Comprimen y dilatan el medio donde se desplazan. Se denominan primarias ya que son las primeras en llegar a una estación de registro. También son llamadas longitudinales o de compresión.
- Ondas secundarias o S: en donde la vibración de la partícula es en sentido perpendicular a la propagación de las ondas. Producen esfuerzos de corte en el medio de dispersión. Son el segundo tipo de ondas en llegar a una estación de registro por lo cual se les denomina secundarias. A este tipo de ondas se les denomina también ondas transversales o de corte. Las ondas S se dividen a su vez en ondas SH (Horizontales) y ondas SV (Verticales) basados en su movimiento de partícula. El ángulo de polarización definido como la tangente  $\tan \theta = SV/SH$  constituye un dato básico en algunos métodos modernos para la determinación del mecanismo focal.

Las ondas de superficie se dividen en dos clases al igual que las internas:

- Ondas Love o L: en donde el movimiento de la partícula es en parte similar al movimiento dado por las ondas S. Sin embargo, las ondas Love no tienen movimiento vertical.

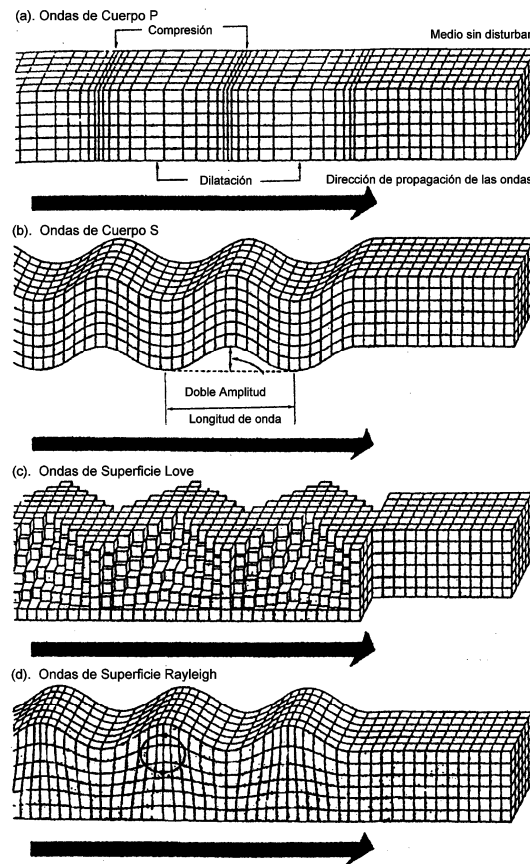


Figura 14. Tipos de ondas [Tomado de Sauter, 1989].

- Ondas Rayleigh o R: el movimiento de la partícula con esta onda puede ser considerado como una combinación de las ondas P y SV. El movimiento de la superficie usualmente es descrito como una elipse retrógrada en un plano vertical.

Las ondas P son capaces de propagarse a través de un medio tanto sólido como líquido. Sin embargo, las ondas S no pueden transmitirse en líquidos, ya que estos materiales no presentan resistencia a los esfuerzos de corte.

La velocidad de propagación de las ondas P en un medio, depende de la forma con que los materiales respondan a los efectos de dilatación y compresión entre otras cosas. En el mecanismo de la roca, este proceso es conocido por el modulo Bulk,  $K$ . La velocidad también depende de la densidad,  $\rho$ , y de la rigidez de los materiales,  $\mu$ . La velocidad de las ondas P es escrita como:

$$V_p = ((K + 4/3\mu) / \rho)^{1/2} \quad (1)$$

La velocidad de propagación de las ondas S en un medio depende de la densidad,  $\rho$ , y de la rigidez de los materiales,  $\mu$ .

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (2)$$

[Bullen, 1985].

### 3.2.5 Mecanismo Focal

El mecanismo de los terremotos corresponde a una fractura en el material de la corteza terrestre. El propósito de su estudio es identificación de fallas sísmicas a partir de observaciones sismológicas y permite determinar los procesos tectónicos que conforman la geología a nivel regional [Sauter, 1989].

A partir del estudio de sismicidad global se han encontrado comportamientos poco usuales en el mecanismo de foco de ondas sísmicas asociadas con eventos superficiales que no pueden ser explicados mediante el modelo simple de terremotos de sismos tectónicos asociados con el movimiento de un bloque de corteza a lo largo de un plano de falla relativamente recto. Algunos de estos sismos llamados “anómalos” ocurren cerca de centros volcánicos activos y para ellos se han propuesto diferentes procesos generadores tales como una rápida inyección de magma dentro de grietas verticales u horizontales de la corteza. Estos sismos no se pueden explicar a través del modelo de doble cupla, suceden por un corrimiento en fallas curvadas (ring faults) [Fröhlich, 1994; en Alexander, 1999].

El primer paso en la determinación del mecanismo focal es conocer las características de la fuente sísmica, entre ellas el azimut de su traza  $\phi$ , el buzamiento  $\delta$ , y la dirección o monto del desplazamiento relativo. Si la fractura está en superficie, entonces se puede medir directamente sobre el terreno la orientación del plano de falla, la dirección y la cantidad del movimiento relativo que se ha producido entre sus dos bloques. Como éste no es un caso corriente, se debe buscar la información sobre el mecanismo de los terremotos en las observaciones de las ondas sísmicas registradas en los sismogramas. Se debe considerar a la Tierra como un medio elástico homogéneo y al foco sísmico como un punto en el que actúan sistemas de fuerzas que representan una fractura [Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

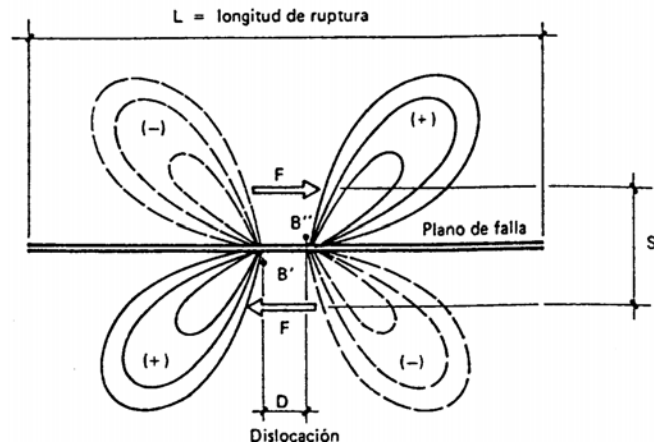
Uno de los métodos más utilizados en la determinación de la orientación del plano de falla, es decir, del mecanismo de un terremoto, es el que emplea, como datos de observación, el

sentido o polaridad del primer impulso de la onda P. De la forma en que se sitúe la estación que registra las ondas sísmicas en relación con la fuente sísmica, o según el cuadrante en que esté ubicada, se registrará en el sismograma el primer pulso de las ondas P [Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

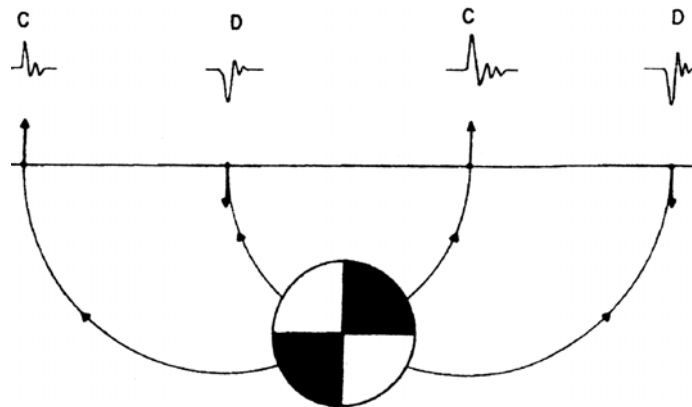
Considerando una dislocación paralela a un plano de falla como resultado de un par de fuerzas o doble cupla que actúa sobre el plano de falla, se puede entender que el desplazamiento relativo de los bloques adyacentes genera zonas de compresión y tensión alrededor del plano de falla [Sauter, 1989].

De esta manera, la distribución de los primeros pulsos de las ondas P que emanan de la fuente sísmica, producidos por un modelo puntual y una fractura de cizalla representada por un doble par de fuerzas o doble cupla, es de cuatro cuadrantes de sentido alternante de compresiones (+) y dilataciones (-), y sus dos planos nodales ortogonales coinciden con los dos posibles planos de falla (Figura 15) [Sauter, 1989].

La compresión es el movimiento de una partícula del medio en que se propaga la onda hacia fuera de la fuente, la componente vertical del movimiento es hacia arriba y la resultante de las componentes horizontales es en dirección opuesta al epicentro. La dilatación es el movimiento de las partículas hacia la fuente, la componente vertical del movimiento es hacia abajo y la resultante de las componentes horizontales apunta hacia el epicentro (Figura 16) [Udías, A. y Mézcua, J., 1997].



**Figura 15.** Par de fuerzas actuantes sobre un plano de falla las cuales generan zonas de compresiones (+) y dilataciones (-) [Tomado y modificado de Sauter, F., 1989].



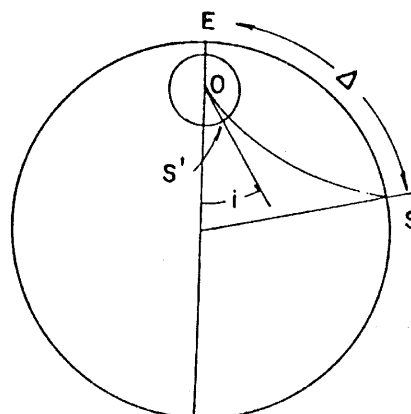
**Figura 16.** Esfera focal con la representación de los rayos que llegan a la superficie con su movimiento en compresión o dilatación [Tomado de Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

Cuando las estaciones están ubicadas cerca del epicentro y son numerosas se puede separar fácilmente las zonas de compresiones de las dilataciones y estimar la situación de los dos planos que corresponderían al plano de falla y al plano auxiliar, aunque para diferenciarlos es necesario utilizar información adicional de tipo geológica o sísmológica. Sin embargo es muy frecuente que no haya un número suficiente de estaciones sísmicas próximas al

epicentro y por lo tanto hay que recurrir a estaciones situadas a gran distancia. Para ello es preciso el uso del concepto de la esfera focal [Udías, A. y Mézcua, J., 1985].

El método para deducir el mecanismo de los terremotos consiste en utilizar el concepto de la esfera focal, introducido por Honda y Köning y desarrollado por Ritsema en 1950. Los puntos de observación, se proyectan sobre la superficie de una esfera de radio unidad con centro en el foco, o esfera focal. Las observaciones de registro del primer arribo de las ondas P en los sismogramas se identifican sobre la esfera focal usando círculos abiertos para las dilataciones y círculos negros para las compresiones [Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Los puntos proyectados sobre la esfera tienen coordenadas  $\phi$ , azimuth medido desde el norte e  $i$  ángulo de salida del rayo medido desde la vertical. Los valores de  $i$  dependen de la distancia epicentral, de la profundidad del foco y de la distribución de velocidad en el medio por el que viajan las ondas (Figura 17) [Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].



**Figura 17.** Esfera focal y ángulo de incidencia ( $i$ ). El punto  $S$ , situado a una distancia epicentral  $\Delta$  se representa por  $S'$  en la esfera focal centrada en  $O$  [Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].



Para distancias grandes ( $\Delta > 10^\circ$ ), la curva  $(\Delta, i)$ , se puede deducir de la curva dromocrónica  $(t, \Delta)$  de acuerdo con la expresión:

$$\text{sen } i = \left( \frac{V_F}{r_F} \right) \frac{dt}{d\Delta} \quad (3)$$

Donde  $V_F$  y  $r_F$  son la velocidad y el radio terrestre correspondiente al foco. Para distancias cortas, el valor de  $i$  depende de la estructura de la corteza en cada región y la profundidad del foco [Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Determinados los valores de  $(\phi, i)$ , para cada observación, se sitúan sobre una proyección de la esfera focal. Las más usadas son las estereográficas como las de Wulff y la de Schmidt o de igual área. Las proyecciones estereográficas permiten deducir el tipo de falla y la orientación del plano de ruptura (Figura 18) [Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

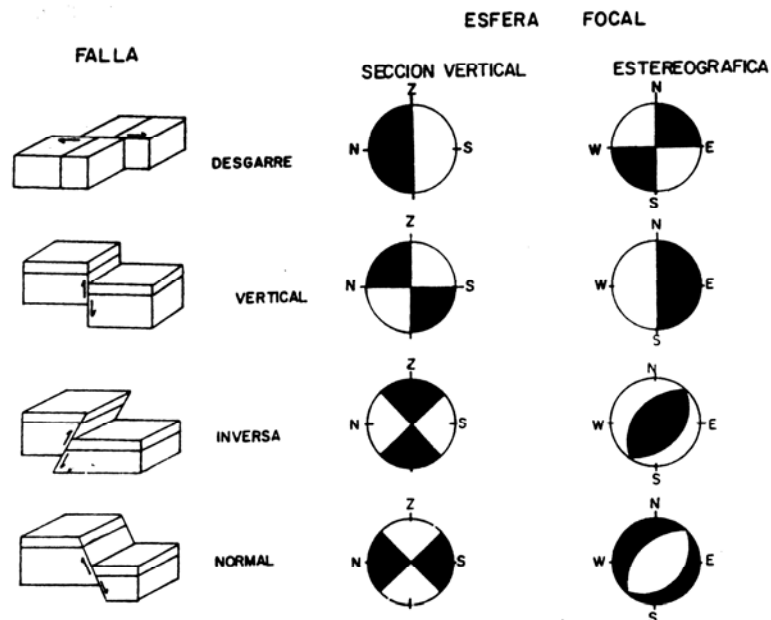
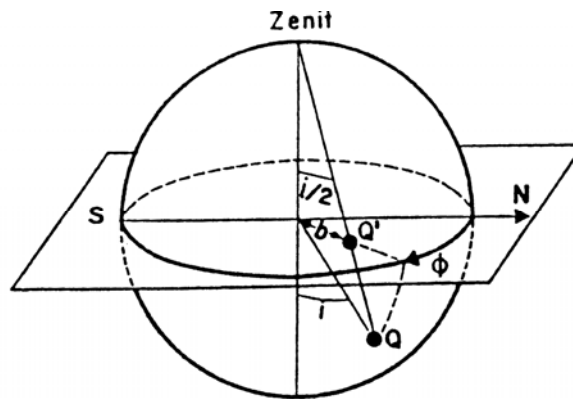


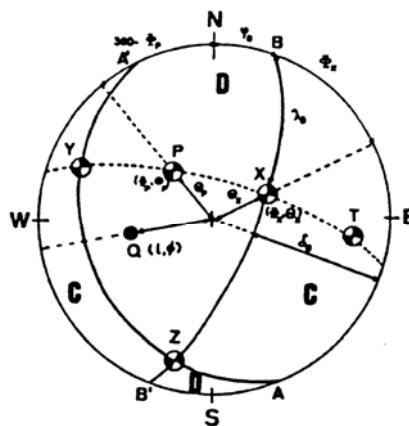
Figura 18. Correspondencia entre el movimiento de los cuatro tipos de falla y su representación en la esfera focal [Tomado de Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

En estas proyecciones el azimut se conserva y el ángulo  $i$  se representa por la distancia  $b$  desde el centro de la proyección (Figura 19). Esta distancia depende del tipo de proyección utilizada, para la de Wulff,  $b = \text{tg}(i/2)$  [Udías, A. y Mézcua, J., 1997].



**Figura 19.** proyección estereográfica de la esfera focal sobre un plano [Tomado de Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

Una vez colocadas todas las observaciones sobre la proyección, se separan las regiones de compresiones y dilataciones en cuatro cuadrantes, por dos planos ortogonales AA' y BB'. En la proyección la ortogonalidad se logra haciendo pasar el segundo plano, por el polo del primero (X es el polo del plano AA', Figura 20).



**Figura 20.** Representación de los diversos parámetros del mecanismo sobre la proyección estereográfica (Ejes X, Y, Z, P y T, y planos A y B) [Tomado de Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

La orientación de estos planos está determinada por los ángulos  $\phi$ ,  $\delta$  y  $\lambda$ . Los polos o normales a los planos forman los ejes X (normal a AA') e Y (normal a BB'). Si AA' es el plano de falla, X es su normal e Y la dirección del desplazamiento. Los ejes T y P están a 45° de los planos y pueden determinarse en la proyección, pasando un círculo máximo por X e Y, y midiendo 45° entre ellos, situando el eje T en el cuadrante de compresiones y el P en el de dilataciones. El eje Z es el de intersección de los dos planos y se llama "vector nulo". Cada eje está definido por dos ángulos  $\phi$  azimut medio desde el norte y  $\theta$  medido desde la vertical. La orientación del mecanismo puede darse en términos de los ejes de esfuerzo principales P, T y Z, e de los pares de fuerzas X, Y o la orientación de los planos nodales AA' y BB' [Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

Una de las condiciones principales para considerar este método es que las dimensiones de la fuente sean pequeñas en comparación con la distancia al punto de observación y con la longitud de las ondas empleadas en su determinación (campo lejano). De otro lado, la observación del primer impulso de la onda P debe hacerse preferiblemente en más de 40 estaciones que ofrezcan una buena distribución respecto al foco sísmico, además, el sismo en consideración debe ser relativamente grande ( $Mag > 3$ ) con el objeto de que se vean reflejados efectos de fuente y no interfieran en su determinación los efectos de sitio [Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

Según Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E. (1985), este no es un caso común ya que la mayoría de terremotos son de magnitudes que van de medias a moderadas, la configuración de las estaciones no siempre es adecuada y el número de estaciones sísmicas no es

suficiente. Una forma de solucionar este problema es mediante la utilización del mecanismo de las soluciones compuestas, el cual se fundamenta en la determinación del mecanismo focal a partir de la observación de un grupo de varios eventos sísmicos de una misma región con cierto grado de parentesco denominados “familias”. Este grado de parentesco se refiere a la similitud que exista entre señales de sismos en cuanto a su forma de onda, su condición de impulsividad, es decir, una señal es impulsiva cuando el primer arribo de la onda P tiene un amplitud diferenciable en comparación al nivel del ruido y es emergente cuando el aumento en las amplitudes es progresivo sin poder definir en la mayoría de los casos el primer impulso de la onda P del ruido, la polaridad del primer arribo de la onda P, diferencia de tiempo de las ondas S y P y la forma del decaimiento exponencial de la envolvente de la señal.

Si existe un mecanismo predominante en la región, al presentar todas las observaciones de los distintos sismos sobre una proyección de la esfera focal, es posible separar a compresiones de dilataciones, con sólo unas pocas inconsistencias, obteniendo los planos de falla. La solución obtenida de esta manera se llama Solución Compuesta que es especialmente útil en el estudio del mecanismo de una serie de réplicas.

En aquellos casos en que en el grupo de terremotos haya más de un mecanismo los datos aparecen mezclados y no se pueden separar fácilmente de forma gráfica. En estos casos es necesario un procedimiento estadístico que permita separar los terremotos en distintos grupos según su mecanismo.

### 3.2.6 Parámetros Cinemáticos De Fuente

El concepto de Momento Escalar Sísmico introducido por Aki se define como:

$$M_o = \mu * \Delta u * S \quad (4)$$

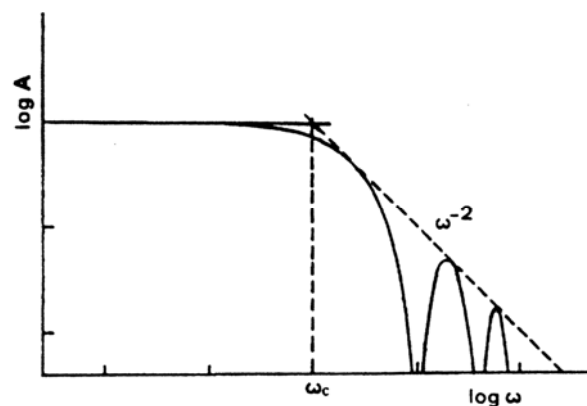
Donde  $\mu$  es el coeficiente de rigidez,  $S$  la superficie de ruptura,  $\Delta u$  es el desplazamiento medio sobre el plano de fractura. El valor de  $\mu$  es de  $3 * 10^{11}$  dn / cm<sup>2</sup>, para la corteza terrestre. El momento sísmico es el parámetro más confiable para definir la escala de un sismo debido a que está basado en el tamaño del área de ruptura del sismo y en la dislocación de la superficie. El momento sísmico evalúa de manera directa el tamaño del terremoto, y aunque existen otros métodos de dimensionarlo, el  $M_o$  puede ser evaluado midiendo sobre el terreno el desplazamiento causado por el sismo estimando la superficie afectada por medio sismológicos (área de réplicas) o geológicos [Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Las dimensiones de la falla y el momento sísmico escalar son los parámetros de determinación más directa entre los que definen una fractura de cizalla. Una de las técnicas más extendidas para el cálculo de éstos parámetros es el análisis espectral. El espectro de amplitudes del movimiento del suelo se obtiene a partir de los sismogramas. Para ello hay que digitalizar las ondas P, S y Rayleigh y hallar sus transformadas en el dominio de las frecuencias. Para hallar el espectro de amplitudes se emplea un algoritmo basado en la transformada rápida de Fourier (*FFT, Fast Fourier Transform*) [Sauter, 1989]. Las amplitudes en el dominio de la frecuencia deben ser corregidas por la respuesta del

sismógrafo utilizando las curvas de amplificación del mismo; esto sirve para pasar de valores de velocidad medidos sobre el sismograma a valores de movimiento del suelo [Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Para la determinación de las dimensiones de la fractura son importantes los trabajos realizados por Brune [Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985] sobre el modelo de una falla circular con caída de esfuerzos instantánea.

Este modelo predice que el espectro de amplitudes de las ondas sísmicas está formado por dos partes, una plana o constante para las bajas frecuencias, que proporciona el momento sísmico, y otra en la que las amplitudes decrecen a partir de una cierta frecuencia. Esta frecuencia, llamada de esquina  $F_c$  ó  $\omega_0$ , es inversamente proporcional al radio de la falla y la amplitud para frecuencias mayores depende de los esfuerzos residuales disminuyendo con  $\omega^{-2}$  si éstos son nulos. Este modelo permite calcular fácilmente el momento y las dimensiones de la falla a partir del espectro de las ondas sísmicas [Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985] (Figura 21).



**Figura 21.** Espectro teórico de amplitudes de las ondas internas producidas por una fuente extensa con velocidad de fractura finita [Tomado de Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

Udías y Mézcua (1997) definen que para el modelo de mecanismo consistente en una falla de longitud  $L$  y en la que la fractura se produce en forma unilateral con velocidad  $v$  y con desplazamiento  $\Delta u$ , el módulo de las amplitudes del espectro de las ondas  $S$ , registrados a una distancia  $r$ , en un medio homogéneo es:

$$|u(w, r)| \equiv Mo * \frac{\text{Sen } x}{x} * \frac{1}{wt} * \frac{R(\theta, \phi)}{4\pi\beta^3 r} * \exp\left(\frac{wr}{2\beta Q}\right) \quad (5)$$

Donde:

$$x = \frac{wL}{2\beta} * \left( \cos(\phi) - \frac{\beta}{v} \right) \quad (6)$$

El ángulo  $\theta$  está medido desde la vertical,  $\phi$  desde la traza de la falla,  $R(\theta, \phi)$  es el patrón de radiación normalizado y  $\beta$  es la velocidad de las ondas  $S$ . El factor  $\text{sen}(x)/x$  representa el efecto de las dimensiones de la falla.

La variación total de esfuerzos elásticos e inelásticos ocurrida durante el proceso de ruptura se evalúa mediante la introducción el concepto de *Caída de Esfuerzos*. La caída de esfuerzos se define como la diferencia entre los esfuerzos que actúan sobre la fractura antes y después del terremoto.

$$\Delta\sigma = \sigma^1 - \sigma^2 \quad (7)$$

En la Figura 22a se observa un bloque sometido a esfuerzos compresionales  $P$  que sobre la superficie  $S$  producen esfuerzos de cizalla  $\sigma$ . Cuando estos esfuerzos superan la resistencia

del material se produce una fractura sobre la superficie S lo que produce un desplazamiento  $\Delta u$ . Si los esfuerzos en la Figura 22b son nulos, la caída de esfuerzos es total. El esfuerzo medio se define como:

$$\sigma = (\sigma^1 + \sigma^2) / 2 \quad (8)$$

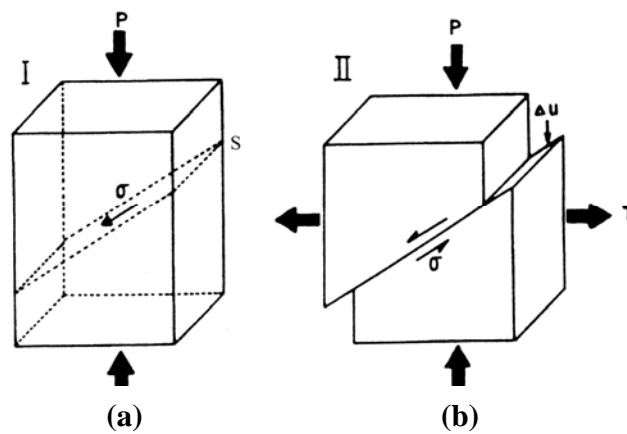


Figura 22. Fallas y dislocaciones [Tomado de Udías, A., y Mézcua, J., 1997].

La energía total liberada en un terremoto se divide en dos partes. Una parte se propaga en forma de ondas elásticas en todas direcciones (Energía Sísmica,  $E_s$ ) y la otra parte se disipa en fenómenos no elásticos, como calor, deformaciones permanentes, etc., (Energía Disipada,  $E_d$ ).

$$E_T = E_s + E_d \quad (9)$$



La Energía Sísmica se puede expresar como una fracción de la energía total, así:

$$E_S = \eta \times E_T \quad (10)$$

Donde  $\eta$  es el coeficiente de eficiencia sísmica. Este coeficiente que es siempre menor que la unidad, depende de los materiales y procesos de cada terreno y no es bien conocido. La energía total se relaciona con el esfuerzo medio de la siguiente manera.

$$E_T = \sigma \times S \times \Delta u \quad (11)$$

El *esfuerzo medio aparente*  $\sigma_a$  se define como el producto entre el esfuerzo medio y  $\eta$ .  $\sigma_a$  toma valores más pequeños en áreas de corteza débil, como las dorsales oceánicas, que en zonas más resistentes como el interior de las placas. De esta forma se puede obtener que:

$$\sigma_a = \eta * \sigma = \mu * (E_s / M_o) \quad (12)$$

Para la determinación del plano de falla se debe tener en cuenta que el proceso de ruptura no sucede simultáneamente en toda la zona fracturada. En una falla extensa la ruptura se propaga con velocidades variables. Los modelos más utilizados en la determinación del plano de falla son el de Haskell y, como ya se mencionó anteriormente, el de Brune [Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

El modelo de Brune considera una fractura circular de radio  $r$  y el modelo de Haskell una falla rectangular de longitud  $L$  y de anchura  $W$ . En ambos casos  $r$  y  $L$  se pueden determinar a partir de la frecuencia de esquina  $F_c$ .

Para la onda P las ecuaciones resultante son:

$$r = 2.34 * \frac{\alpha}{Fc} \quad (13)$$

$$\sqrt{L * W} = 3.83 * \frac{\alpha}{Fc} \quad (14)$$

Donde  $\alpha$  es la velocidad de la onda P y la anchura  $W$  se estima a partir de la profundidad del foco, o del espesor de la corteza o equipararse a una fracción  $2/3$  ó  $1/2$  de  $L$ . El área de fallamiento, bajo la consideración del método de Brune, será:

$$A = \pi * r^2 \quad (15)$$

La expresión para  $M_o$  es:

$$M_o = \left( \frac{4\pi\rho\alpha^3 r\Omega_0}{2R_{(\theta,\phi)}} \right) * \exp^{(\gamma r)} \quad (16)$$

Donde  $\Omega_0$  es la amplitud espectral de las bajas frecuencias y  $\gamma$  es el factor de atenuación.

La Energía sísmica se la puede expresar también en función del momento así:

$$E = (1/2)M_o \quad (17)$$

Conocidos los valores de  $M_o$  y  $L$  ó  $r$ , se pueden estimar los valores de *caída de esfuerzos*  $\Delta\sigma$ , y de la *dislocación o desplazamiento medio del plano de falla*  $\Delta u$ .

$$\Delta u = \left( \frac{M_o}{\mu A} \right) \quad (18)$$

En donde  $\mu$  rigidez de los materiales ( $\mu = \text{densidad}/\beta^2$ ). Se puede relacionar la caída de esfuerzos con el momento sísmico:

$$\Delta\sigma = c * \left( \frac{M_0}{A^{(3/2)}} \right) \quad (19)$$

Donde  $c$  es una constante con valor entre 2.4 y 5, que depende de la geometría de la falla.

[Udias, A. y Mézcua, J., 1997].

Actualmente se han desarrollado otros métodos que utilizan registros Wood Anderson, ondas de coda, datos digitales de largo periodo. De esta manera, el momento sísmico se ha convertido en un parámetro muy utilizado en sismología [Bolt y Herraiz, 1983; Herraiz, 1982; En Alexander, 1999].

Los modelos cinemáticos de la fuente que describen el desplazamiento de la falla en cada punto y cada instante sin especificar los esfuerzos que producen son los de Haskell y de Brune mencionados anteriormente. El modelo de Haskell asume que la dislocación se propaga con una velocidad constante produciendo un área de ruptura rectangular con un valor de deslizamiento igual para todos los puntos. Supone que la ruptura se inicia simultáneamente en una línea y se detiene bruscamente sin considerar lo que sucede al comienzo y al final de la ruptura. El modelo de Brune sí relaciona la dislocación con la situación de esfuerzos en el medio y sienta las bases para obtener  $M_0$ , la dimensión de la fractura y la caída de esfuerzos a partir del espectro de amplitudes de las ondas registradas

en campo lejano. Ambos modelos se complementan siendo el de Brune más aplicado para terremotos de magnitud inferior a cinco [Udías, A. y Mézcua, J., 1997].

### **3.2.7 Complejidad De La Fuente. Modelos De Barreras Y Asperezas**

A partir de frecuencias más altas que las frecuencias de corte, todos los terremotos son complejos y producen señales complejas de numerosos impulsos. Estas frecuencias corresponden a longitudes de ondas más pequeñas que la dimensión física de la falla. Las observaciones en el terreno muestran que las fallas cruzan rocas de muy diversas características y su superficie cambia de orientación en varios sitios. Esto indica que el proceso de ruptura es heterogéneo y complejo. Para explicar estas complejidades se han propuesto dos modelos [Udías, A. y Mezcua, J., 1997].

El primer modelo supone que la ruptura está formada por una serie de fallas, una al lado de la otra, separadas por zonas que no se rompen o en todo caso se rompen con un cierto retardo. Este modelo es propuesto por Das y Aki en 1977 [Udías, A. y Mezcua, J., 1997], llamado *Modelo de Barreras* (Figura 23). En este modelo la ruptura se propaga de manera simple, y se detiene cuando se encuentra uno de estos bloques irrompibles como un salto lateral de una falla. Si hay suficiente acumulación de esfuerzos a lo largo de la falla puede saltar la barrera y continuar con la segunda zona. Una posibilidad es que queden pedazos de falla sin romperse, estas zonas se rompen después formando grandes réplicas. En este modelo, inicialmente el campo de esfuerzos es relativamente uniforme y al final se tiene un sistema de rupturas discontinuas y un estado de esfuerzos muy heterogéneo, con zonas

descargadas y zonas en las que ha aumentado el esfuerzo [Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

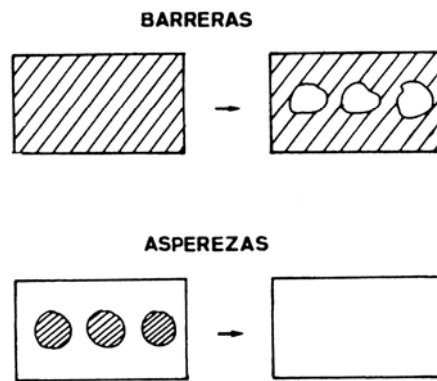


Figura 23. Modelo de Barreras y asperidades [Tomado de Udías, A. y Mezcua, J., 1997].

En el *Modelo de Asperidades* supone que no hay una resistencia en particular en ciertos lugares de la falla. Lo que ocurre es que el campo de esfuerzos iniciales sería extremadamente inhomogéneo, debido al hecho de que ha habido terremotos antes del sismo actual y los esfuerzos ya han sido liberados en estas zonas. El terremoto comienza donde ha habido terremotos con anterioridad. La ruptura se extiende rápidamente y llega a una parte de la falla descargada, de esfuerzos débiles, que atraviesa y continua hasta encontrar una zona relativamente larga en la que ya ha habido un terremoto. Este modelo parte de la distribución heterogénea de esfuerzos sobre la superficie de la falla. Las zonas de esfuerzos altos forman las asperidades, las zonas de esfuerzos bajos se rompen con terremotos pequeños, mientras que las asperidades son responsables de los terremoto grandes [Udías, A. y Mezcua, J., 1997].

Las situaciones extremas descritas en éstos modelos ocurren a la vez. Si hay un primer terremoto que libera los esfuerzos acumulados en la región, esto va a aumentar los esfuerzos en las zonas adyacentes, donde ocurrirá el próximo terremoto [Udíás, A.; Muñoz, D. y Buforn, E., 1985].

### **3.2.8 Parámetros De Localización**

#### **3.2.8.1 Localización espacial y temporal de un sismo.**

Para localizar con exactitud un sismo es necesario conocer la hora de origen del inicio de la ruptura y las coordenadas espaciales de la falla que el movimiento. Si la determinación de estos parámetros se realiza a partir de la lectura de los tiempos de llegada de las ondas, la información obtenida se refiere al lugar y al momento de inicio de la ruptura. El tiempo de origen, que generalmente se refiere al tiempo universal, va a ser determinado dentro del proceso general de localización. La localización espacial viene dada por las coordenadas geométricas de su epicentro (proyección del foco o hipocentro sobre la superficie) y por la profundidad.

En la actualidad, la localización espacial y temporal se realiza mediante algoritmos de cálculo teniendo como datos los tiempos de llegada de las ondas P y S a las diferentes estaciones de registro. Para sismos cercanos se emplean las fases que se propagan en la corteza. El algoritmo más utilizado llamado Algoritmo de Geiger [Lee and Lahr, 1975], se basa en la minimización de las diferencias de los tiempos de llegada teóricos y observados

correspondientes a las fases registradas. Partiendo de un hipocentro provisional se aplica un proceso iterativo hasta que se obtiene una solución matemática con el grado de exactitud requerido.

En cada iteración se calculan las derivadas parciales de los tiempos de recorrido respecto a la posición de la fuente, y se realiza la inversión de la matriz correspondiente para obtener un hipocentro actualizado. Si las condiciones de número de estaciones, calidad de las lecturas, son adecuadas, la secuencia de hipocentros lleva a una solución que puede ajustar los tiempos de llegada observados. Este método ha dado lugar a muchos programas de localización (HYPO71PC, HYPOINVERSE, HYPOELLIPSE, etc.) utilizados en la rutina de los observatorios y en los estudios de microsismicidad para determinar la localización de sismos individuales [Lee y Stewart, 1981].

El programa HYPO71PC permite determinar el hipocentro del sismo. La solución de calidad del hipocentro (Q) es valorada por el programa con calificaciones A, B, C y D, la cual indica la confiabilidad de la solución, es decir, de la localización del sismos.

En el Cuadro 2 se consigna las calificaciones que el HYPO71PC asigna a las calidades de acuerdo a la calidad de localización del epicentro y de la profundidad focal.

*Cuadro 2 . Calificaciones del HYPO71PC [Tomado de Lee and Lahr, 1975]*

<b>Q</b>	<b>EPICENTRO</b>	<b>PROFUNDIDAD FOCAL</b>
<b>A</b>	Excelente	Buena
<b>B</b>	Buena	Regular
<b>C</b>	Regular	Pobre
<b>D</b>	Pobre	Pésima

La calidad del resultado hipocentral está relacionada con el valor de la raíz cuadrada de la media de los cuadrados de los errores residuales de tiempo en cada estación (RMS), del valor estandarizado en el epicentros (ERH), el error normalizado en la profundidad focal (ERZ) y también, del número de fases leídas en la estación (NO), de la mayor separación azimutal en grados entre las estaciones con relación al epicentro (GAP) y la distancia epicentral a la estación más cercana (DMIN). Teniendo en cuenta lo anterior, se ha establecido los calificadores QS (Calidad estadística) y QD (Calidad por distribución) (Tablas 3 y 4).

**Cuadro 3.** Calificaciones del HYPO71PC por Calidad estadística [Tomado de Lee and Lahr, 1975].

QS	RMS (s)	ERH (km)	ERZ (km)
<b>A</b>	< 0.15	< 1.00	< 2.00
<b>B</b>	< 0.30	< 2.50	< 5.00
<b>C</b>	< 0.50	< 5.00	
<b>D</b>	otros		

**Cuadro 4.** Calificaciones del HYPO71PC por Calidad por distribución [Tomado de Lee and Lahr, 1975].

QD	NO	GAP (°)	DMIN (km)
<b>A</b>	> 6.00	< 90.00	< Profundidad ó 5
<b>B</b>	> 6.00	< 135.00	< 2 Profundidad ó 10
<b>C</b>	> 6.00	< 180.00	< 50.00
<b>D</b>	Otros		

La calidad total Q corresponde al promedio de las calidades QS y QD (Cuadro 5). Donde QS depende de los resultados de las medidas estadística de la solución y QD depende de la distribución de las estaciones.



*Cuadro 5. Calidad del hipocentro del HYPO71PC [Tomado de Lee and Lahr, 1975].*

<b>Q</b>	<b>QS</b>	<b>QD</b>
<b>A</b>	A	A
<b>B</b>	A	B
<b>B</b>	B	A
<b>B</b>	A	C
<b>B</b>	C	A
<b>B</b>	B	B
<b>C</b>	B	C
<b>C</b>	C	B
<b>C</b>	C	C

El HYPO71PC necesita un archivo de entrada o .INP (INPUT) el cual contiene la lista de las estaciones con sus coordenadas, lo que corresponde a la cabeza del archivo, el modelo de corteza, los datos de la tarjeta de control y las fases leídas para cada sismo. Arroja a su vez dos archivos de salida, .PRT (PRINT) y .PUN (PUNCH). En el primero se encuentran los análisis desarrollados por el programa en cada iteración con los datos suministrados en el INP, en el segundo se encuentran los resultados del proceso de localización para cada sismo [Lee and Lahr, 1975].

### **3.2.8.1.1 GAP**

El GAP es definido como la mayor separación azimutal en grados entre estaciones [Lee and Lahr, 1975], es decir, es el mayor ángulo que existe entre el epicentro de un sismo y las estaciones que lo detectan (Ver capítulo 4.2.2).

El GAP, además del NO y DMIN, hace parte de los criterios de localización de acuerdo a la distribución de estaciones dentro de una red sísmica. Así el HYPO71PC concede

calidades A para un valor de  $GAP \leq 90^\circ$ ; B para valores de  $GAP \leq 135^\circ$  y C para  $GAP \leq 180^\circ$ . Estos valores de GAP se logran cuando el epicentro del sismo se encuentra ubicado al interior de cualquier polígono formado por las estaciones y mayores valores, y por lo tanto menores calidades, cuando están fuera del polígono.

Dentro del criterio de localización por distribución de estaciones, sin tener en cuenta el criterio de localización por modelo de velocidades, el GAP es el parámetro de mayor influencia, ya que el rango para asignación de calidades es muy reducido.

#### **3.2.8.1.1.1 Mapa de isovalores**

Es posible generar un campo de valores para el GAP representado por líneas que unan puntos de igual valor. La solución para una red de estaciones se obtiene de una solución elemental de un segmento de recta que une dos estaciones de la red.

La línea de isovalor es la curva que pasa sobre un epicentro X, de coordenadas conocidas, para la cual dado un segmento que una dos estaciones de la red de coordenadas conocidas (A(a1,a2) y B(b1,b2)), el ángulo formado por los segmentos trazados entre las estaciones y el epicentro ( $\theta$ ), sea constante (Figura 24). Las curvas de isogap para dos estaciones son el conjunto de circunferencias secante a la recta que une dichas estaciones [Torres, R., y Agudelo, W., 2000].

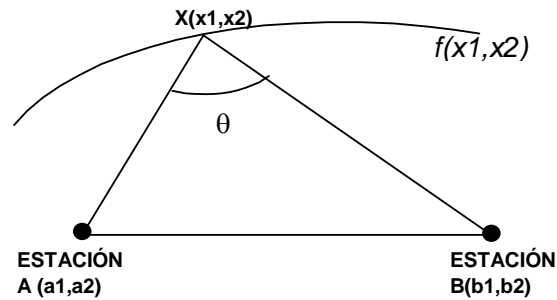


Figura 24. Curva  $f(x_1, x_2)$  de Isovalor para el GAP. [Tomado de Torres, R., y Agudelo, W., 2000].

### 3.2.8.1.2 Tiempos de Recorrido

Es necesario conocer el perfil de la corteza del área sobre la cual se trabaja. Este perfil puede ser inferido por comparaciones adecuadas hechas con áreas de características similares, si se carece de las posibilidades para el estudio. Este modelo de corteza, entre otras funciones, es requerido para el funcionamiento del HYPO71PC la determinación de los tiempos de recorrido y por lo tanto la distribución de velocidades. Para sismos lejanos es posible utilizar tablas entre las cuales se cuentan las de Jeffreys – Bullen, sin embargo, para sismos cercanos es posible determinar distribuciones de velocidad en función de la profundidad. Después de haber determinado la posible distribución de la velocidades de las ondas P para modelo, es necesario establece las velocidades correspondientes a las ondas S. [Bernal et al., 1992; En Alexander, 1999].

### 3.2.8.1.3 Diagrama de Wadati

Según Wadati [Wadati, 1993; En Alexander, 1999], es posible determinar la distribución de

velocidades de la onda S por medio de la relación  $\alpha/\beta$ , donde  $\alpha$  es la velocidad de las ondas P y  $\beta$  es la velocidad de las ondas S, la cual es calculada por medio del diagrama de Wadati. En este método se asume que las ondas sísmicas viajan a través por el número de capas o estratos horizontales superpuestas usadas en el modelo de corteza y que las ondas P y S tienen velocidades constantes pero diferentes entre sí. La diferencia de tiempos de arribo de las ondas P y S está dado por:

$$T_S - T_P = (\alpha / \beta - 1) \quad (20)$$

Al graficar la expresión  $(\alpha / \beta - 1)$  contra el tiempo de arribo de las ondas P se obtiene una línea recta, de la cual su pendiente está dada por:

$$m + 1 = (t_s / t_p) = \alpha / \beta \quad (21)$$

donde m es la pendiente de la recta.

El tiempo de origen del sismo,  $T_0$ , es el intercepto de la recta con el eje de las ordenadas, es decir, del eje correspondiente a los valores de  $T_p$ . Para que la relación  $\alpha / \beta$  sea representativa se toma, en general, varios sismos de la zona y se les aplica el proceso, la pendiente de la recta obtenida indica la relación  $\alpha / \beta$  que se busca (Figura 25).

Con este procedimiento se tiene la ventaja de poder determinar, sin necesidad de conocer las curvas de tiempo de recorrido o la localización de los eventos, información importante

acerca de la relación de velocidades, además de obtener la una estimación del tiempo de origen de un sismo.

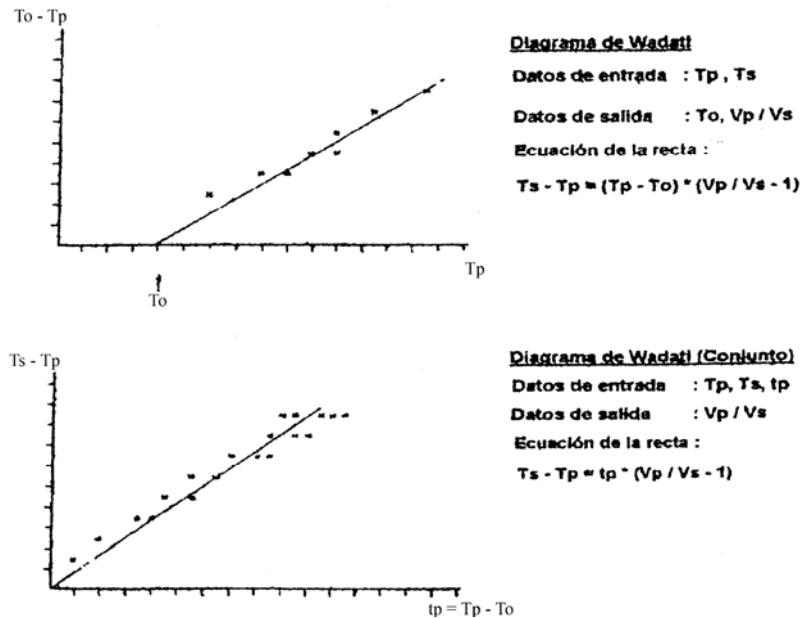


Figura 25. Representación esquemática de los diagramas de Wadati sencillo (a) y conjunto(b) [Tomado de Wadati, 1993; En Alexander, 1999].

### 3.2.9 Magnitud De Un Sismo

En 1935, Richter desarrolló una escala de magnitud de sismos en la cual la magnitud de un sismo  $M$  es definido como el logaritmo en base 10 de la máxima amplitud  $A_0$  (medida en micrómetros;  $1 \mu m = 10^{-4} \text{ cm}$ ) trazados en un sismograma por un sismógrafo estándar de torsión de componente horizontal de tipo Wood – Anderson [Sauter, 1989], a una distancia de 100 Km del epicentro. La escala es aplicada directamente solo para sismos de profundidad focal superficial. Se tiene:

$$M = \log A (\Delta) - \log A_0 \tag{22}$$

donde  $A$  es la máxima traza de la amplitud a la distancia epicentral  $\Delta$ .

Debido a que los instrumentos que registran un evento sísmico pueden estar a distancia mayor que la que se toma para la definición de magnitud, Richter tomó en consideración la atenuación de las ondas sísmicas con la distancia epicentral, pero no especificó el tipo de onda en que se debía basar la medición de amplitud.

El procedimiento para medir la magnitud de un evento local se da en la Figura 26. Del tiempo transcurrido entre la llegada de las ondas primarias P y las ondas secundarias S, se determina la distancia al foco en Km; en el sismograma en desplazamiento se mide la máxima amplitud de la onda, y en el nomograma se traza una línea recta entre los puntos correspondientes a la distancia y a la amplitud para determinar la magnitud local.

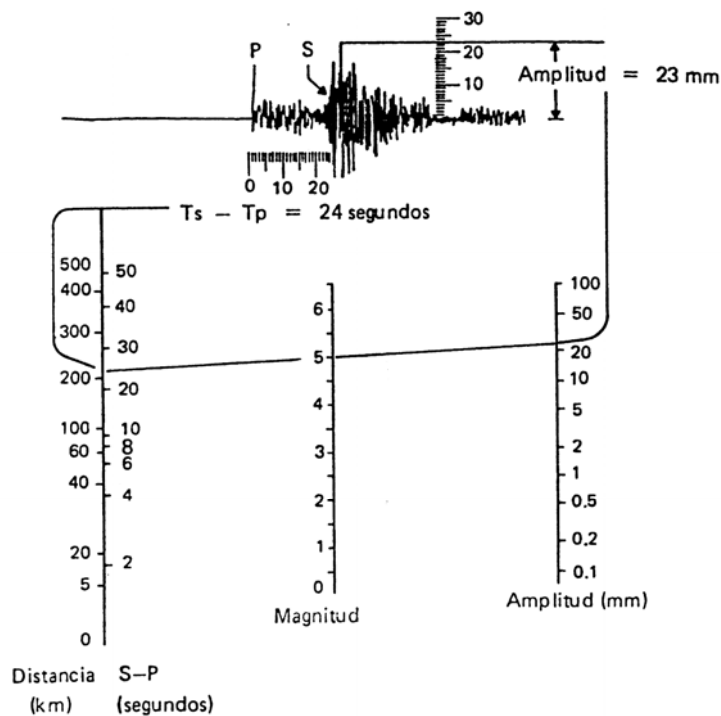


Figura 26. Nomograma para el cálculo de Magnitud Local [Tomado de Sauter, 1989].

Debido a que la magnitud Richter está dada en escala logarítmica, un incremento de la magnitud en una unidad significa un aumento de diez veces en la amplitud de las ondas.

La magnitud para las ondas de superficie de un sismo es definida, para focos superficiales como:

$$M_s = \log_{10}A + \alpha \log_{10}\Delta + \beta \quad (23)$$

donde A es la máxima amplitud del movimiento del suelo para ondas de superficie de periodo 20 seg. aproximadamente . Valores representativos de  $\alpha$  y  $\beta$  para la componente vertical de las onda Rayleigh, para sismos superficiales son 1.66 y 1.82 respectivamente. Esta ecuación no es aplicable para sismos profundos y las magnitudes de las ondas de cuerpo deben ser definidas. La forma usualmente utilizada es:

$$mb = \log_{10}(A/T) + Q(h,\Delta) \quad (24)$$

donde T es el periodo de la onda y Q es una función empírica de la profundidad, h y  $\Delta$ .

Una relación aproximada entre mb para ondas P y Ms para sismos superficiales es:

$$mb = 2.5 + 0.63 M_s \quad (25)$$

Recientemente la magnitud de momento Mw ha sido definida para proveer una escala más uniforme.

$$M_w = 2/3 \log_{10}M_0 - 10.7 \quad (26)$$

donde  $M_0$  es el momento sísmico en dinas \* cm. La magnitud de momento tiene la ventaja (como medida de tamaño de sismos), que se satura en la parte superior de la escala y tiene bases teóricas más extensas que la magnitud  $M_s$  [Bullen 1985; Sauter 1989].

Teóricamente la magnitud no tiene límite superior ni inferior (encontrándose magnitudes negativas), pero es obvio que está limitada en su parte superior por la resistencia de las rocas en la corteza terrestre y por la longitud de ruptura probable en la falla [Bullen 1985; Sauter 1989].

Para la evaluación del nivel energético de los sismos volcanotectónicos del volcán Galeras, se utiliza una expresión que en un principio se adoptó para el volcán Nevado del Ruiz y que se evalúa en función de la duración de la señal sísmica. Entonces se tiene:

$$M = 2.82 * \text{Log}(D) - 2.59 \quad (27)$$

Donde  $M$ : magnitud de Coda;  $D$ : duración de la señal sísmica en segundos. Según esta expresión, es posible que sismos con duración menor de 8.28 seg. arrojen magnitudes negativas, sin embargo, la energía que libera dicho sismo es positiva de acuerdo a la expresión desarrollada por Richter:

$$\text{Log } E = 9.9 + 1.9 * M - 0.024 * M^2 \quad (28)$$

[Richter, 1944; En Alexander, 1999].



### **3.2.10 Distribución Espacial Y Temporal De Los Sismos**

La sismicidad de una región es la distribución espacial y temporal de los terremotos ocurridos en ella. La distribución espacial comprende las coordenadas epicentrales, profundidad del foco o hipocentro. La distribución temporal es determinada por el periodo o fecha de ocurrencia que incluye el tiempo de origen del sismo. Estas características definen las zonas sismogénicas y parámetros como la magnitud, intensidad del sismo y momento, ayudan a evaluar la importancia de tales fuentes y a estimar su actividad [López A. y Espinosa, 1978; En Alexander, 1999].

#### **3.2.10.1 Distribución Global de la sismicidad.**

Observando el mapa de sismicidad del mundo, revela que la distribución espacial de la sismicidad no es aleatoria. Hay una fuerte concentración de sismos dentro de un angosto cinturón en el borde del océano Pacífico, en determinadas áreas de Europa y Asia y en las cordilleras submarinas. Sismos en la región alrededor del borde del Océano Pacífico son responsables de liberar alrededor del 75 – 80% de la energía sísmica anual, por ejemplo. La distribución espacial de la sismicidad puede ser explicada por la teoría de las placas tectónicas. La sismicidad puede ser superficial o profunda y alcanzar elevadas magnitudes [Madhyar, 1998].

De acuerdo a esta teoría, la superficie de la tierra está compuesta por un número de placas litosféricas rígidas que están moviéndose lentamente unas con respecto a otras. Las placas tectónicas se forman en su mayoría en las cordilleras oceánicas y son consumidas en las zonas de subducción. Esta dinámica produce la interacción de las placas en sus límites. La mayoría de los sismos alrededor del mundo ocurre en estos límites o bordes de las placas. Sin embargo ocurren sismos lejos de los bordes de las placas tectónicas. Estos sismos son llamados sismos de intra-placa. La ocurrencia de los sismos intra-placa, no muy bien entendidos, pueden ser atribuidos a excesos en la concentración de esfuerzos regionales causados por antiguas o recientes interacciones entre placas [Sauter, 1989].

La mayoría de sismos de gran magnitud que ocurren alrededor del mundo son relacionados con zonas de subducción. En general, hay cinco clases de sismos asociados con zonas de subducción, los cuales están diferenciados por la región y los mecanismos de ocurrencia (Figura 27) [Madhyiar, 1998].

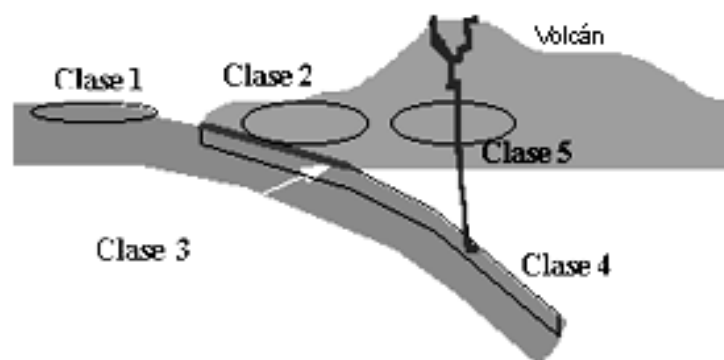


Figura 27. Clases de sismos [Adaptado de Mahdyiar, 1998].

Los sismos de clase 1 ocurren dentro de la placa oceánica antes de entrar en la zona de subducción. Los sismos de clase 2 ocurren dentro de la placa superior debido a los efectos compresionales de la placa que subduce. Los sismos de clase 3 son grandes eventos que son el resultado directo de la introducción de la placa que subduce. Los sismos de clase 4 ocurren dentro de la parte superior de la placa subducente como resultado de la interacción de esta con el manto superior. Estos últimos son conocidos como sismos de la zona “Wadati – Benioff” gracias al estudio de estos dos científicos en esta zona. Los sismos de la clase 5 son sismos relacionados con actividad volcánica [Madhyiar, 1998].

Otras zonas de alta actividad sísmica están donde las placas continentales chocan. Este tipo de interacción crea zonas extensas muy complejas de deformación y actividad sísmica. En general la mayor parte de los sismos ocurren en las fallas producidas en los bordes que interactúan de las placas tectónicas [Sauter, 1989].

### **3.2.10.2 Distribución Regional de la sismicidad.**

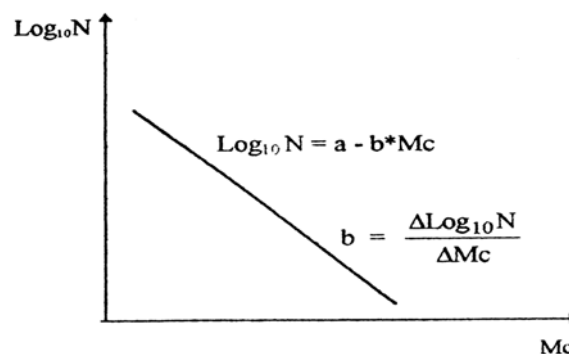
Para hacer una evaluación de la peligrosidad sísmica de determinada zona es necesario hacer un estudio de sismicidad regional el cual centra su atención en la determinación de fuentes sismogénicas, las cuales son fuentes generadoras de sismos que conservan ciertas características sísmicas y tectónicas similares en las que los procesos de generación de sismos es homogéneo tanto espacial como temporalmente.

### 3.2.10.2.1 Relaciones de Recurrencia.

Para la determinación de la tasa de la actividad media de una fuente o zona sismogénica se utiliza las relaciones de recurrencia que están basadas en la distribución de magnitudes y el número de ocurrencia de sismos. Gutenberg y Richter en 1944 desarrollaron una relación empírica entre magnitud y frecuencia de ocurrencia en la cual:

$$\text{Log } N = a - bM \quad (29)$$

Donde  $N$  es el número de sismos de magnitud  $M$  o mayor;  $a$  y  $b$  son constantes características del medio. El parámetro  $a$  puede variar según las características de la zona y también puede variar con el tiempo y no posee gran interés porque depende en gran parte del número de eventos que se utilicen en el estudio. Este parámetro representa la intersección de la recta, producida por la relación en un gráfico semilogarítmico [Sauter, 1989] (Figura 28).



**Figura 28.** Comportamiento del número de eventos en función de las magnitudes [Tomado de Sauter 1989].

El parámetro  $b$ , que además representa la pendiente de la recta, se encuentra en límites estrechos y determina una relación entre eventos de magnitud mayor y eventos sísmicos menores que han ocurrido en determinada zona.

Para la determinación del parámetro  $b$  existen diversos métodos entre los cuales se cuentan el Método de los Mínimos Cuadrados, ya mencionado, y el Método de Máxima Probabilidad el cual fue propuesto por Utsu [Utsu, 1965; En Alexander] y que utiliza la siguiente expresión:

$$b = \frac{\text{Log}_{10}(e)}{M - M_0} \quad (30)$$

Donde  $M$  es la magnitud promedio para los eventos considerados;  $M_0$  es la magnitud mínima considerada y  $e$  representa el número  $e$  ( $e = 2.71828$ ).

Según Casas (1991), el significado físico del parámetro  $b$  depende de aspectos como:

- La zona de estudio.
- La profundidad focal.
- El grado de acumulación de esfuerzos.
- Características de la roca.

Con base en trabajos en este campo y en la experiencia se ha determinado que el parámetro  $b$  puede oscilar entre 0.2 y 1.5 [Torres, R., 1994]. Las variaciones en su valor a través del tiempo dan idea de las condiciones del medio y del comportamiento de la sismicidad.

Estudios realizados por Mogi en 1962 y 1963 [Casas, L., 1991] determinaron que incrementos en la pendiente o sea del valor del parámetro  $b$  ( $1 \geq b \geq 1.3$ ), pueden estar relacionados con actividad sísmica de menor tamaño. Los valores altos en  $b$  se explican como el resultado de alta heterogeneidad en la estructura, donde la roca tiende a ser más débil y heterogénea, ocasionando que tensiones y esfuerzos se concentren en las regiones débiles facilitando el fracturamiento y liberación de esfuerzos en estas zonas, lo cual genera gran actividad sísmica de menor tamaño.

Por lo tanto a mayor valor de parámetro  $b$ , mayor número de sismos menores y se puede decir además que a mayor valor del parámetro  $b$ , menores serán la magnitudes máximas esperadas.

Valores bajos del parámetro  $b$ , ( $0.5 \geq b \geq 0.7$ ) pueden estar relacionados con actividad sísmica de mayor tamaño. Estos valores bajos de  $b$  implican que el estado de esfuerzos originados sobre el material resistente en la región es alto, el medio presenta una heterogeneidad moderada y un campo o distribución de esfuerzos uniforme, lo cual permite mayor resistencia a las tensiones, haciendo difícil el proceso de relajación de esfuerzos, lo que puede dar lugar a una mayor concentración de los esfuerzos y una disminución en la actividad sísmica de menor tamaño, originando un sismo de mayor magnitud. Esta es una condición crítica ya que al incrementarse la magnitud de los sismos, los daños que se pueden ocasionar son mayores ya que se incrementa la severidad sísmica, [Mogi, 1962, 1963; En Casas, L. 1991].

Para algunas fuentes una sola línea de regresión puede sobreestimar los valores para ciertos rangos de magnitud y una relación bilineal se ajusta mejor a los datos [Sauter, 1989].

### **3.2.10.3 Distribución Temporal de sismos.**

El tratamiento de este tema es diferente si se considera una región relativamente pequeña y eventos de baja magnitud poco separados en el tiempo, o si se estudia únicamente terremotos a nivel global. En el primer caso es preciso notar el fenómeno de agrupamiento de los sismos en el espacio y el tiempo. Si en estos grupos existe un evento de mayor magnitud se llama premonitores (Foreshocks) a los que preceden y réplicas (Aftershocks) a los que tienen lugar después. Si no se presenta un sismo de magnitud considerable se les llama enjambre de sismos (Swarms) [Tilling, 1993].

Mogi en 1963 [Tilling, 1993] introduce una clasificación muy empleada para estos tipos de series en la cual se distinguen tres tipos.

Para el primer tipo de sismicidad o Tipo I no hay premonitores y la serie la inicia el sismo de magnitud mayor o sismo principal, seguido de una serie de sismos de menor magnitud. Estas series se dan en materiales muy homogéneos en los cuales los esfuerzos no se liberan sino hasta que se excede la resistencia de las rocas, produciendo el sismo principal y las réplicas corresponden al reajuste de los esfuerzos en el volumen que rodea la fractura producida por el sismo principal. La distribución de tensiones es homogénea.

El segundo tipo de series se las denomina Tipo II y en la cual se presentan premonitorios cuyo número aumenta rápidamente antes del sismo principal. Esto se explica por la presencia de heterogeneidades en los materiales. Los esfuerzos se van relajando en forma de pequeños sismos, debido a la diferencia en la existencia de los materiales, antes de que se produzca el fenómeno principal. La distribución de tensiones no es uniforme.

En el Tipo III, la secuencia de sismos sucede en forma de enjambres. No existe un sismo principal. Este tipo de series corresponde a zonas de materiales muy heterogéneos y distribución de esfuerzos no uniformes y muy concentrados.

En la naturaleza se presentan predominantemente series de Tipos I y III. Sismos de Tipo II son inducidos generalmente por embalses. El estudio de las réplicas permite determinar el área afectada por la fractura y la existencia de posibles migraciones, que indican como ha sido el proceso de ruptura.

### **3.2.11 Sismicidad Volcánica**

Son movimientos relacionados con una fuente de ondas sísmicas asociada regionalmente con zonas volcánicas activas. Las vibraciones del suelo se producen por fracturamiento de rocas sólidas adyacentes a un magma estacionario o en movimiento. Estas vibraciones u ondas sísmicas también pueden ser generadas por el movimiento mismo del magma, por el movimiento o salida de gases volcánicos, o por cambios de presión relacionados con el calentamiento térmico de la roca encajante, del agua o del gas en el sistema volcánico



[Tilling, 1993], por erupciones o expulsiones volcánicas, por movimientos en masa a gran escala y por esfuerzos tectónicos.

La mayoría de sismos volcánicos resultan además del movimiento del magma, de formaciones de grietas a través de las cuales se mueve ésta y de explosiones de gas dentro del conducto. Algunos sismos se originan a pocos kilómetros de la superficie. Otros sismos resultan de la redistribución de la carga del volcán y de la subsidencia de la caldera. Algunos sismos tectónicos pueden deberse a la ascendencia del magma. De esta forma la conexión en términos espacio temporales entre la sismicidad y la actividad volcánica, en una región volcánica, es considerable [Blong, 1984].

Los sismos relacionados con movimientos del magma y erupciones volcánicas son típicamente someros, de magnitud pequeña a moderada ( $M \leq 5$ ), y raras veces causan daños en sitios alejados del volcán, sin embargo hay algunas excepciones notables [Machado et al., 1962; Rittman, 1962; Shimozuru, 1972; Okada et al., 1981; Latter, 1981; En Alexander, 1999]. Sismos generados por grandes movimientos en masa o por esfuerzos tectónicos son típicamente mucho más fuertes y generalmente destructivos ( $M \geq 7$ ) como los que han ocurrido en el volcán Kilauea, Hawai [Tilling et al., 1976].

Desde el punto de vista de la amenaza, los sismos relacionados con actividad volcánica y erupciones volcánicas son importantes por dos razones:

- Pueden causar daño significativo y muertes.
- Frecuentemente ocurren antes de una actividad eruptiva.

Por lo tanto su medida y control puede ayudar a aminorar el impacto de la amenaza [Blong, 1984].

En el volcán Galeras se han registrado diversos tipos de señales las cuales dependen de las características de la fuente que las generó. El O.V.S.P. ha caracterizado los siguiente tipos de señales:

***Tremor volcánico:*** “vibraciones continuas del suelo o sucesión de pequeños sismos de ocurrencia frecuente que generan una traza sísmica esencialmente continua pudiendo durar pocos minutos o inclusive días. Se asocia con dinámica de fluidos (gases, líquidos) de origen magmático o hidrotermal”.

***Largo Periodo:*** “Sismos típicos de volcanes activos . Están asociados a explosiones, movimiento de fluidos e interacción de fluidos con el medio circundante”. Esta clase se sismos pueden ser originados por intrusión de un cuerpo fluido (magma o gas) o por el paso de un gas a través de un conducto.

***Volcano Tectónicos (VT) o de Alta frecuencia:*** “Sismos asociados con el fracturamiento de roca o material sólido a través de un plano de debilidad, con la consiguiente relajación de esfuerzos que se han acumulado progresivamente en el interior del volcán, debido a intrusiones y migraciones de magma o a la expansión de fluidos geotérmicos de alta presión”. En algunos casos son difíciles de distinguir de los sismos tectónicos que no

tienen un origen volcánico. Las señales de sismos VT tienen un contenido frecuencial alto y los arribos de las ondas P y S generalmente son bien definidas.

***Tornillo:*** “Es una variedad de evento de largo periodo que se caracteriza por un registro de forma de onda aparentemente homogéneo en el contenido de frecuencias y por su gran duración con decaimiento lento de la coda”.

***Mariposa:*** “Sismos que se manifiestan como un híbrido entre VT y Largo Periodo, caracterizados por ser relativamente superficiales y relativamente pequeños”.

La mayor parte de estos sismos de origen volcánico tienen un contenido bajo de energía y por lo tanto son detectados únicamente con instrumentos, pero algunos eventos, especialmente VT, han ocurrido en los cuales la liberación de energía es mucho mayor hasta el punto de ser sentidos por los habitantes de la zona de influencia del volcán Galeras.

La tasa de energía sísmica liberada es indicada por el número diario de ocurrencias de sismos así como también por el tamaño de los mismos. Con esto se desarrolla series de tiempo utilizando histogramas de ocurrencia sísmica y energía liberada. Es más importante determinar el comportamiento que la energía tiene en el tiempo que el número de eventos ocurridos, y la vigilancia de los cambios ya que estos se deben a modificaciones de las condiciones física o químicas.

El patrón de sismicidad volcánica que precede o acompaña las erupciones puede ser muy específico para un volcán en particular, por esta razón es de marcada importancia saber que el parámetro sísmico es el más apropiado para el pronóstico de un evento eruptivo, debe enmarcarse con base en la experiencia en vigilancia y la actividad eruptiva del en estudio [Torres, R., 1994].

### 3.2.12 Correlaciones

La correlación es el grado de relación entre dos variables el cual permite determinar en que medida una ecuación describe o explica adecuadamente el tipo de relación existente entre las dos variables. Una correlación es perfecta cuando todos los valores de una variable satisfacen exactamente una ecuación. Cuando una variable es relacionada con ella misma está correlacionada perfectamente.

Correlación Simple es cuando se relaciones o manejan dos variables únicamente, que puede ser positiva o directa si una de las variable se incremente o cuando la otra aumenta; y negativa o inversa cuando una de las variables tiende a disminuir cuando la otra se incrementa. Una correlación múltiple se da cuando se manejan más de dos variables. La correlación cruzada es una medida de la similitud entre dos diferentes grupos de datos, computado como la suma de los productos cruzados entre los dos grupos de datos [Walpole, R., Meyers, R. y Meyers, S., 1998].

La correlación puede hacerse de forma cualitativa, es decir, comparar visualmente la relación entre dos variables. Este método depende del grado de apreciación y análisis del observador, esto implica tratar el problema de dispersión de los datos muestreables entre las variables que se compara, para lo cual es necesario definir unas medidas de correlación.

Las medidas del nivel de correlación están dadas por el coeficiente de correlación, el cual indica el grado de relación relativa de los patrones de comparación. Este coeficiente se considera alto cuando tiende hacia la unidad. Sin embargo, un valor de coeficiente alto no indica necesariamente una dependencia directa de las variables.

Un valor pequeño de coeficiente de correlación, puede ser significativo si proviene de una muestra suficientemente grande. En los fenómenos naturales no es fácil establecer cuando se considera una correlación débil o fuerte e inclusive cuando se puede considerar que una correlación es satisfactoria. De acuerdo al Ing. Roberto Torres (funcionario del Ingeominas) se sugieren algunos rangos de valores para el coeficiente de correlación entre señales sísmicas con el objeto de dar calificativos verbales a sus niveles de significación (Cuadro 6).

*Cuadro 6. Valores de correlación para señales sísmicas.*

<b>VALOR DEL COEFICIENTE DE CORRELACIÓN</b>	<b>NIVEL DE CORRELACIÓN</b>
0.00 a 2.20	Despreciable o muy débil
0.21 a 0.40	Bajo o débil
0.41 a 0.71	Moderado
0.71 a 0.90	Importante, fuerte o alto
0.91 a 1.00	Muy fuerte, muy alto

### 3.2.13 Efectos Locales de Sitio

Según Mahdyiar (1998), el movimiento de las estructuras durante un sismos es determinado por:

- Los mecanismos de fuente del sismo,
- Propiedades de propagación sísmica de la región,
- Las propiedades de los materiales del suelo superficial, y
- La respuesta de la estructura, en si misma, al movimiento del suelo.

En muchos lugares, la superficie de la tierra está compuesta por materiales suaves que tienen una baja velocidad de onda en comparación con el basamento rocoso (llamado también *basamento sísmico* ya que no siempre está constituido por roca).

El material suave del suelo de la superficie modifica la amplitudes y el contenido frecuencial de la señal de un sismo. Esto es conocido como efectos de sitio. Las propiedades físicas de las propiedades del suelo son llamadas condiciones locales de sitio.

Las propiedades locales de sitio pueden amplificar dramáticamente el movimiento producido por un sismos y causar daños significativos a la estructuras. Esto ha sido observado y documentado para casi todos los sismos grandes alrededor del mundo. Ahora, la modelación de los efectos locales de sitio para análisis de diseños de ingeniería es el mayor desafío para la ingeniería sismológica [Mahdyiar, 1998].

Hay dos procesos físicos que controlan la naturaleza de la respuesta local de sitio ante un sismo:

- La interferencia constructiva de ondas, y
- Los efectos de amortiguamiento de los materiales del suelo [Mahdyiar, 1998].

### **3.2.13.1 Ondas de Interferencia Constructiva.**

Las ondas sísmicas pueden ser atrapadas en los estratos de suelo suave si hay un marcado contraste entre las velocidades de onda sísmica de el estrato superficial y el basamento sísmico. Esto podría causar una fuerte reflexión de las ondas de la base, enviando las ondas de regreso a la superficie. La superficie experimenta un movimiento del suelo debido al arribo de las ondas directas y las ondas reflejadas. Esto es llamado interferencia de onda. La interferencia de onda es constructiva si las ondas reflejadas están en fase con las ondas directas. La interferencia es destructiva si las ondas directas y las ondas reflejadas están fuera de fase. Las amplitudes que se encuentran en fase serán amplificadas y las amplitudes fuera de fase serán de-amplificadas. Dependiendo de la profundidad y la velocidad de las ondas sísmicas de un estrato de suelo, solamente ondas de determinada longitud de onda tendrán interferencia y de este modo serán amplificadas [Mahdyiar, 1998].

### **3.2.13.2 Efectos de amortiguamiento.**

Todos los materiales, cuando son puestos bajo un movimiento cíclico, muestran algún comportamiento no elástico. Esto significa que durante cada ciclo de movimiento alguna

cantidad de energía es perdida en la deformación del material. El resultado es el decaimiento en la amplitud del movimiento. Esto es conocido como el efecto de amortiguamiento del material. Una simple analogía con este proceso es el movimiento de una masa conectada a un resorte y a un amortiguador hidráulico [Mahdyiar, 1998] (Figura 29).

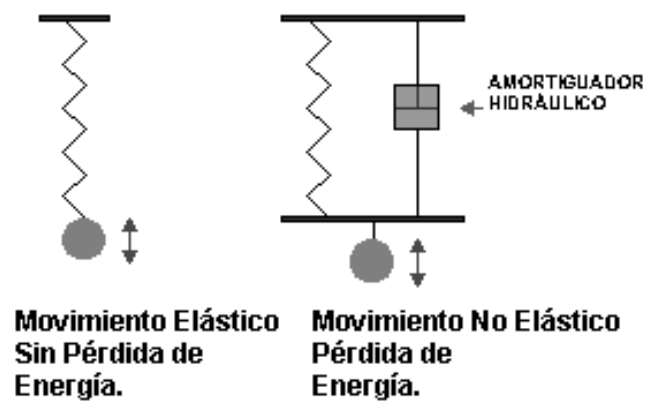


Figura 29. Sistema masa-resorte [Tomado de Mahdyiar, 1998].

El movimiento cíclico de un cuerpo de un material elástico es similar a la vibración de un sistema masa-resorte. Si no hay amortiguamiento, el movimiento continúa indefinidamente. Cuando un amortiguador hidráulico es adicionado al sistema, el movimiento es resistido por la viscosidad de el amortiguador. Durante cada ciclo, alguna energía es perdida debido a la fuerza de la viscosidad. Una de las importantes características del fenómeno de la amortiguación de los sismos es que la energía perdida durante la vibración del suelo depende de la intensidad del movimiento. Si el movimiento es leve, la cantidad de energía perdida es mínima y el comportamiento del suelo es de materiales elásticos. Como la intensidad de la vibración se intensifique, la cantidad de energía perdida por ciclo de vibración se incrementará en una forma compleja y no lineal.



En otras palabras, los efectos de amortiguamiento del suelo son más fuertes para las más altas intensidades de movimientos del suelo [Mahdyiar, 1998].

Un paso clave en la determinación y especificación de los movimientos del suelo, en términos de picos dinámicos o parámetros espectrales, es tener una medida de la atenuación de la onda sísmica con la distancia entre la falla causante y el sitio de registro. Según se considere el campo lejano o próximo, existe una diferencia de frecuencias en el registro entre uno y otro, con lo que queda claro que el medio que es atravesado por las ondas sísmicas afecta la composición espectral de los movimientos del suelo [Bullen, 1985].

Así mismo la amplitud de las ondas sísmicas se ve atenuada con la distancia recorrida debido a la expansión geométrica del frente de ondas, la absorción anelástica del suelo y el esparcimiento generado por sus heterogeneidades. A distancias superiores a  $30^\circ$  ( $1^\circ = 111.11 \text{ Km}$ ) la atenuación es prácticamente independiente de la distancia ya que la máxima pérdida de energía tiene lugar en la astenósfera [Bullen, 1985].

Si se considera un medio de características ideales, es decir, continuo, homogéneo, isotrópico y linealmente elástico, la energía irradiada desde el punto de nucleación o foco debe conservarse por lo que al aumentar el frente de ondas la amplitud de las ondas registradas es cada vez menor. De este modo la atenuación por expansión geométrica depende directamente de la distancia epicentral y la profundidad del foco y se refiere al cambio en la amplitud con la distancia debido a la expansión del frente de onda o

dispersión geométrica de los rayos sísmicos en la trayectoria entre la fuente y el receptor [Gómez, D., y Torres, R., 1993].

Con el incremento de la distancia, la energía sísmica es distribuida sobre una gran área de superficie lo cual implica bajas amplitudes para la onda sísmica. Las ondas de cuerpo (ondas P y S) decaen en proporción directa con el incremento de la distancia, conocido esto, como esparcimiento geométrico. Las ondas de superficie, ondas Rayleigh y Love, de otro lado, decaen con la raíz cuadrada de la distancia. Esto es conocido como esparcimiento cilíndrico. Por esto, las amplitudes de las ondas de cuerpo decaen más rápido que la amplitud de las ondas de superficie [Mahdyiar, 1998].

La atenuación anelástica  $A$ , depende de las características físicas del medio y su influencia es la amplitud se expresa como:

$$A = e^{-\alpha r} \quad (31)$$

Donde  $\alpha$  es el coeficiente de atenuación espacial y  $r$  la distancia. A su vez  $\alpha$  es definido como:

$$\alpha = \pi * \frac{F_o(p)}{Q * V_p} \quad (32)$$

Siendo  $F_o(p)$  el punto donde comienza el decaimiento de las altas frecuencias conocido como frecuencia de esquina (Hz) (denotada por algunos autores como  $F_c$  ó  $\omega$ ), puede reflejar el decaimiento de esfuerzos, las dimensiones de la fuente y la velocidad de ruptura;

$V_p$  la velocidad de propagación de la onda P y  $Q$  el factor de calidad aparente del medio.

El parámetro  $Q$  varía con la frecuencia e indica la relación entre la energía total y la energía disipada en cada periodo en un volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo y se define como:

$$Q = - \frac{2 * \pi * E}{\Delta E} \quad (33)$$

Donde  $E$  es la energía pico de deformación almacenada en un volumen de material sometido a ondas de esfuerzo de frecuencia  $w$ , o energía total de vibración;  $\Delta E/E$  es la fracción de pérdida de energía por periodo.

La absorción anelástica sufrida por las ondas puede ser utilizada como indicador de las posiciones de la litosfera (zona de relativa baja absorción y por lo tanto elevado valor de  $Q$ ) y de la astenosfera (alta absorción y bajo valor de  $Q$ ) para una determinada región.

Se puede observar que el valor de  $Q$  es proporcional a la consistencia del suelo, a la atenuación y a la profundidad, es decir, que a medida que aumenta la consistencia del suelo el valor de  $Q$  es mayor; cuando la profundidad es mayor el valor de  $Q$  se incrementa y cuando  $Q$  es mayor la onda sísmica sufre mayor atenuación [Gómez, D., y Torres, R., 1993].

El factor de calidad es definido también como:

$$Q = Q_0 * f^n \quad (34)$$

donde  $Q_0$  y  $n$  son constantes que dependen de las características de cada región;  $f$  es la frecuencia. Bajos valores de  $Q$ , menos que 100 aproximadamente, implican altas atenuaciones de las ondas sísmicas con la distancia [Mahdyiar, 1998].

Algunos autores han estimado algunos valores de  $Q$  para algunos tipos de señales sísmicas en determinadas zonas.

$Q \approx 5$  a 10 para tremor [Aki, 1979].

$Q < 40$  para tremores y eventos producidos por presión de gas en el volcán Kilawuea en Hawai (Ferrazzini y Aki, 1989; En Alexander, 1999).

$Q \approx 40$  [Paulov; En Alexander, 1999].

$Q \approx 10 + 5r$  para el volcán Santa Elena.

$Q \approx 12 + 5r$  para el volcán Etna.

Para el volcán Nevado del Ruiz se ha estimado valores de  $Q \approx 15$  y para el volcán Galeras

$Q \approx 40$ , teniendo en cuenta que en el Nevado del Ruiz las lavas son más masivas y hay menos flujos piroclásticos [Gil, F., 1990; En Alexander, 1999].

La atenuación evaluada por el factor  $Q$  mide una propiedad intrínseca del medio y puede diferir de los valores obtenidos a partir de la propagación de ondas sísmicas [Aki y Richards, 1980; En Alexander, 1999]. Cuando se considera el fenómeno de esparcimiento

se da un caso importante de este problema. Si el esparcimiento no está presente, el factor  $Q$  determina la atenuación debida a la anelasticidad. Pero si se considera el esparcimiento la  $Q$  total satisface:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad (35)$$

donde  $Q_i$  es la atenuación intrínseca y  $Q_s$  es la atenuación debida al esparcimiento [Deainty y Toksoz, 1981; En Alexander, 1999]. En estos casos y dado que la energía dispersada evaluada por  $Q_s$  no desaparece del campo de la onda,  $Q$  suele llamarse factor de calidad aparente ( $Q_a$ ).

En las relaciones que se deriven entre las dimensiones que caracterizan la homogeneidades de un medio con la longitud de la onda, radica la importancia del esparcimiento. Cuando las ambas dimensiones sean similares el esparcimiento será significativo [Herraiz, 1996; En Alexander, 1999].

### 3.2.14 Observatorios sismológicos

Bullen (1985) hace una descripción de lo que representa un observatorio sismológico describiendo sus principales características y funciones principales:

- El registro de movimientos de suelos locales debido a sismos cercanos y lejanos.
- Almacenamiento e interpretación de sismogramas.
- Publicación de datos.

Un observatorio bien equipado tiene sismógrafos que registran la componente vertical y los dos componentes horizontales (NS y EW usualmente) del movimiento del suelo y varios instrumentos para cada componente.

Es necesario tener una variedad de sismógrafos concernientes a una sección del espectro. Los sismógrafos son clasificados como de “corto”, “intermedio” y “largo” periodo de acuerdo a su periodo efectivo que está alrededor de 0.1 y 2 seg., 2 y 15 seg., y 15seg. y 1 min. respectivamente. Recientemente han sido desarrollados instrumentos de ultra largo periodo que son capaces de medir periodos que exceden 1 min.

Sismógrafos de corto periodo son usados principalmente para registrar sismos cercanos donde el periodo predominante es normalmente menos de 1 seg.; sismógrafos de largo periodo son particularmente valiosos para sismos más distantes los cuales generalmente contienen ondas de superficie con periodos que exceden los 10 seg. Cuando el observatorio está en una región sísmicamente activa, éste usualmente tiene además un sismógrafo de movimientos fuertes, de baja sensibilidad, el cual no puede ser saturado por un sismo local fuerte. Muchos instrumentos pueden enviar sus señales al observatorio teleméricamente desde sitios alejados del mismo.

La cuidadosa selección del sitio para una estación sismológica es muy importante. Es aconsejable que un sismómetro esté ubicado sobre una fundación de roca sólida en un área alejada de actividad antrópica para evitar ruido extraño que puede ser introducido y viajar

por el suelo suave. Algunos observatorios pueden ser seriamente perturbados por microsismos, los cuales pueden ocultar alguna parte importante del registro de un sismo. Cuando un microsismo o ruido tiene un periodo predominante y constante se puede reducir su efecto mediante el uso de filtros adecuados.

Los sismógrafos para un funcionamiento adecuado necesitan de una señal de tiempo de alta precisión. Las lecturas de un sismo en particular registradas en diferentes estaciones, son usadas para estimar epicentros, tiempos de origen, profundidades focales, magnitudes y otras características relacionadas con los sismos [Bullen, 1985].

### **3.2.15 Instrumentación Sismológica**

Los sismómetros modernos utilizan entre el sensor (sismómetro) y el aparato de registro un sistema de amplificación electrónica. En la actualidad, casi todos tienen un convertidor analógico-digital, previo a la amplificación de la señal. Esto permite aumentar el rango de sensibilidad y obtener directamente la información en forma digital para su análisis posterior. En muchos casos, se utiliza un sensor de respuesta plana para un rango de frecuencias, de modo que mediante filtros selectivos, se puede optar por aquella que cada análisis precise. Este tipo de instrumentos se los conoce como de banda ancha.

Un sistema formado por un sismómetro y su sistema de registro, se caracteriza por la curva de respuesta, la cual contiene toda la información concerniente al comportamiento del sismógrafo ante un movimiento sísmico. La forma usual de presentación es la curva de

amplificación o magnificación  $M(f)$  donde  $f$  es la frecuencia del movimiento, por lo que esta representación es una curva de sensibilidad en desplazamiento (Figura 30) [Udías, A. y Mezcuca, J., 1997].

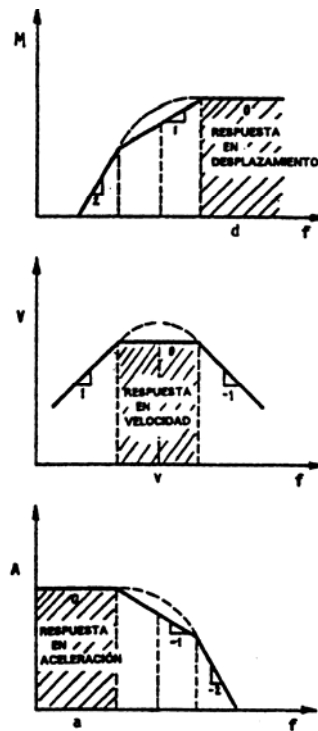


Figura 30. Representación de una curva de sensibilidad [Tomado de Udías, A. y Mezcuca, J., 1997].



## **4. METODOLOGÍA**

### **4.1 MARCO GENERAL**

El análisis de amenaza sísmica es una metodología que cuantifica e incorpora diferentes variables que de acuerdo a nuestro actual entendimiento no somos capaces de evaluar muchas de ellas. Más aún, hay grandes incertidumbres en los estimativos de los sismos y sus localizaciones con diferentes condiciones de sitio. Sin embargo, en general, existen modelos que se han desarrollado a partir de la evaluación probabilística de las variables que se puedan determinar.

Un análisis probabilístico de amenaza sísmica empieza con la identificación de las fallas regionales y su actividad sísmica relacionada. Los geólogos y sismólogos usan diferente tipo de información y metodologías para proyectar actividad sísmica pasada sobre las fallas hacia el futuro. Es una práctica común interpretar toda la información relacionada con las fallas en términos de sus desplazamientos promedios o tasa de deslizamiento, además de los fenómenos generados como deslizamientos, licuación, tsunamis, etc.

La evaluación de la Amenaza Sísmica integra la sismotectónica regional con la local ya que es necesario el estudio de las fuentes sismogénicas y sus características de sismicidad a través de la ocurrencia de sus magnitudes. Tiene en cuenta el alcance del proyecto en

consideración porque exige determinar la profundidad hipocentral media y las distancias que existan entre las fuentes y la zona de estudio. Involucra la geología regional dominante a través de las características de actividad y tamaño de las fuentes y de las funciones de atenuación de la energía sísmica en términos de la distancia, y eventualmente, llega a involucrar la respuesta local en términos de las propiedades mecánicas y geométricas del suelo de cimentación para las obras que sean emplazadas [Sarria, A., 1995].

Las fuentes sismogénicas juegan un papel fundamental dentro de un estudio de Amenaza Sísmica, por lo que es preciso definir exactamente su ubicación, la recurrencia de las magnitudes que tiene la sismicidad asociada a cada fuente y estimar la magnitud máxima que podría generar una ruptura en alguna de las fallas de la fuente [Sarria, A., 1995].

El tratamiento de Algermissen propone un esquema básico sobre el procedimiento para realizar un estudio de amenaza sísmica local [Algermissen, 1982; En Alexander, 1999].

Resumidamente, este procedimiento consiste en:

- Evaluar todo lo referente a las fuentes, esto incluye la distancia de las fuentes al sitio donde se va a evaluar la amenaza sísmica y la ubicación de los epicentros asociados a cada fuente.
- Evaluar la recurrencia de las magnitudes de cada una de las fuentes identificadas en el área de estudio. Esto incluye la determinación de los parámetros  $a$  y  $b$  de la relación de recurrencia de Gutenberg y Richter.

- Basándose en los datos obtenidos en los dos pasos anteriores, hacer la evaluación de las magnitudes máximas de cada una de las fuentes, las cuales deben introducirse en las ecuaciones de atenuación de la aceleración.
- Determinación de la función de probabilidad condicional acumulada del parámetro de amenaza, el cual será la aceleración en tierra firme a menos que se especifique algo diferente.

La metodología persigue reflejar la historia pasada a través de la recurrencia de las magnitudes y la futura mediante un generador de eventos aleatorios. El producto de las dos componentes produce la esencia del resultado final buscado.

Para la identificación y localización de las fuentes sismogénicas y su caracterización es necesario contar con el conocimiento de varias ramas de la geología y la geofísica, como la neotectónica, las características morfotectónicas, la evaluación sísmica, entre otras.

Los estudios de actividad neotectónica arrojan información sobre rupturas y desplazamientos de la superficie debido a sismos severos, además de evidencia de movimientos recientes (de hasta hace aproximadamente 27 millones de años), definición del tensor de esfuerzos, determinación de tasas de recurrencia y definición de un contexto geodinámico local y regional. Con los resultados de estudios de deformación con base en variaciones corticales es posible restituir el campo de esfuerzos actuales. Los datos geológicos proporcionan información sobre los patrones de esfuerzo regionales y las tasas de liberación de energía sísmica a largo plazo y los datos de sismicidad instrumental e

histórica permiten la ubicación más precisa de las fuentes sismogénicas y la estimación de la frecuencia de ocurrencia en los últimos cientos de años [Bullen, 1985; Mahyiar, 1998; Sauter, 1989].

El estudio sismológico debe tener un enfoque que evalúe el contexto temporal (evidencias de paleosismicidad, sismicidad histórica e instrumental) y el contexto espacial (localización global, regional y local). La sismología global comprende estudio de sismos mayores a distancias mayores de diez grados, dando información acerca de las características de las rupturas, mecanismos de foco y desplazamientos asociados por medio del modelamiento de las ondas telesísmicas de estos eventos. La sismología regional se encarga del estudio de la actividad sísmica que tiene alcance a nivel regional, con distancias menores de diez grados y mayores que uno, de donde es posible conocer por este medio de la geodinámica de la región determinando los esfuerzos regionales y direccionamiento de movimiento de bloques adyacentes. La sismología local estudia eventos de carácter local (distancias menores de un grado) localizándolos y caracterizándolos, y de la microsismicidad. El estudio de los microsismos se ha constituido en un elemento importante en las investigaciones modernas de la Amenaza Sísmica [Bullen, 1985; Mahyiar, 1998; Sauter, 1989].

La inspección visual de sismogramas y su análisis puede proveer información que resulte de gran utilidad por su posible conexión con fallas activas locales y a la ocurrencia de sismos mayores lo cual, entre otros, es fundamental para la evaluación del peligro sísmico.

El análisis cualitativo de los registros sismográficos en cuanto a su forma de onda en el dominio del tiempo y el análisis cuantitativo de algunos de sus parámetros tanto en los dominios del tiempo como de la frecuencia permiten llegar a establecer la reconstrucción tanto del campo de esfuerzos como la cinemática y condiciones geométricas relacionadas con el mecanismo de origen [Sauter, 1989].

El mecanismo focal de los sismos permite establecer la geometría de las fallas activas, tipo de falla y orientación del plano de falla, segmentaciones y estado de esfuerzos actuantes a lo largo de los sistemas de fallas [Udías y Mézcua, 1997].

Las “Familias” de sismos la constituyen grupos de señales que tienen cierta similitud en su forma de onda [Torres, Gómez y Ortega, 1997]. Para esto se comparan sismos de una determinada región por inspección visual haciendo una selección de éstos. Posteriormente se aplica a cada familia una función de correlación cruzada con el fin de evaluar la similitud de las formas de ondas y establecer el grado de parentesco entre los sismos de una familia [Bohorquez, 1993; En Alexander, 1999]. Lo anterior puede complementarse con un estudio de comparación extendido en el dominio de la frecuencia (Espectro Sísmico).

La determinación del parámetro  $b$ , que representa la recurrencia de los sismos según su magnitud, permite inferir algunas características físicas de la región sismogénica relacionadas con el estado de esfuerzos originados.

De manera complementaria se busca determinar algunos parámetros cinemáticos de la fuente como son el Momento sísmico ( $M_0$ ), la longitud del plano de falla ( $L$ ), la dislocación o desplazamiento medio del plano de la falla ( $\Delta u$ ), caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ ) y Energía sísmica ( $E$ ), entre otras, con el fin de caracterizar las fuentes sismogénicas. Para esta determinación es necesario trabajar con el espectro sísmico de la señal de cada sismo eliminando el efecto impuesto por el instrumento donde se registra el sismo.

En general, la metodología aplicada en este estudio es la propuesta por el Ingeniero Roberto Torres C., que a través de varios estudios se ha complementado y actualizado. Estos estudios, entre otros, son los realizados por Peláez (1990), De Greiff (1991), Gómez y Torres (1993 y 1996), Gómez, Torres y Ortega (1997) y Alexander (1999).

## **4.2 PROCEDIMIENTO**

### **4.2.1 Banco de Datos**

Se realizó en este estudio una serie de ejemplos (34 sismos) consignados en el Anexo A, para un mejor entendimiento de la forma de calificación del HYPO71PC, en donde se muestra la forma como éste califica un sismo según los parámetros por distribución y por estadística.

Hay que tener en cuenta que las coordenadas de la localización espacial de una estación han sido calculadas por diferentes métodos a través del tiempo para lograr una ubicación más

precisa, por lo cual estas estaciones han recibido diferentes nombres. Con el fin de homologar tanto las coordenadas de las estaciones como sus nombres, la cabeza del archivo de entrada de datos (.INP), facilitados por el Ingeominas, para el procesamiento en el HYPO71PC fue cambiada de la siguiente manera:

*Cuadro 7. Homologación de estaciones para el archivo .INP.*

NOMBRE DE LA ESTACION	COORDENADAS		ESTACIONES REEMPLAZADAS
	N	W	
<b>CR2G</b>	1° 12.610	77° 21.640	CR2R, CRA2, CR2D y CRVZ, CRVN, CRVE hasta 17/05/01.
<b>CRVZ</b>	1° 12.62	77° 21.74	CRVN, CRVE
<b>CR3G</b>	1° 12.38	77° 21.54	CRA3
<b>CB2R</b>	1° 11.46	77° 20.94	CBA2
<b>CO2R</b>	1° 12.92	77° 26.73	CON2
<b>OBNS</b>	1° 12.20	77° 19.36	OBUO, OBNO, OBEO, OBVZ, OBVN, OBVE, OBEW, OBUV
<b>URCR</b>	1° 13.13	77° 20.54	UREW, URNS, URCO

Las coordenadas de las estaciones anteriormente relacionadas con CR2G fueron cambiadas por las de CR2R debido a que los ingenieros Roberto Torres y Diego Gómez del Ingeominas revisaron su localización y encontraron que las coordenadas de CR2R halladas con GPS de gran precisión, eran más precisas, por lo que se corrigieron quedando de la siguiente manera:

NOMBRE DE LA ESTACION	COORDENADAS		ESTACIONES REEMPLAZADAS
	N	W	
<b>CR2R</b>	1° 12.64	77° 21.72	CR2G, CRA2, CR2D y CRVZ, CRVN, CRVE hasta 17/05/01.

Además, se homologaron los nombres de las estaciones restantes, ya que a pesar de tener las mismas coordenadas difieren en el nombre, esto según las componentes del sismógrafo que manejan. De ésta manera la cabeza del archivo de entrada de datos ó .INP se presenta en el Cuadro 8.

*Cuadro 8. Cabeza de datos del archivo 8981VZ2R.INP.*

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	COORDENADAS				ALTURA (msnm)
	NORTE		OCCIDENTE		
	Grados	Minutos	Grados	Minutos	
<i>ARLS</i>	<i>1°</i>	<i>15.00</i>	<i>77°</i>	<i>23.48</i>	<i>3250</i>
CAL1	1°	13.89	77°	22.08	3950
<i>CALA</i>	<i>1°</i>	<i>12.83</i>	<i>77°</i>	<i>25.36</i>	<i>2353</i>
<i>CONO</i>	<i>1°</i>	<i>13.21</i>	<i>77°</i>	<i>21.53</i>	<i>4010</i>
<i>CRVZ</i>	<i>1°</i>	<i>12.62</i>	<i>77°</i>	<i>21.74</i>	<i>4040</i>
CRA1	1°	13.38	77°	21.35	4180
<i>CR2R</i>	<i>1°</i>	<i>12.64</i>	<i>77°</i>	<i>21.72</i>	<i>4032</i>
<i>CR3G</i>	<i>1°</i>	<i>12.38</i>	<i>77°</i>	<i>21.54</i>	<i>4058</i>
<i>CB2R</i>	<i>1°</i>	<i>11.46</i>	<i>77°</i>	<i>20.94</i>	<i>3625</i>
CBA1	1°	10.85	77°	20.78	3466
<i>COB3</i>	<i>1°</i>	<i>11.46</i>	<i>77°</i>	<i>20.94</i>	<i>3625</i>
<i>COND</i>	<i>1°</i>	<i>11.63</i>	<i>77°</i>	<i>23.55</i>	<i>4000</i>
CON1	1°	12.89	77°	26.40	2100
<i>CO2R</i>	<i>1°</i>	<i>12.92</i>	<i>77°</i>	<i>26.73</i>	<i>2168</i>
<i>CON3</i>	<i>1°</i>	<i>14.02</i>	<i>77°</i>	<i>26.46</i>	<i>2530</i>
<i>CON4</i>	<i>1°</i>	<i>12.32</i>	<i>77°</i>	<i>26.87</i>	<i>2050</i>
<i>CHPL</i>	<i>1°</i>	<i>8.84</i>	<i>77°</i>	<i>25.56</i>	<i>2600</i>
JURA	1°	5.97	77°	17.70	3000
NAR1	1°	16.43	77°	21.55	2580
<i>NAR2</i>	<i>1°</i>	<i>16.13</i>	<i>77°</i>	<i>22.12</i>	<i>2870</i>
OLGV	1°	13.46	77°	21.22	4100
<i>OLGA</i>	<i>1°</i>	<i>13.34</i>	<i>77°</i>	<i>21.14</i>	<i>4100</i>
<i>OBNS</i>	<i>1°</i>	<i>12.20</i>	<i>77°</i>	<i>19.36</i>	<i>3010</i>
<i>PLAZ</i>	<i>1°</i>	<i>15.56</i>	<i>77°</i>	<i>16.74</i>	<i>3000</i>
<i>PUYI</i>	<i>1°</i>	<i>17.86</i>	<i>77°</i>	<i>19.38</i>	<i>2370</i>
<i>TEL2</i>	<i>1°</i>	<i>15.46</i>	<i>77°</i>	<i>16.44</i>	<i>3070</i>
<i>URCR</i>	<i>1°</i>	<i>13.13</i>	<i>77°</i>	<i>20.54</i>	<i>3494</i>
<i>ANVZ</i>	<i>1°</i>	<i>13.32</i>	<i>77°</i>	<i>21.18</i>	<i>4170</i>
<i>ACVZ</i>	<i>1°</i>	<i>13.62</i>	<i>77°</i>	<i>21.53</i>	<i>4170</i>
<i>CUVZ</i>	<i>1°</i>	<i>13.56</i>	<i>77°</i>	<i>20.70</i>	<i>3800</i>
<i>LOMV</i>	<i>1°</i>	<i>21.22</i>	<i>77°</i>	<i>22.68</i>	<i>2350</i>
MINV	1°	16.23	77°	20.59	2405



Se obtuvo entonces, un archivo de entrada de datos o .INP llamado **8981VZ2R.INP**. En este archivo hubo la necesidad de cambiar las fechas de los sismos ocurridos desde el año 2000, ya que algunos de los programas que posteriormente se utilizan en el análisis no reconocen fechas mayores de 1999 (99), por lo tanto el año 2000 (00) se cambió por 80 y el 2001 (01) por 81. Con estas modificaciones se corrió en el programa HYPO71PC el archivo **8981VZ2R.INP**, con el fin de relocalizar la sismicidad con los nuevos cambios, obteniéndose los archivos **8981VZ2R.PRT** y **8981VZ2R.PUN** (Cuadro 9). Utilizando el programa WADATTI desarrollado por el geólogo John Makario Londoño (funcionario del observatorio de Manizales), se procedió a aplicar un filtro por el criterio de Wadati, observando la linealidad de las curvas de tiempo, a la información contenida en el archivo **8981VZ2R.INP**, determinando el correspondiente diagrama de Wadati para cada uno de los sismos de esta base de datos.

*Cuadro 9. Valores mínimos y máximos por calidades según los criterios de localización del HYPO71PC encontrados en el archivo 8981VZ2R.PUN.*

<b>QM A</b>							
Total sismos: 29							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	1,89	6	73	0,2	0,05	0,2	0,2
<b>max</b>	8,5	21	90	3,8	0,15	0,9	0,9
<b>QM B</b>							
Total sismos: 2276							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	0,06	6	84	0,1	0,01	0	0
<b>max</b>	19,75	20	180	5,5	0,38	2,5	4,9
<b>QM C</b>							
Total sismos: 5237							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	0	3	91	0,1	0	0	0
<b>max</b>	22,99	23	359	25,7	0,5	4,4	360
<b>QM D</b>							
Total sismos: 547							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	0	3	132	0,2	0,01	0,1	0
<b>max</b>	50	14	356	54,9	11,49	298,6	988,6

Se revisó visualmente el diagrama de Wadati de todos y cada uno de los 8089 sismos contenidos en esta base de datos y se descartó aquellos que según este parámetro se consideraron de dudosa localización. Estos sismos se encuentran consignados en el archivo **8981WQA.INP** (Cuadro 10), el cual se corrió en el HYPO71PC y se obtuvo los archivos **8981WQA.PRT** y **8981WQA.PUN**. A estos archivos se sumaron los sismos de calidades A del archivo **8981VZ2R.PUN**, que por alguna razón se descartó en este procedimiento, por considerarlos importantes dentro del análisis y procesamiento de los datos.

*Cuadro 10. Valores mínimos y máximos por calidades según los criterios de localización del HYPO71PC encontrados en el archivo 8981WQA.PUN.*

<b>QMA</b>							
Total sismos: 26							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	2,2	8	74	0,4	0,05	0,2	0,2
<b>max</b>	8,5	19	90	3,9	0,15	0,9	0,9
<b>QMB</b>							
Total sismos: 1633							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	0,19	6	90	0,1	0,01	0	0,1
<b>max</b>	19,75	20	180	5,5	0,29	2	2,7
<b>QMC</b>							
Total sismos: 3568							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	0	4	106	0	0	0	0
<b>max</b>	22,99	23	357	22,1	0,49	3	360
<b>QMD</b>							
Total sismos: 321							
	<b>DEPTH</b>	<b>No</b>	<b>GAP</b>	<b>DMIN</b>	<b>RMS</b>	<b>ERH</b>	<b>ERZ</b>
<b>min</b>	0,01	5	183	0,2	0,01	0,1	0,1
<b>max</b>	50	14	356	37,6	8,48	92,5	988,6

Al ser considerada la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras (RSVVG), no como una red local, sino como una microRed debido a la poca distancia entre estaciones, se modificó las restricciones a cada uno de los parámetros de localización calculados por el

HYPO71PC (Tablas 3 y 4) y que se encuentran en los archivos de salida de datos o .PUN.

Estas modificaciones se encuentran en el Cuadro 11 y se utilizaron para filtrar la información total y obtener sismos de buena calidad de localización.

*Cuadro 11. Límites establecidos para el filtro de datos.*

PARÁMETRO DE LOCALIZACIÓN	LIMITE
NO	$\geq 6$
RMS	$\leq 0.10$
GAP	$\leq 270$
ERH	$\leq 0.60$
ERZ	$\leq 1.00$
DMIN	$\leq 40$
DEPTH (Km)	$\leq 20$
QM	A - C

Para filtrar la información se usó el programa GRAFSIS, desarrollado por el geólogo John Makario Londoño, el cual además de otras funciones, filtra el archivo según los parámetros requeridos por el usuario los cuales son introducidos de forma manual. Por este medio se obtuvo el archivo llamado **8981FILT.PUN** (Cuadro 12, Anexo B).

Utilizando el programa PUN – INP, desarrollado por el Ingeniero Pablo Chamorro (funcionario del O.V.S.P), se obtuvo el correspondiente archivo .INP del archivo **8981FILT.PUN** con el nombre **8981FILT.INP**. Esta base de datos se utilizó en los análisis posteriores.

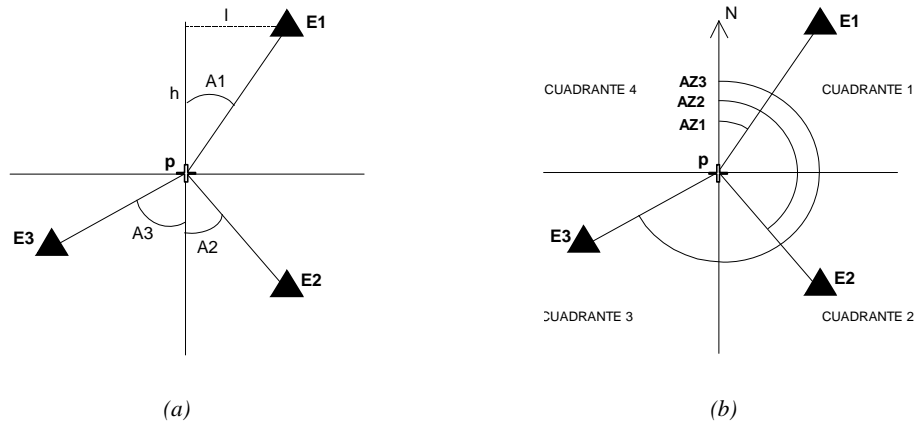
**Cuadro 12.** Valores mínimos y máximos por calidades según los criterios de localización del HYPO71PC encontrados en el archivo 8981FILT.PUN.

QM A							
Total sismos: 16							
	DEPTH	No	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ
<b>min</b>	2,2	8	80	0,7	0,05	0,2	0,2
<b>max</b>	8,5	19	90	3,9	0,1	0,6	0,9
QM B							
Total sismos: 1106							
	DEPTH	No	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ
<b>min</b>	0,39	6	91	0,1	0,01	0	0
<b>max</b>	11,51	16	180	5,5	0,1	0,6	1
QM C							
Total sismos: 1074							
	DEPTH	No	GAP	DMIN	RMS	ERH	ERZ
<b>min</b>	0,41	6	180	0,1	0	0	0,1
<b>max</b>	16,48	23	270	8,7	0,1	0,6	1

#### 4.2.2 Mapa de IsoValores de GAP

Para el cálculo del GAP, se elaboró una grilla de puntos los cuales están separados a una distancia de una décima de grado (0.1°), es decir, 11.11 Km.

En primer lugar se ubicó estaciones en los vértices de un triángulo equilátero y a cada punto que forma la grilla se le calculó el ángulo (ang) entre las estaciones y el punto. Ya que para este cálculo se utilizó la ley de los cosenos ( $\arccos(h / \sqrt{l^2 + h^2})$ ) hay que tener en cuenta si el ángulo se forma con la horizontal o la vertical, las longitudes de l y h se conocen por diferencia de coordenadas de estaciones y puntos (Figura 31a).

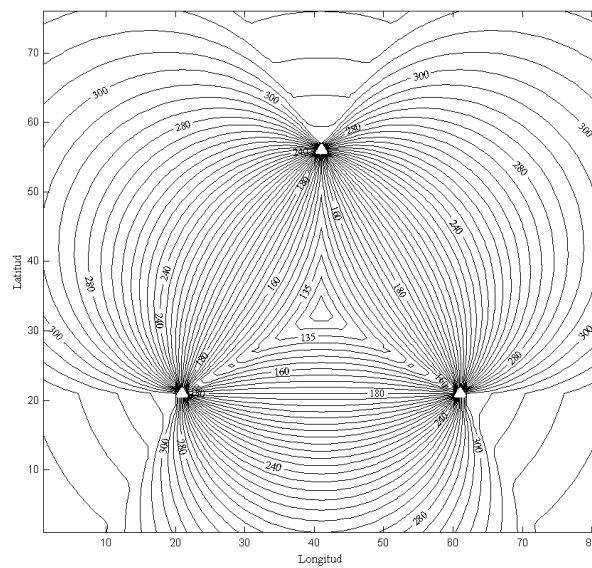


**Figura 31.** (a) Angulo *A*, entre Estación *E* y cualquier punto *p* correspondiente a la grilla.  
 (b) Azimut *AZ*, entre cada estación y cualquier punto correspondiente a la grilla.

Una vez encontrado este ángulo se procedió a calcular el azimut correspondiente a cada lineamiento existente entre cada punto de la grilla y la estación formando ángulo con una línea vertical que representa el Norte (Figura 31b). Para este cálculo hay que tener en cuenta la ubicación de las estaciones en los cuadrantes que forman la horizontal y vertical pasando por el punto. Por lo tanto si una estación se encuentra en el primer cuadrante el azimut será el mismo ángulo (ang) encontrado. Si la estación se encuentra en el segundo cuadrante el azimut será igual a  $180^\circ$  menos el ángulo ang. Cuando la estación se encuentre en el tercer cuadrante el azimut será igual al ángulo ang más  $180^\circ$ . Si la estación se encontrara en el cuarto cuadrante el valor del azimut sería igual a  $360^\circ$  menos el ángulo ang. Se puede presentar el caso en que la estación se encuentre exactamente entre los cuadrantes 1 y 2 para lo cual el valor del azimut será igual a  $90^\circ$ , entre los cuadrantes 3 y 4 el azimut será igual a  $270^\circ$ , entre los cuadrantes 1 y 4 igual a  $0^\circ$  y entre los cuadrantes 2 y 3 el valor del azimut será igual a  $180^\circ$ .

El valor de GAP para este punto será el mayor ángulo azimutal entre estaciones encontrado con los procedimientos anteriores.

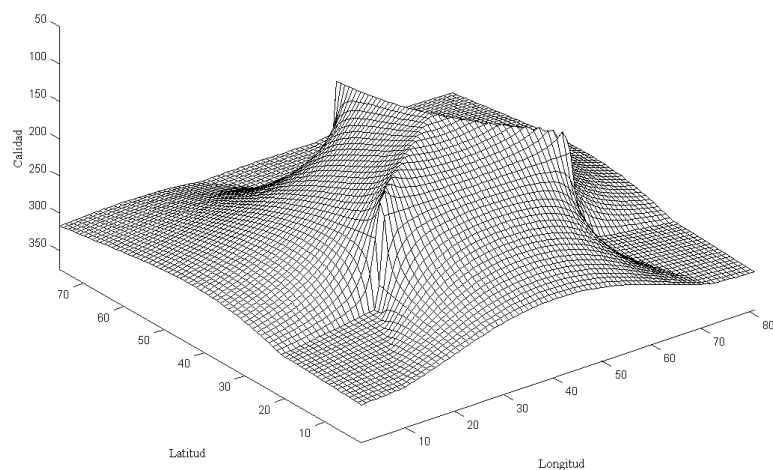
Estos cálculos se realizaron para cada uno de los puntos que conforman la grilla obteniéndose así un valor de GAP para cada uno, uniendo por medio de una línea aquellos puntos que arrojaron iguales valores lográndose una línea de isovalor. Estas líneas de isovalor o isogap confluyen en cada una de las estaciones. Al conjunto de líneas de isovalor o de isogap se le denominó Mapa de Contorno o Mapa de IsoGAP (Figura 32).



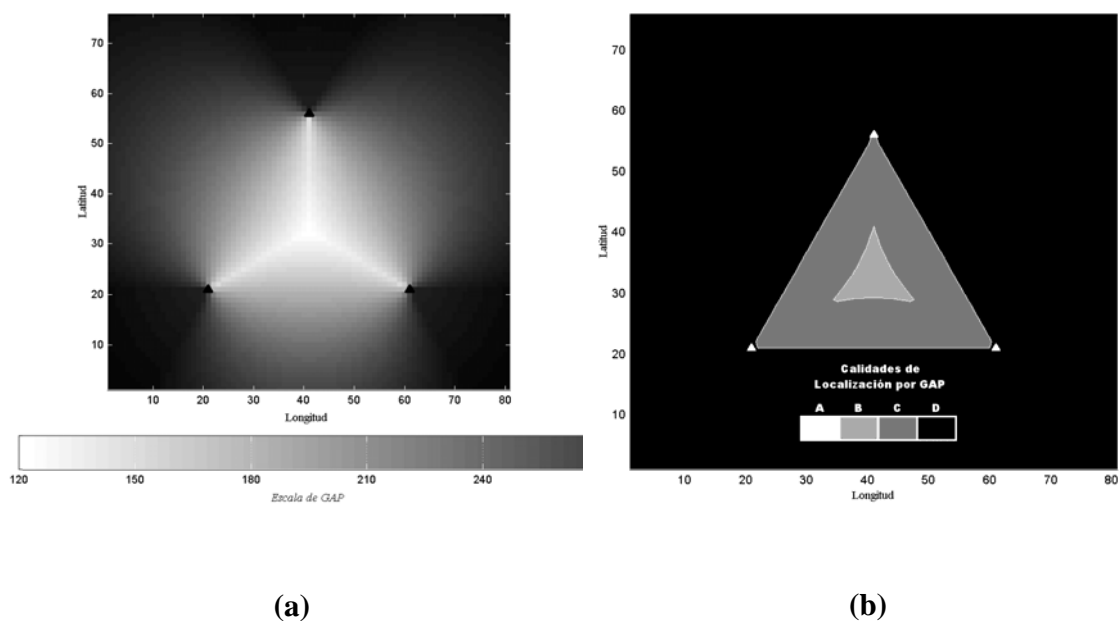
**Figura 32.** Mapa de IsoGAP. (Este ejemplo corresponde a un arreglo de tres estaciones).

Para lograr una mayor versatilidad sobre estos cálculos y gráficas se realizó una rutina en el programa MATLAB (Matrix Laboratory) llamada CAL\_GAP (Anexo C) el cual además de graficar el Mapa de Isogap, muestra un contorno tridimensional (Figura 33) y dos

bidimensionales en degradación de gama de colores (Figura 34), todo esto para una mejor apreciación de los resultados.



**Figura 33.** Contorno Tridimensional de valores de IsoGAP para el mismo arreglo, puntos más altos indican mejores calidades



**Figura 34.** (a) Mapa Bidimensional en degradación de colores, zonas claras indican mejores calidades. (b) Zonas de calidades para la configuración triangular de estaciones. Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ , Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ , Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

Este mismo procedimiento se llevó a cabo para arreglos o configuraciones de red de estaciones, además de la triangular, para un arreglo cuadrado, hexagonal y arreglos de estaciones de mayor complejidad como para la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) (Figura 35) y para RSVVG (Figura 36), con la opción para esta última, de seleccionar las estaciones que se desee ubicar ya sea por archivo o por entrada manual. Torres y Agudelo (2000) realizaron un mapa de IsoGAP para la RSNC, éste sirvió de base para la obtención de las coordenadas de las estaciones de la RSNC y con el mismo se pudo validar el mapa de IsoGAP para la RSNC desarrollado en este estudio.

Se hizo un seguimiento de la evolución espacio temporal que ha tenido la RSVVG en el periodo de marzo de 1989 a agosto del 2001 tomando las estaciones que han permanecido más constantes en el tiempo y con las cuales se realizó Mapas de Contorno por años. Los croquis de los mapas de poblados, cráter y fallas utilizados en este estudio fueron facilitados por el INGEOMINAS. Para esto se extrajo las fases de cada sismo presentes en el archivo 8981VZ2R.INP y se identificó las estaciones que permanecieron más constantes durante cada año.

Se comparó esto mapas con el fin de determinar los efectos que pudo tener tales configuraciones en la localización de la actividad sísmica. Las localizaciones de los epicentros de los sismos de los años 2000 y 2001 de este archivo se graficaron sobre el Mapa de Contorno, con la configuración actual de la red (2001), con el fin de validar los resultados encontrados con los dos procedimientos. El análisis y resultados se consignan en el capítulo 5.2.



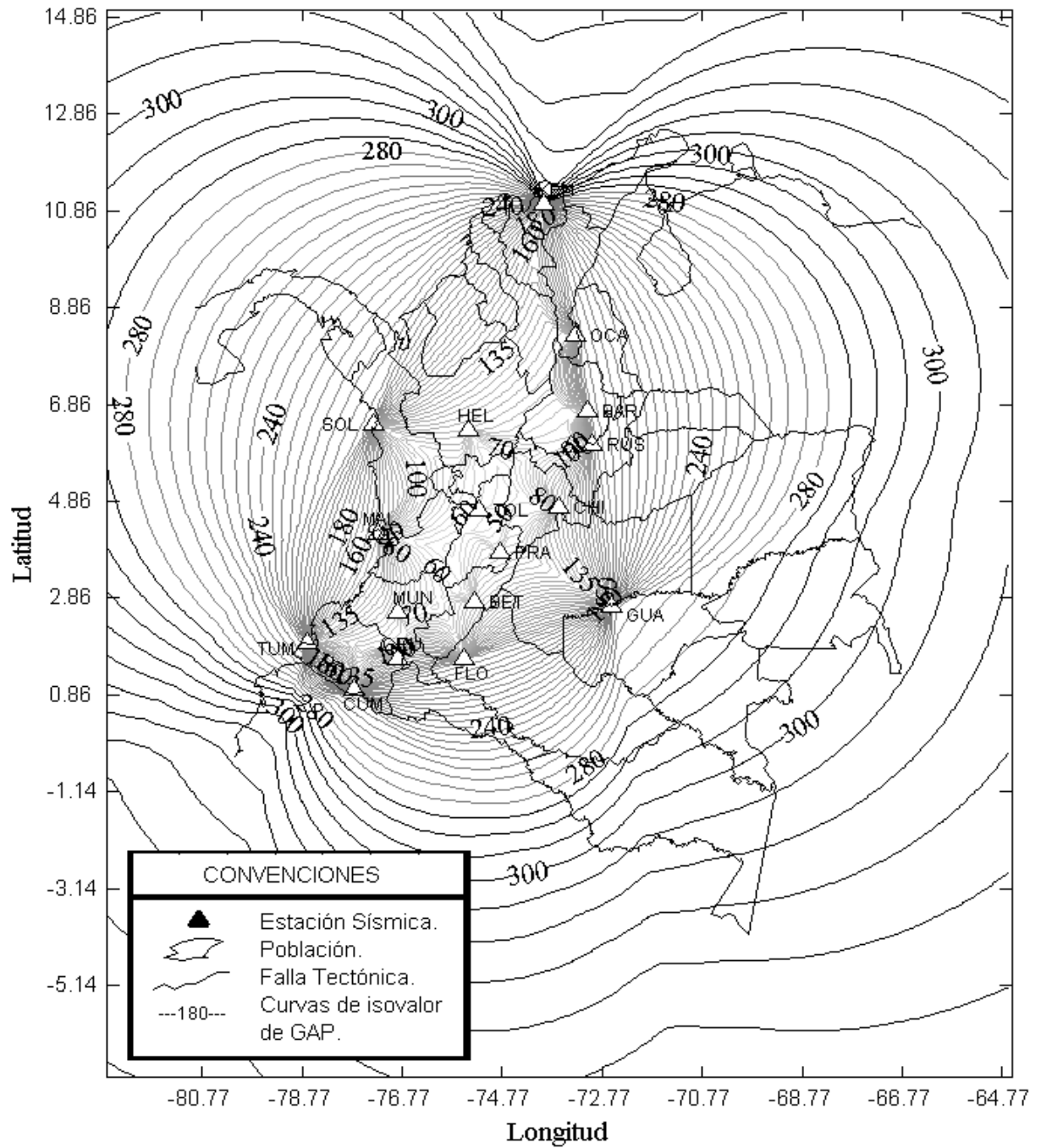


Figura 35. Mapa de IsoGAP para la RSNC.

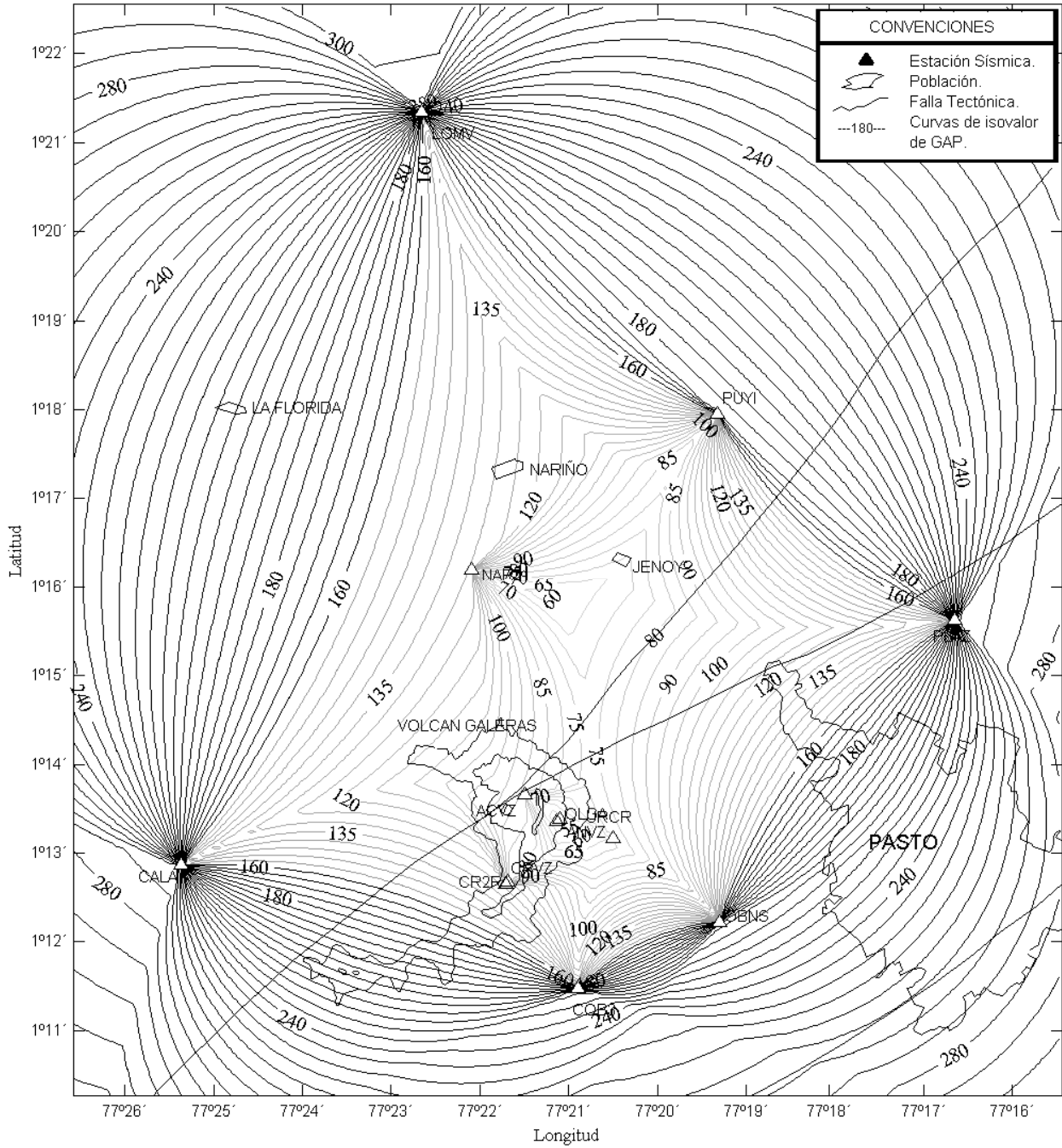


Figura 36. Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 2001.

#### **4.2.3 Evolución Espacio Temporal de la Sismicidad y de la RSVVG.**

La permanencia en el tiempo de una estación es importante para conocer los efectos que trae, al salir temporalmente o permanentemente de funcionamiento, para la configuración de una red y por lo tanto la influencia en el registro y localización de actividad sísmica.

Para conocer tales efectos sobre la RSVVG se hizo un seguimiento de la evolución espacio temporal que ha tenido la misma desde 1989 hasta el año 2001.

Se necesitó en primer lugar, conocer los periodos de funcionamiento de cada una de las estaciones que han conformado la RSVVG desde su implementación. Esta información se obtuvo de las fases existentes en el archivo 8981FILT.INP donde entre otros parámetros se indica las estaciones con las cuales se hizo una determinada localización de un sismo con su fecha respectiva. Esto se complementó con la revisión de las bitácoras de cada estación y de informes mensuales existentes en el O.V.S.P.

Se elaboraron gráficas relacionando las latitudes y longitudes de las estaciones contra el periodo de funcionamiento de éstas. En estas mismas gráficas se ubicaron las coordenadas de los sismos contra tiempo de ocurrencia, diferenciando por medio de convenciones la magnitud y profundidad del sismo, para esto se elaboró una rutina llama EVOLE\_T (Anexo D) en la cual se tiene la opción de visualizar la sismicidad, discriminada por magnitud y profundidad, por años o por meses con las estaciones utilizadas en la localización de cada sismo y el respectivo error de localización.

Se utilizó la información proveniente del archivo de la sismicidad filtrada, ya que se necesitó tener certeza de la localización de los sismos para poder así evaluar adecuadamente en conjunto con las estaciones, los efectos causados por la ubicación de estas últimas sobre la sismicidad.

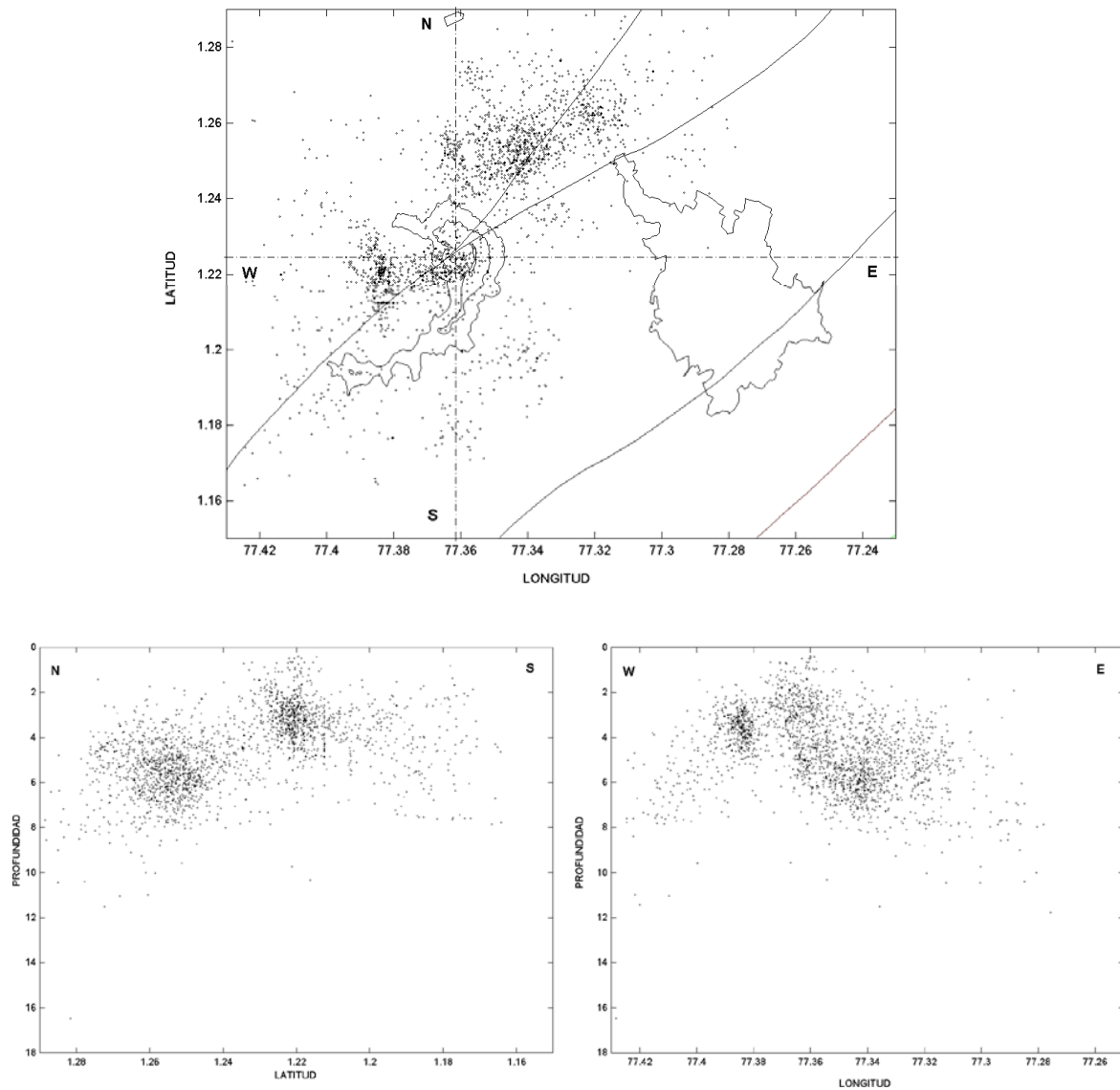
Con esto se buscó complementar los resultados obtenidos por medio del mapa de contorno conociendo y confirmado incertidumbres que se presentan en el proceso de localización de sismos de acuerdo a la configuración espacial que se le ha dado a la RSVVG y sus variaciones en el tiempo.

#### **4.2.4 Determinación de Fuentes Sismogénicas**

Se realizó un mapa con la sismicidad filtrada de todo el periodo de estudio (1989 – 2001) (Figura 37). Con base en este mapa se hizo un reconocimiento de agrupaciones de sismos los cuales ayudaron para la identificación de fuentes sismogénicas.

Por medio de la observación de la evolución espacio – temporal de esta sismicidad en la zona de influencia del volcán Galeras, durante el periodo de 1989 a agosto de 2001, la cual se realizó con la rutina EVOLE\_T, se pudieron determinar algunas agrupaciones de sismos con características similares en magnitud y profundidad que ocurrieron en un tiempo relativamente corto, lo cual se conoce con el nombre de enjambre de sismos [Sauter, 1989]. La ocurrencia y localización de estos enjambres se los relacionó con la ubicación de las

fuentes sismogénicas con el fin de observar con mayor detalle la actividad de tales fuentes en el tiempo.



**Figura 37.** Sismicidad filtrada ocurrida en el periodo de 1989 a 2001 en la zona de influencia del volcán Galeras.

Además se hizo una inspección visual de la distribución espacial de los sismos ocurridos por años con el fin de determinar agrupaciones que no se pueden apreciar en la evolución

espacio – temporal, para esto se utilizó la base de datos filtrada (8981FILT.PUN) ubicando espacialmente la sismicidad en un mapa de la región, donde se localizó además el sistema de fallas reconocido.

Se pudo determinar así varias agrupaciones de sismos que por sus características de magnitudes y profundidades similares y por la ubicación de éstas sobre una zona determinada se consideraron fuentes sismogénicas [Sauter, 1989]. Para una mejor metodología en la asignación del nombre de cada fuente se dividió la zona en cuadrantes tomando como centro el cráter del volcán Galeras con coordenadas  $1^{\circ} 13.48$  N y  $77^{\circ} 21.69$  W, se identificaron ocho fuentes sismogénicas las cuales se nombraron según su posición respecto del cráter así, fuente Centro Galeras (CG), fuente Occidente Galeras (OG), fuente Norte Galeras (NG), fuente NorEste Galeras (NEG), fuente Norte Pasto (NP), fuente Norte Norte (NN), fuente Sur (S) y fuente SurEste (SE).

Una vez definidas las fuentes sismogénicas, se procedió a extraer los datos de la sismicidad relacionada con cada una de las fuentes (latitud, longitud, fecha, profundidad, magnitud, etc.). Para esto se hizo uso del programa ARCVIEW, con apoyo del ingeniero Carlos Laverde (funcionario del O.V.S.P.) el cual tiene la posibilidad de graficar la totalidad de la sismicidad registrada delineando la fuente, de tal manera, que este contorno se adapte a la forma observada de cada fuente logrando así abarcar toda la sismicidad que se considere relacionada con ellas y evitando así incluir alguna sismicidad que no haga parte de éstas, debido a que este procedimiento al ser desarrollado en otros programas, tiene la limitación de solo poder inscribir una fuente por el cuadrante formado por las

longitudes y latitudes superiores e inferiores que la comprenden, lo cual hace que se incluya erróneamente sismicidad que no hace parte de la fuente.

Después de realizado el contorno de las fuentes se extrajeron los datos correspondientes a cada sismo relacionado con cada fuente ubicando esta información en un archivo diferente para cada una (Cuadro 13).

*Cuadro 13. Archivo generado por ARCVIEW para cada fuente sismogénica.*

<b>FUENTE</b>	<b>ARCHIVO</b>
<b>FCG</b>	FCG.dbf
<b>FOG</b>	FOG.dbf
<b>FNG</b>	FNG.dbf
<b>FNEG</b>	FNEG.dbf
<b>FNP</b>	FNP.dbf
<b>FNN</b>	FNN.dbf
<b>FS</b>	FS.dbf
<b>FSE</b>	FSE.dbf

#### **4.2.5 Familias Simogénicas**

Para la determinación de las familias se organizó la base de datos de la sismicidad registrada por fuentes. Se escogió una muestra representativa de cada fuente y se buscó su correspondiente registro analógico. Se tuvo alguna dificultad para encontrar los registros de algunos sismos debido a que no había en muchos casos una coincidencia entre fecha y número de paquete que figura en la lista de la sismogramoteca del O.V.S.P. y número de paquete y número de banda contenido en el mismo.

Además la base de datos con que se cuenta se extractó del sistema digital el cual sufrió un desperfecto antes del año 1995 lo cual condujo a un desfase de tiempo entre el registro analógico y el registro digital. Este desfase se observó en mayor proporción en el año 1990 donde a inicios de éste el desfase es de 2 a 4 minutos mientras que a finales del mismo año este desfase se acentuó hasta 10 minutos aproximadamente.

Con los registros encontrados se procedió a hacer una inspección visual de los mismos en el cual se tenía en cuenta aspectos como forma de onda, impulsividad (Impulsivo alto, medio, bajo con relación a la amplitud de la onda S o Emergente) y polaridad (ascendente o descendente) del primer arribo de la onda P, diferencia de tiempo de arribo de las ondas S con P, diferencia entre las amplitudes de las ondas P y S, forma del decaimiento exponencial de la envolvente de la señal (Alta, Media o Baja).

Con la identificación de las familias por fuentes se procedió a extraer una muestra de sismos por familia de cada fuente (Anexo E). El fin de este muestreo fue definir por medio de una función de correlación cruzada (cross-correlation) el grado de parentesco entre sismos de una familia. Para cada uno de estos sismos se buscó su registro digital (traza en medio magnético) existentes en el archivo de señales digitales en CD del O.V.S.P.

Para esta búsqueda de señales se utilizó el programa XPLAYV30 del paquete PCQUAKE, con el fin de visualizar señales y comprobar la fecha y hora de ocurrencia del sismo seleccionado. Estos datos son los que figuran en el archivo .PUN y no los de los registros análogos debido al desfase de tiempo existente. De cada familia se creó su respectivo



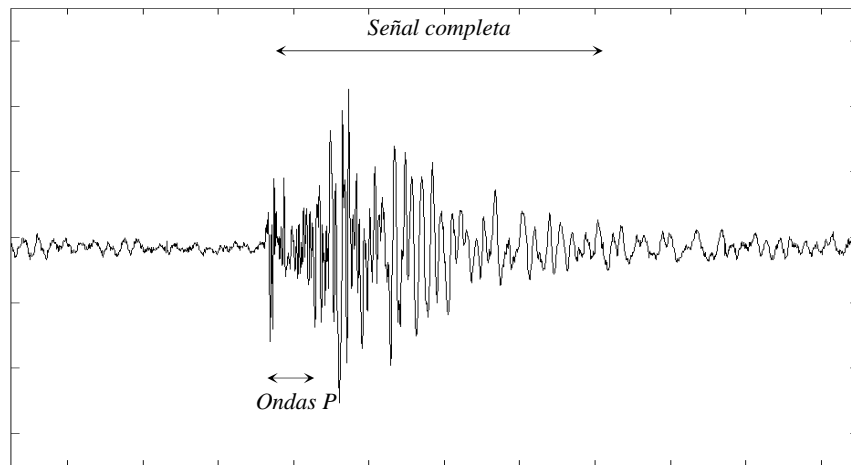
archivo .INP extrayendo cada sismo perteneciente a cada familia del archivo 8981FILT.PUN corriendo el programa PUN-INP y por medio del HYPO71PC el correspondiente .PRT.

Para la aplicación de la función de correlación cruzada a las señales sísmicas se utilizó una rutina denominada CROSS\_CO, desarrollada por el Ingeniero Roberto Torres C. (funcionario del O.V.S.P) en el programa MATLAB, la cual fue modificada por el Ingeniero Diego Gómez (funcionario del O.V.S.P) y la Lic. Adriana Ortega (funcionario del O.V.S.P) y se optimizó para uso de este trabajo.

Previamente, al archivo de la señal, se le realizó una adecuación para poder trabajarlo en MATLAB. Los archivos de extensión .TEC que contienen la señal se demultiplexaron, es decir, se separó por trazas de la respectiva estación con que se registró. Para las señales registradas antes de 1991 se utilizó el programa WV2EQ para convertir la señal a extensión .EQ y con EQ2SUDS a .DMX, es decir, demultiplexado. Para señales superiores a 1991 se utilizó el programa DEMUX debido a que en estos años el formato de registro es distinto. Estos programas hacen parte del paquete del software SUDS (Seismic Unified Decode System)

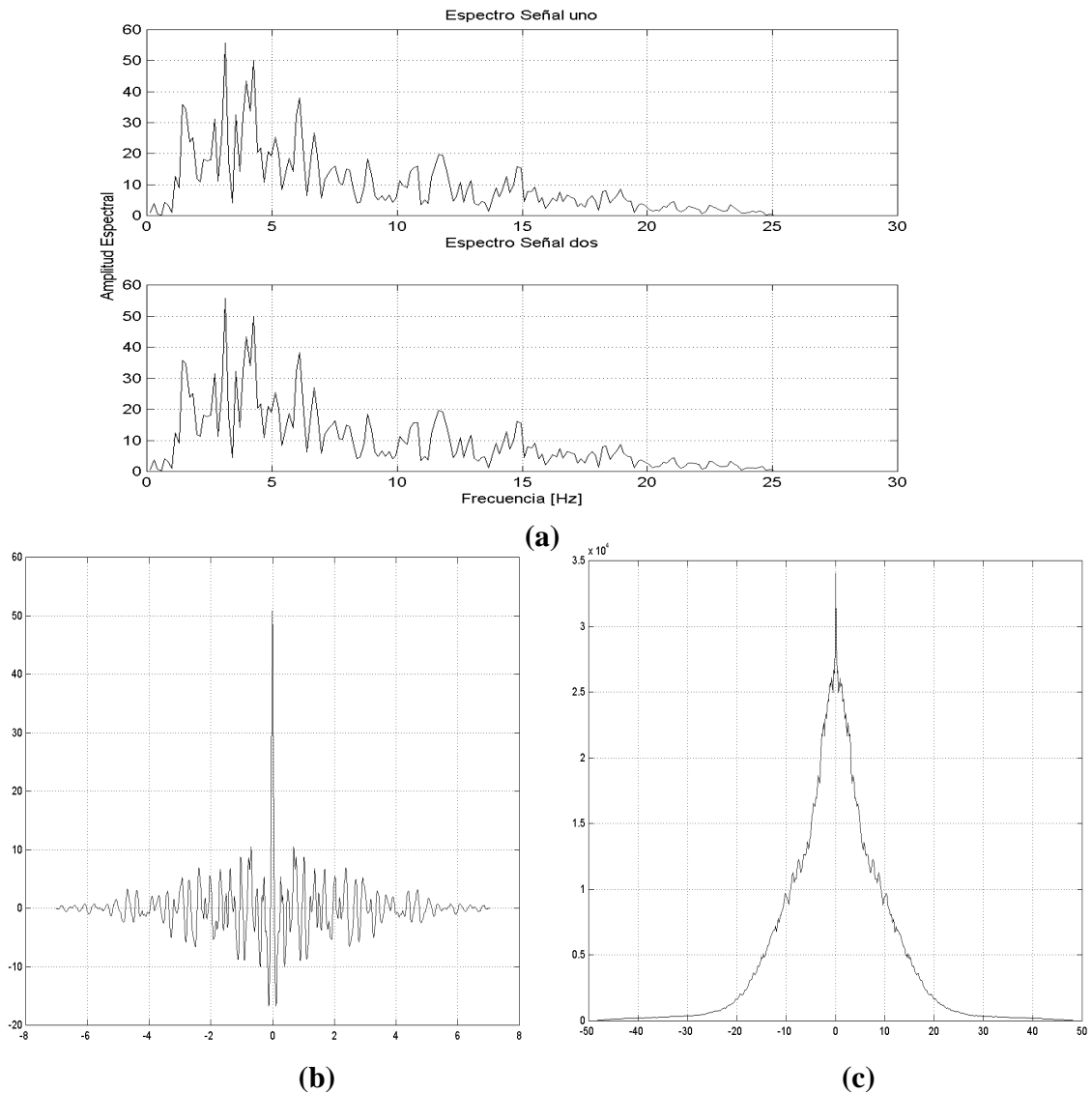
Una vez demultiplexadas las señales se convirtieron a formato binario por medio del programa SUD2MAT y se renombró con extensión .MAT de modo que se pudo ingresar directamente a MATLAB.

Para aplicar la función de correlación cruzada entre 2 señales se ingresó cada señal en el programa CROSS\_CO señalando por medio del mouse la parte de la señal que se desee correlacionar. En primer lugar se seleccionaron las ondas P de cada señal para hacer su correlación. Una vez ejecutado se seleccionó toda la señal para correlacionarlas (Figura 38). Este proceso se realizó entre todas las señales de la muestra de cada familia por fuente (Anexo F).



**Figura 38.** En el programa CROSS\_CO se tiene la opción de seleccionar la parte de las señales que se desee correlacionar. Para el interés de este estudio se correlacionó por separado la parte correspondiente a las ondas P y a la totalidad de las señales.

El programa además de los valores de correlación por forma de onda y por espectros muestra gráficamente este comportamiento para una mejor apreciación (Figura 39).



**Figura 39.** Algunas gráficas que ofrece el programa CROSS\_CO para una mejor apreciación. (a). Muestra el espectro de cada una de las señales escogidas para la correlación. (b). Gráfica de la correlación por forma de onda. En este caso la correlación tiene un valor de 1 ya que se usó la misma señal para este ejemplo. (c). Gráfica de la correlación de espectros de las señales. Igualmente tiene el grado de correlación más alto ya que resulta de correlacionar una señal consigo misma.

Se hizo además una caracterización por familias dependiendo del tipo de decaimiento de las altas frecuencias. Para la determinación de este tipo de decaimiento se evaluó de cada señal digital de la muestra de cada familia, su espectro, por la aplicación de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) por medio de la rutina ESPECB3 (Anexo H) la

cual reporta la amplitud máxima de la señal, la frecuencia dominante, la frecuencia de esquina ( $F_c$ ) y la pendiente del decaimiento de las altas frecuencias del espectro de la señal.

Los resultados de este análisis se consignan en el Anexo G.

Con este procedimiento se encontró los siguientes tipos de decaimiento de las altas frecuencias con los cuales se caracterizó cada familia.

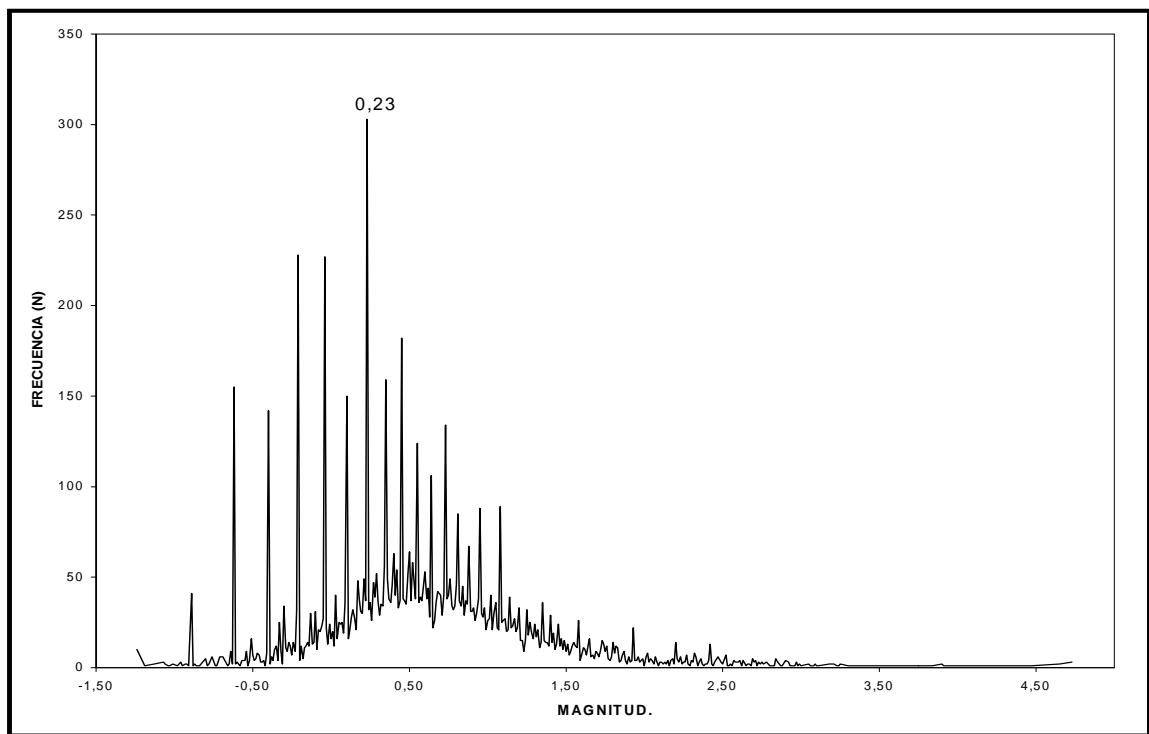
<b>Pendiente (m) en grados del decaimiento de las altas frecuencias.</b>	<b>Tipo de decaimiento.</b>
$> 70$	<i>ALTO</i>
$65 \leq m \leq 70$	<i>MODERADO O MEDIO</i>
$< 65$	<i>BAJO</i>

#### **4.2.6 Relación de recurrencia y magnitud máxima probable**

Para evitar truncar la secuencia normal de ocurrencias de sismos en el tiempo al filtrar la información sísmica por parámetros de localización, se tomó la base de datos completa contenida en el archivo 8981VZ2R.PUN para realizar los análisis de recurrencia, ya que la ocurrencia de sismos en el tiempo no depende de la calidad ni del método de localización.

Para cada fuente se graficó en un papel semilogarítmico la magnitud  $M$  en las abscisas en escala normal contra el número de ocurrencias  $N$  de eventos con magnitud igual o mayor a  $M$  en las ordenadas en escala logarítmica. Para este procedimiento se debe tener en cuenta el umbral mínimo de detección de la red, el cual se encuentra relacionando en una grafica magnitud contra ocurrencia de sismos [Casas, L., 1991]. Se graficó los datos del archivo 8981VZ2R.PUN (magnitud vs. Frecuencia de ocurrencia) obteniendo el mayor número de

ocurrencias de aproximadamente 305 sismos para una magnitud de 0.23 (Figura 40) de un total de 8089 sismos, lo que corresponde por definición al umbral mínimo de detección [Casas, L., 1991] y que fue el límite inferior tomado para el análisis de recurrencia.



*Figura 40. Umbral mínimo de detección para la RSVVG para el periodo 1989 a 2001.*

Aplicando el método de mínimos cuadrados se realizó una regresión lineal para los datos de cada fuente. Con este procedimiento se encontró la relación de Gutenberg y Richter, con la cual se determinó el valor del parámetro  $b$  relacionado para cada fuente.

Utilizando el método de Máxima Probabilidad o de Utsu se encontró una recta con su respectiva ecuación para los datos de cada fuente y a partir de la cual se determinó la magnitud máxima esperada para las mismas.

Aunque el método de Máxima Probabilidad es el de mayor uso para la determinación de la magnitud máxima esperada, ya que arroja generalmente mayores valores posibles de magnitud, en ocasiones no se presenta esta condición teniéndose que tomar como magnitud máxima probable el valor encontrado con el método de Mínimos Cuadrados.

#### **4.2.7 Parámetros Cinemáticos de Fuente**

Debido a la dificultad y demora en la entrada de datos de corrección instrumental en el programa PCQ2, que era usado comúnmente para el análisis de espectros de señales sísmicas, se implementó en el INGEOMINAS con el Ingeniero Roberto Torres, una rutina llamada CINEMATI (Anexo I), con la cual se permite escoger la señal de entrada, seleccionar la parte de la señal con la cual se desee trabajar y visualizar el espectro, determinar la frecuencia de esquina, la pendiente de las altas frecuencias y reporta además los parámetros cinemáticos de fuente a partir del espectro de las ondas P, en representación logarítmica, de las señales correspondientes a las muestras extractadas de cada familia por fuente.

Los cálculos de parámetros cinemáticos se refirieron a la estación Cráter-2 para poder tener así una base comparativa tanto entre las fuentes y cálculos con diferente factor de calidad aparente (Q), como para comparaciones con otros estudios.

Para la obtención de los parámetros cinemáticos es necesario conocer la respuesta instrumental para hacer la corrección correspondiente.

Existe un periodo de vigencia para cada respuesta instrumental entendido éste como el periodo comprendido entre fechas de calibración de los instrumentos sísmicos. Se tiene 9 periodos de vigencia para la estación Cráter-2 y la curva de calibración para cada uno de ellos se observa en la Figura 41. Teniendo en cuenta la fecha de ocurrencia del sismo de la muestra de cada familia, en donde según este muestreo no se seleccionó fechas posteriores a septiembre del 2000, se elige la respectiva curva de calibración para hacer la corrección instrumental del espectro de amplitudes en el dominio de la frecuencia.

Los datos de entrada como profundidad del sismo, fecha de ocurrencia, se encuentran consignados en el respectivo archivo .PUN de cada fuente, y la ganancia del sismo se obtiene con el programa XPLAYV30.

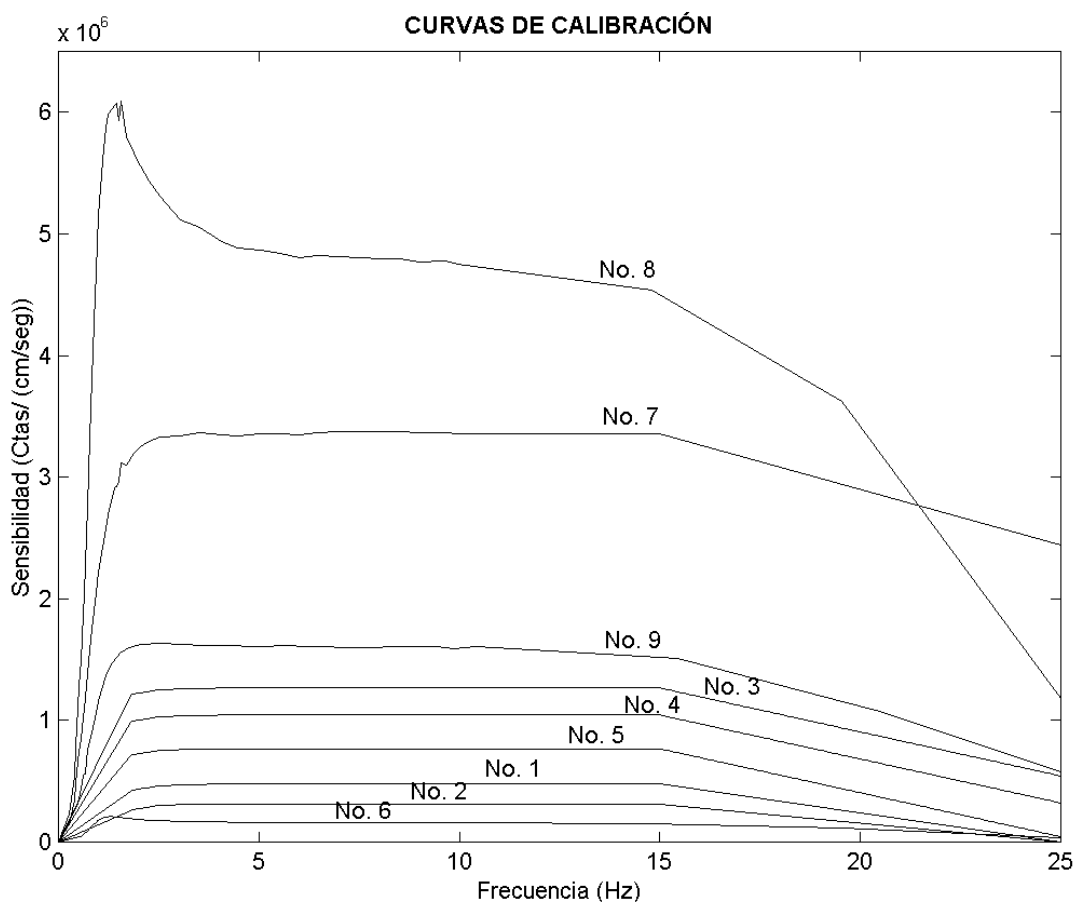


Figura 41. Curvas de Calibración.

NÚMERO DE CURVA	PERIODO DE VIGENCIA
1.	DIC 13/89 A SEP 22/90
2.	SEP 23/90 A DIC 06/91
3.	DIC 07/91 A MAR 31/94
4.	ABR 01/94 A MAR 23/95
5.	AGO 1?/95 A JUL 04/96
6.	JUL 08/96 A MAY 21/97
7.	MAY 23/97 A MAY 12/99
8.	MAY 13/99 A MAY 19/99
9.	MAY 20/99 A SEP 05/00



La metodología seguida fue la desarrollada por el Ingeniero Roberto Torres para el volcán Galeras, antes de 1990, la cual sirvió de base para estudios realizados en este campo entre los cuales se encuentran el estudio de fuentes sismogénicas en el volcán Galeras en el periodo de 1989 de Peláez (1990), Aspectos Relievanes de la Actividad del Volcán Galeras desde 1991 y Estudio de Algunos Parámetros Cinemáticos de las Fuentes Sísmicas de Alta Frecuencia [Gómez, D. y Torres, R., 1993], Análisis de la fuente sismogénica Sur Occidente [Alexander, 1999] y actualmente el presente estudio. La comparación de estos estudios con los resultados aquí obtenidos sirvieron para validar éstos y complementar de alguna forma los estudios mencionados con la incorporación de nuevas fuentes sismogénicas y otros parámetros cinemáticos como la Energía sísmica.

La distancia epicentral se refirió a la estación Cráter-2 y para el factor de calidad aparente del medio se supusieron 3 valores, el primer factor de 15 que es usual en volcanes Hawaianos [Ferrazzini y Aki, 1989; en Alexander, 1999], un factor de 40 usado para volcanes como el Volcán Galeras [Gil, F., 1990; En Alexander, 1999], y un factor de 100 utilizado usualmente en estudios tectónicos [Gil, F., 1990; En Alexander, 1999].

Para el patrón de radiación se recomienda valores entre 0.40 y 0.50, por lo cual se escogió un valor de 0.40 [Dimaté, 1988; Herraiz, 1996; En Alexander, 1999].

#### 4.2.8 Mecanismo Focal

Se han realizado anteriormente estudios sobre mecanismo focal de diferentes fuentes sismogénicas de la región de influencia del volcán Galeras, los cuales se han querido aprovechar para complementar las caracterizaciones de las fuentes sismogénicas que se han desarrollado a lo largo de esta investigación.

Entre estos estudios están los realizados a la fuente sismogénica OG [Alexander, 1999], (denominada Sur occidental en dicho estudio) y los realizados por la Red Sismológica Nacional de Colombia [RSNC, 1995] y Torres, Gómez y Ortega (1997) a las fuentes NG, NEG y NP (denominada NNE).

Como se mencionó en la definición teórica del mecanismo focal, el desarrollo de éste necesita tener certeza de las polaridades instrumentales y necesita además de una cantidad determinada de sismos con magnitudes superiores a tres grados. Por lo cual en estos estudios se utiliza el mecanismo focal compuesto. Para la fuentes restantes como son CG, S, SE y NN, es muy difícil poder encontrar una solución adecuada y confiable con el mecanismo focal porque en primer lugar si se cuenta con un número elevado de sismos como el caso de la CG, la magnitud de los sismos estudiados son sumamente pequeños (un sismo de 2 grados y el resto  $< 1.4$ ) y si se tienen magnitudes más considerables ( $\leq 2.4$ ), el número de sismos es muy reducido para las demás familias mencionadas.

Este problema se encontró en parte debido a que el periodo de estudio de esta investigación abarca desde Febrero de 1989 hasta Agosto del 2001, y que la RSVVG de 1989 a 1995 trabajó únicamente con estaciones de corto periodo, con lo cual las señales se saturaban fácilmente con magnitudes relativamente bajas ( $M \leq 2$  aproximadamente), no logrando así registrar las mayores amplitudes de las ondas S. Desde 1997 se implementó estaciones de banda ancha además de las de corto periodo, que han trabajado conjuntamente con las de corto periodo.

Además hay que considerar que al hacer las definiciones por inspección visual de familias, solo se escogió aquellas señales que no se encontraran saturadas en su totalidad en su registro analógico ya que se clasificó teniendo en cuenta entre otras comparación de amplitudes de ondas S y P y el decaimiento exponencial de la señal que en un registro saturado no se podría identificar. Tales señales corresponden a magnitudes pequeñas que sin embargo no mostraron gran inconveniente al caracterizar las fuentes con otros métodos como la definición de los parámetros cinemáticos.

## 5. ANÁLISIS Y RESULTADOS

### 5.1 BANCO DE DATOS

Por medio de la eliminación de sismos de acuerdo a su respectivo diagrama de Wadati del archivo 8981VZ2R.PUN, se descartó el 31.4% de la totalidad de la sismicidad, quedando 5548 sismos, los cuales cumplen con el primer criterio de localización que es la linealidad en el diagrama de Wadati (Cuadro 14).

El archivo 8991WQA.PUN, resultado del anterior proceso de filtrado, al ser filtrado en el programa GRAFSIS según las restricciones adoptadas, se eliminó aproximadamente el 60 % de la sismicidad registrada, es decir 3352 sismos de una calidad mala o pobre de localización quedando un total de 2196 sismos que se utilizaron para análisis posteriores (Cuadro 14).

*Cuadro 14. Relación de sismos eliminados de acuerdo a cada procedimiento de filtrado.*

QM	#Elimi.	%	8981VZ2R	#Elimi.	%	8981WQA	#Elimi.	%	8981FILT	Total Eliminados	%
<b>A</b>	0	0	29	3	10,3	26	10	38	16	13	44,8
<b>B</b>	0	0	2276	643	28,3	1633	527	32	1106	1170	51,4
<b>C</b>	0	0	5237	1669	31,9	3568	2494	70	1074	4163	79,5
<b>D</b>	0	0	547	226	41,3	321	321	100	0	547	100
<b>TOTAL</b>	0	0	<b>8089</b>	2541	31,4	<b>5548</b>	3352	60	2196	<b>5893</b>	<b>73</b>

En la Figura 42 (Cuadro 15) se muestra una comparación entre los tres archivos (8981VZ2R, 8981WQA, 8981FILT) por años, indicando el porcentaje de sismos utilizado en cada archivo. Se observó que los años en los cuales hubo menor porcentaje de sismos con buenas calidades de localización fue 1992 con 11.33%; 1994 con 15.51% y los años 1999 y 2000 con 15.97% y 11.91% respectivamente.

Cuadro 15. Número de sismos en cada archivo filtrado por años .

AÑO		8981VZ2R	8981WQA	8981FILT
1989	# SISMOS	753	493	211
	%	100	65,47	28,02
1990	# SISMOS	838	586	350
	%	100	69,93	41,77
1991	# SISMOS	258	188	62
	%	100	72,87	24,03
1992	# SISMOS	150	98	17
	%	100	65,33	11,33
1993	# SISMOS	545	303	173
	%	100	55,60	31,74
1994	# SISMOS	361	243	56
	%	100	67,31	15,51
1995	# SISMOS	1623	1305	576
	%	100	80,41	35,49
1996	# SISMOS	368	324	153
	%	100	88,04	41,58
1997	# SISMOS	555	398	127
	%	100	71,71	22,88
1998	# SISMOS	652	471	163
	%	100	72,24	25,00
1999	# SISMOS	714	440	114
	%	100	61,62	15,97
2000	# SISMOS	743	390	87
	%	100	52,49	11,71
2001 (Agosto)	# SISMOS	529	309	107
	%	100	58,41	20,23

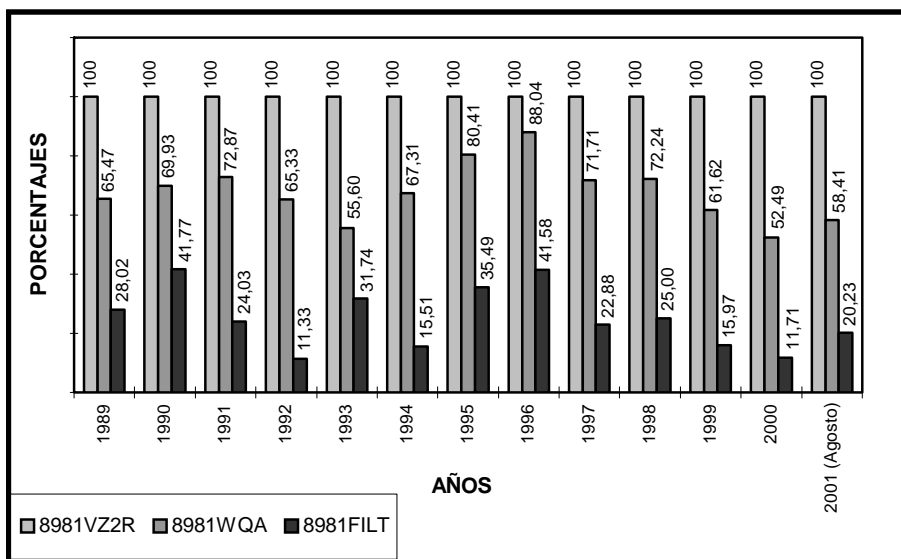


Figura 42. Porcentaje de sismicidad después del filtrado .

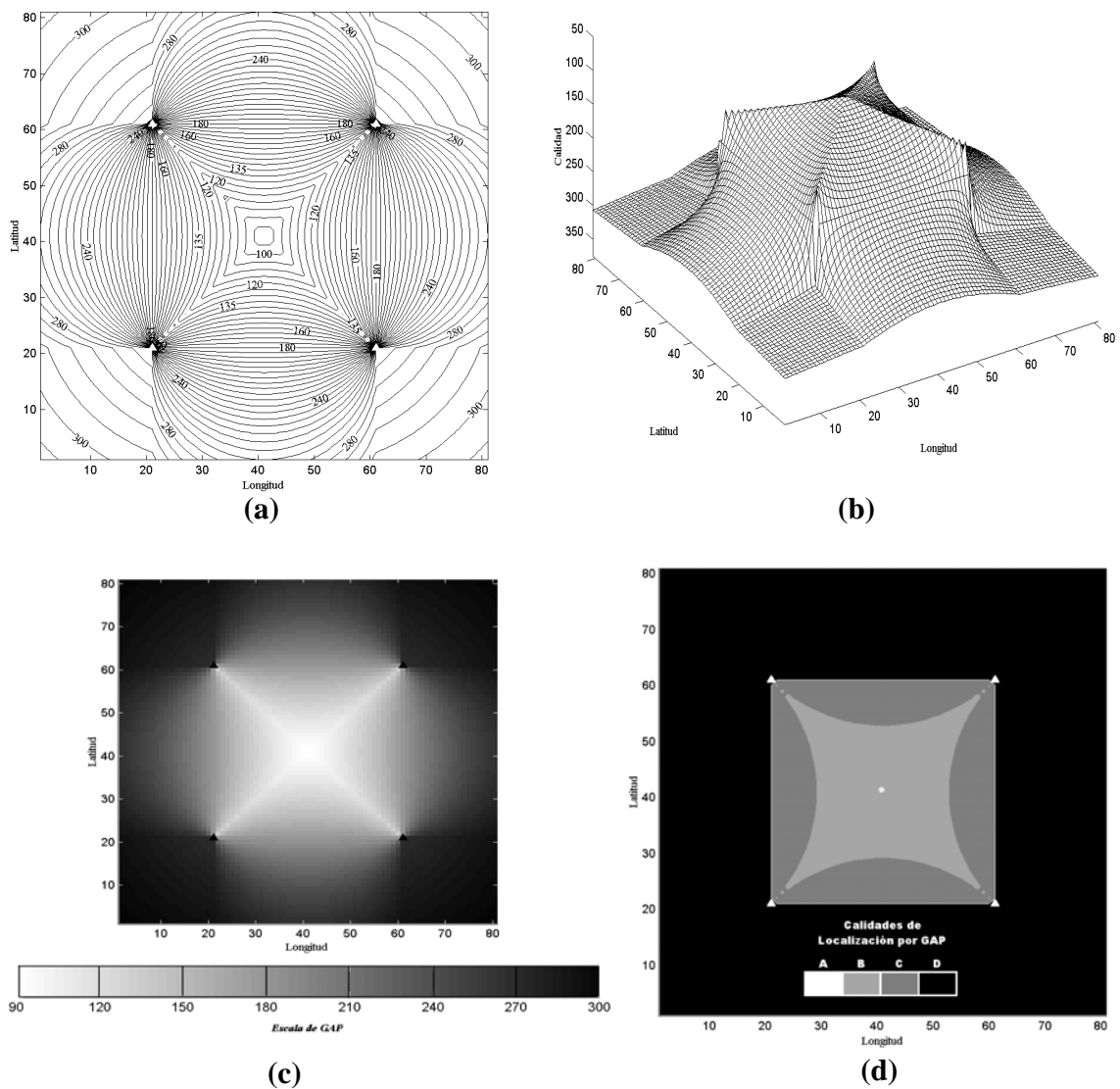
## 5.2 MAPAS DE GAP Y DISTRIBUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DE LA RED

Por medio de la rutina CAL\_GAP se elaboró un arreglo de estaciones en los vértices de un triángulo equilátero, con el que se obtuvo un mapa de contornos en donde el GAP mínimo o calidad de localización máxima alcanzado por éste parámetro es de  $120^\circ$  (Figura 32) correspondiente a una calidad B según el HYPO71PC. En el perímetro de ésta y todas las configuraciones se alcanza un valor de GAP de  $180^\circ$ , siendo éste el valor límite para la calidad C del HYPO71PC (Figuras 33 y 34). Este arreglo de estaciones no es muy recomendable para una configuración de estaciones de red sísmica ya que la localización precisa de los sismos incluyendo profundidad debe tener como mínimo 4 estaciones, preferiblemente 6, dentro de un radio de 1 a 11 Km de las zonas sismogénicas [Tilling, 1993].

En un arreglo triangular de estaciones gran cantidad de sismos pequeños podrían ser mal localizados y muchos no detectados, además, se puede incurrir en lo conocido como *CONFIGURACIÓN TRIPARTITA*, si estas estaciones estuviesen aproximadamente 1 Km entre sí, ya que la resolución de las señales sísmicas es muy baja, distorsionando la visión de la dispersión o concentración de los epicentros, además, es necesario que exista un balance en la red sísmica para que exista una localización más confiable [Tilling, 1993].

Para un arreglo de red de estaciones ubicadas en los vértices de un cuadrado (Figura 43), la calidad máxima encontrada, por parámetro de localización GAP, fue de  $90^\circ$  para un punto ubicado en el centro del arreglo.

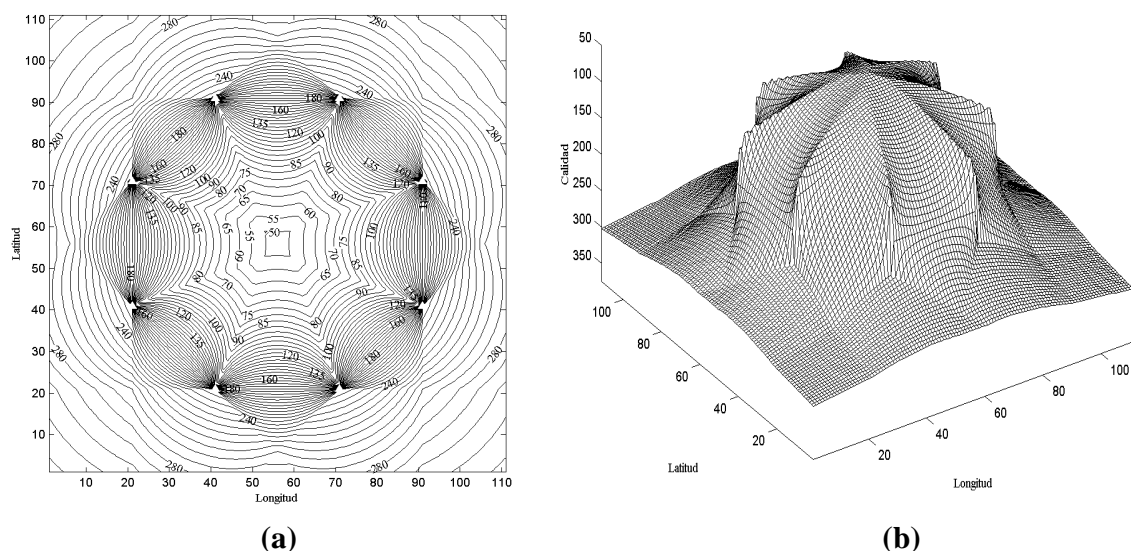
Para este tipo de configuración se obtienen niveles de calidad altos, sin embargo, un nivel excelente de calidad (Calidad A), sólo es logrado para una reducida área, lo cual indica que a pesar de tener un mínimo de estaciones para una red sísmica [Tilling, 1993] no es muy recomendable porque no se logra tener una certeza de las localizaciones.



**Figura 43.** (a) Mapa de IsoGAP para un arreglo rectangular de Estaciones. (b) Contorno Tridimensional de valores de IsoGAP para el mismo arreglo, puntos más altos indican mejores calidades. (c) Mapa Bidimensional en degradación de colores, zonas claras indican mejores calidades. (d) Zonas de calidades para la configuración octogonal de estaciones. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

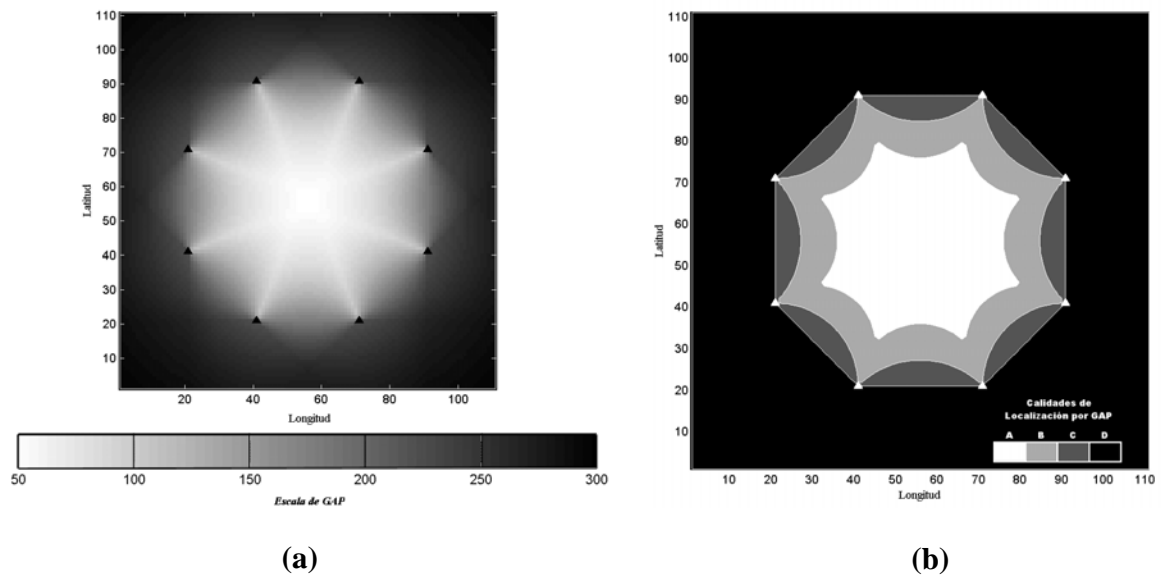
En un arreglo de 8 estaciones ubicadas en los vértices de un octógono se logró obtener valores de GAP mucho mas bajos, 45° (Figuras 44a y 44b), con lo cual las calidades de localización en estas áreas son mayores (Figuras 45a y 45b). En las Figuras 44a y 44b se observa que las mejores calidades de localización por parámetro GAP o valores mínimos en grados del mismo, se logran tanto al centro del arreglo como en las líneas que unen cada estación con el centro, mostradas como crestas en la Figura 44b y como trazas blancas en la Figura 45a.

Este es un arreglo de estaciones recomendable para la configuración de una red sísmica ya que además de poseer una cantidad de estaciones aceptable, el área de cobertura para la calidad A es mayor que en las configuraciones anteriores y a su vez mayor que las áreas de calidades B y C, por lo tanto se logra tener mayor certeza en las localizaciones hipocentrales de los sismos.



**Figura 44.** (a). Mapa de IsoGAP para un arreglo octogonal de Estaciones. (b). Contorno Tridimensional de valores de IsoGAP para el mismo arreglo, puntos más altos indican mejores calidades





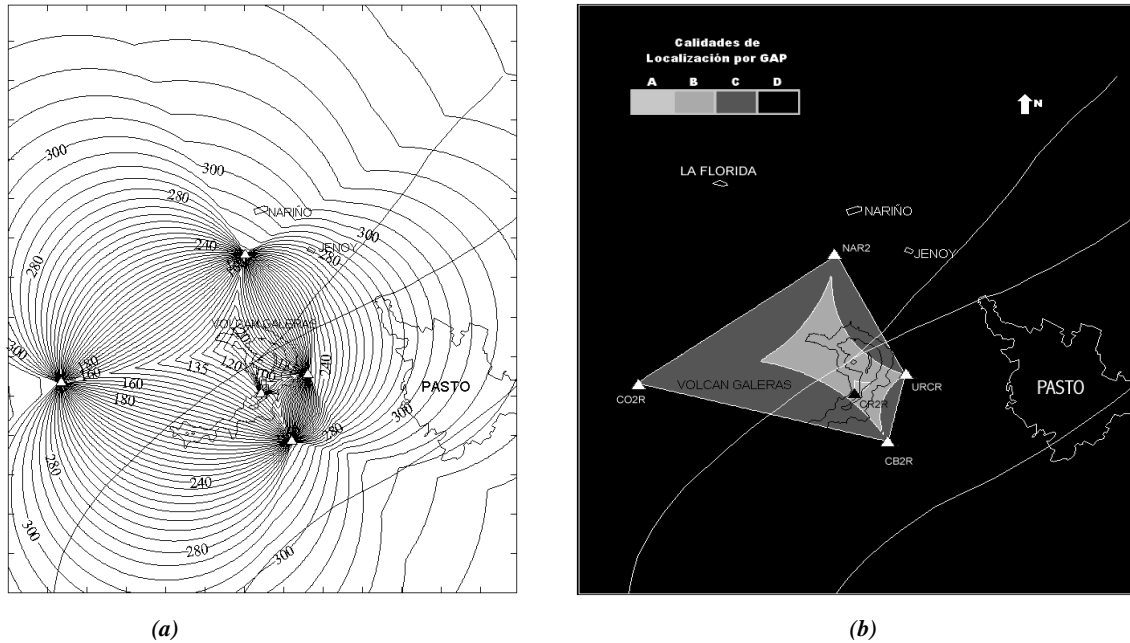
**Figura 45.** (a) Mapa Bidimensional en degradación de colores, zonas claras indican mejores calidades. (b) Zonas de calidades para la configuración octogonal de estaciones. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

El seguimiento a la distribución de las estaciones de la RSVVG desde el año 1989 a 2001 por medio de la utilización de la rutina CAL\_GAP, mostró lo siguiente.

En el año de 1989, las estaciones que permanecieron más constantes en el tiempo fueron CR2R, URRCR, NAR2, CB2R y CO2R. El mapa de contornos según la distribución de estas estaciones (Figura 46a) mostró que un área muy reducida de aproximadamente 0.30 Km<sup>2</sup> alcanzó valores de calidad A por GAP, siendo el área enmarcada por las estaciones de aproximadamente 48 Km<sup>2</sup> (Figura 46b).

El área de cobertura de esta red es muy reducida por lo tanto las localizaciones de sismos basados en éste arreglo presentan un grado alto de incertidumbre ya que aunque tiene una

estación más que la mínima necesaria para hacer una localización con cierta precisión tiene una estación menos que las recomendables.

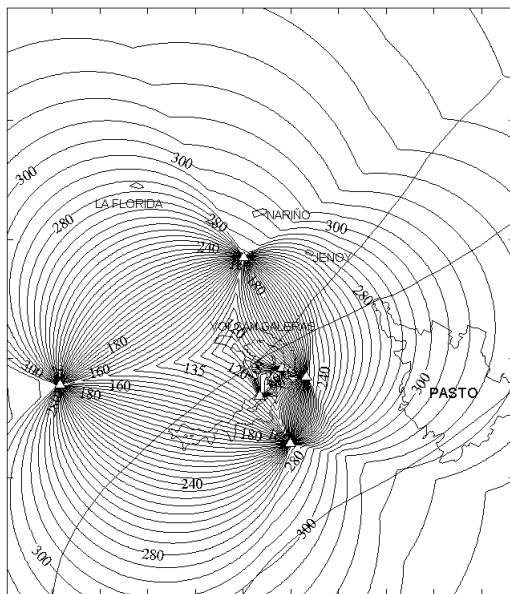


**Figura 46.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en los años 1989 a 1990. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

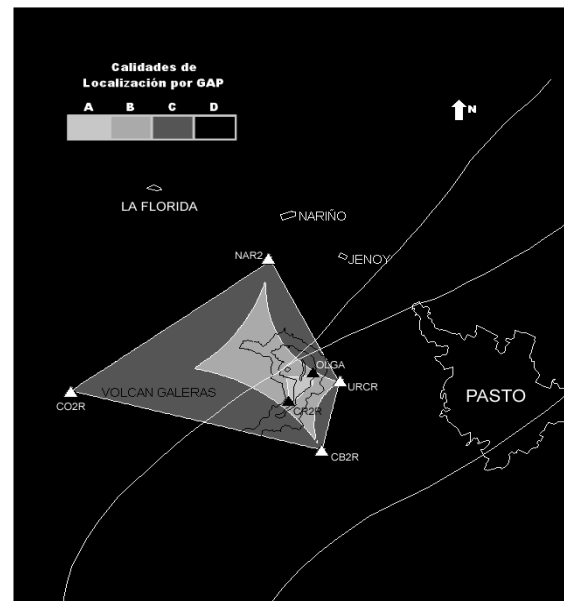
En esta configuración de red es evidente la falta de cobertura al NE del cráter, a pesar de que la estación NAR2 se encuentra al Norte del cráter. Entre los años 1989 y 1990 la sismicidad registrada se concentró hacia el occidente (W) y centro del Galeras y se encontró dentro del área de cobertura de calidades medias (C) y altas (A y B) de esta red, dando cierto grado de precisión en estas localizaciones sin tener mayor sensibilidad para sismos pequeños a grandes profundidades y produciendo posiblemente un cierto arrastre de la sismicidad que se logró registrar fuera del perímetro de la red. Esta configuración de red en este periodo tiende a ubicarse ligeramente en el lado W del cráter, lo que pudo haber

favorecido la localización de la actividad sísmica sobre esta zona y haber alterado la localización en otras zonas.

En 1991 entró en funcionamiento la estación OLGA (Figura 47) con lo cual se amplía el área de cobertura de calidades A a aproximadamente 0.8 Km<sup>2</sup>. A pesar de haberse aumentado una estación en la red, la cobertura para calidades B y C no se modificó ya que esta estación fue localizada dentro del contorno de calidad B de la configuración anterior. Debido a que no se modificó la ubicación ni el funcionamiento de ninguna otra estación, se conservaron las características de los años 1989 y 1990.



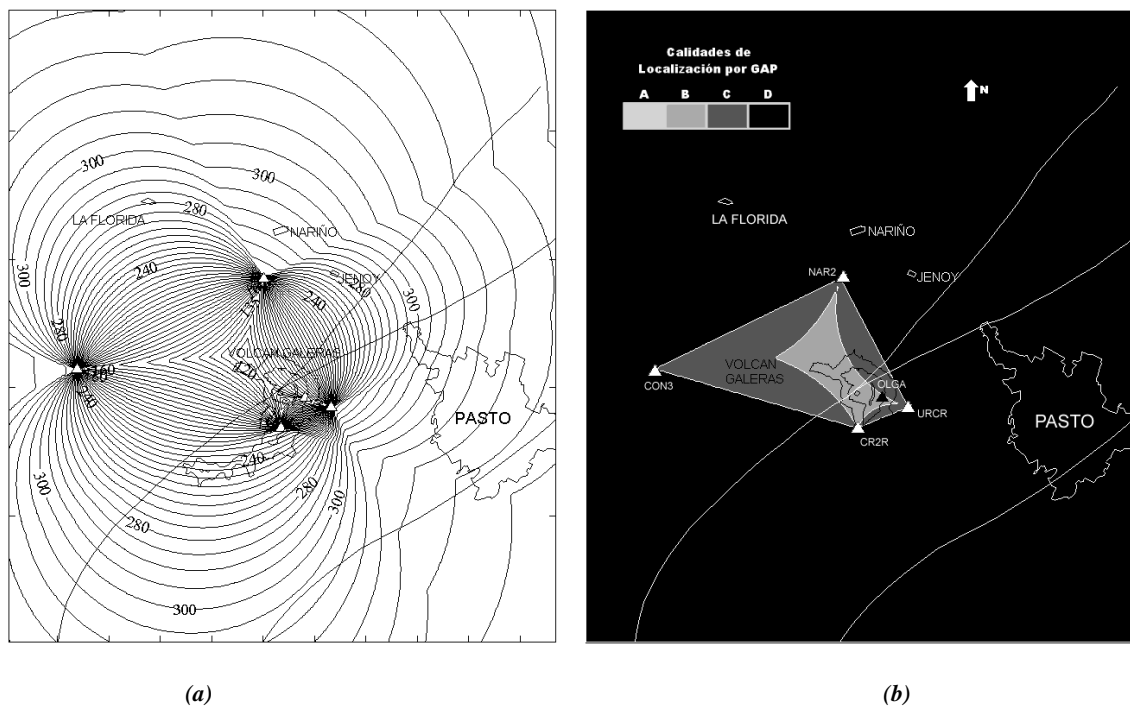
(a)



(b)

**Figura 47.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1991. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

En el año de 1992, salió de funcionamiento la estación COB2 y entró a funcionar la estación CON3 (Figura 48). Este cambio en la configuración de la red originó que no se logren calidades A en la localización por concepto de parámetro GAP, además, la salida de la estación COB2 influyó en que se redujera el área de cobertura de calidades B y C.

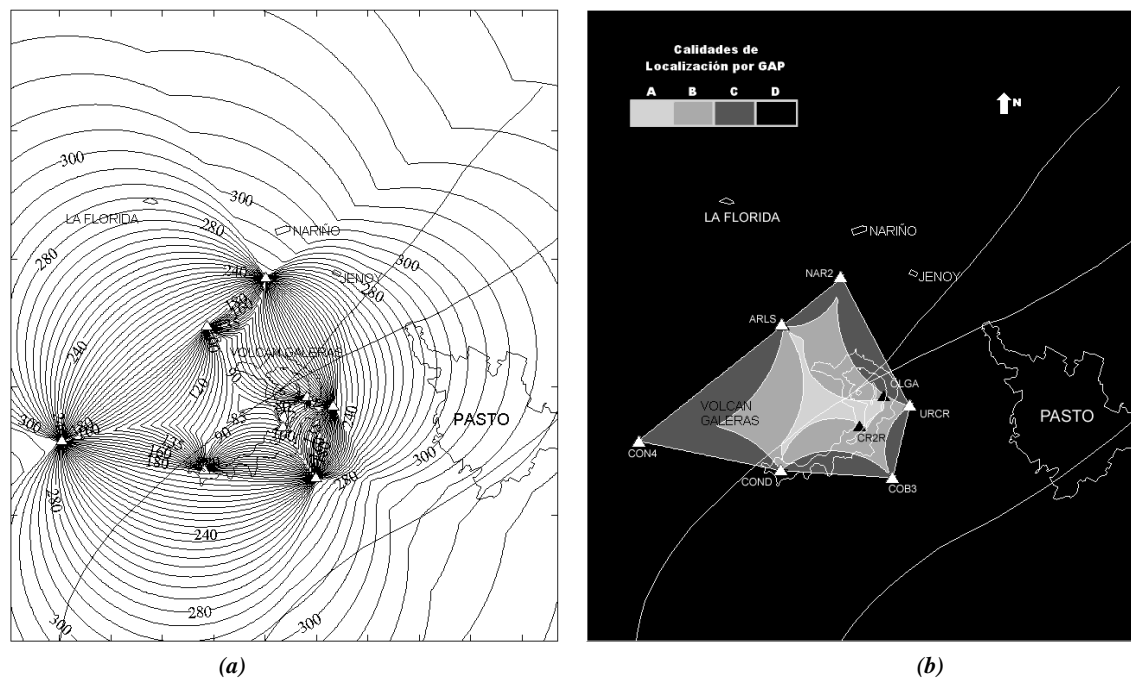


**Figura 48.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1992. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

En 1993 entró en funcionamiento la estación COB3, CON4, COND y ARLS además de las estaciones que venían funcionando anteriormente, lo que le dio a la red una cobertura mucho mayor que en los años anteriores (Figura 49a). Con ARLS se expandió la red hacia el NW; con COB3 hacia el S y con COND y CON4 hacia el SE. Esta expansión hacia el norte, obedeció a que se comenzó a registrar sismicidad hacia zona, por lo cual se vio la necesidad de aumentar la calidad de este registro y su localización. De esta manera el

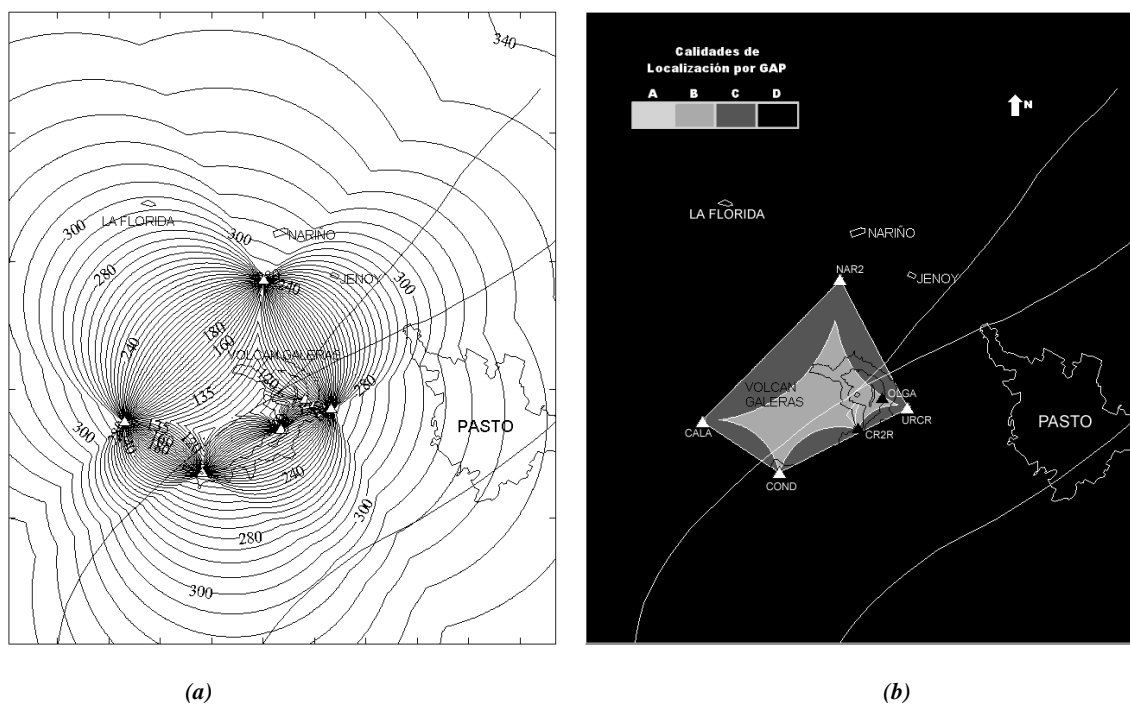
registro de dos grandes enjambres, uno en abril y otro en noviembre de este año, se lograron localizar con un buen grado de certeza, favoreciendo de este modo la correcta identificación de fuentes sismogénicas.

Con esta configuración de la red en este año, se obtuvo un área de calidad A mucho mayor que las anteriores configuraciones (Figura 49b) contribuyendo a una localización más precisa en el lado W del volcán Galeras, sin embargo, es evidente la falta de una estación en este año en el lado E para lograr una mejor cobertura y balance de la red, entendiéndose esta última como un número aproximadamente igual de estaciones al lado y lado del cráter.



**Figura 49.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1993. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

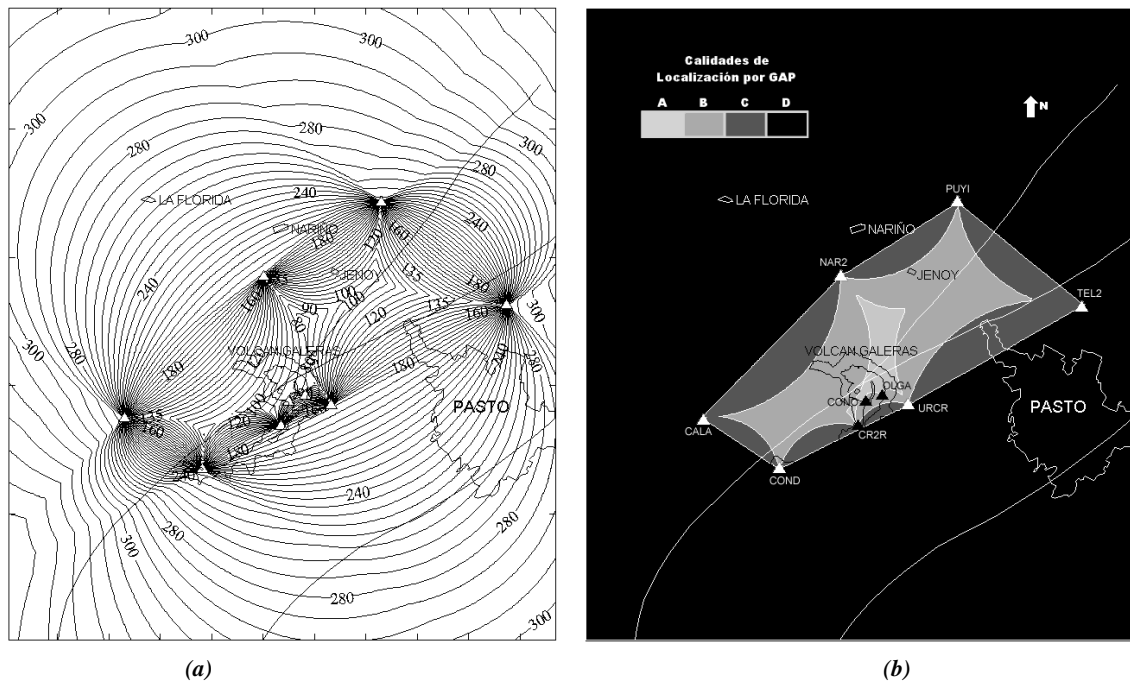
En el año de 1994 salió de funcionamiento ARLS, COB3 y CON4, y entró en funcionamiento la estación CALA (Figura 50). Con esta distribución el área de cobertura de altas calidades por parámetro GAP se redujo significativamente en comparación al año anterior y esto pudo haberse reflejado en el bajo registro de actividad sísmica de esta calidad durante este año.



**Figura 50.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1994. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

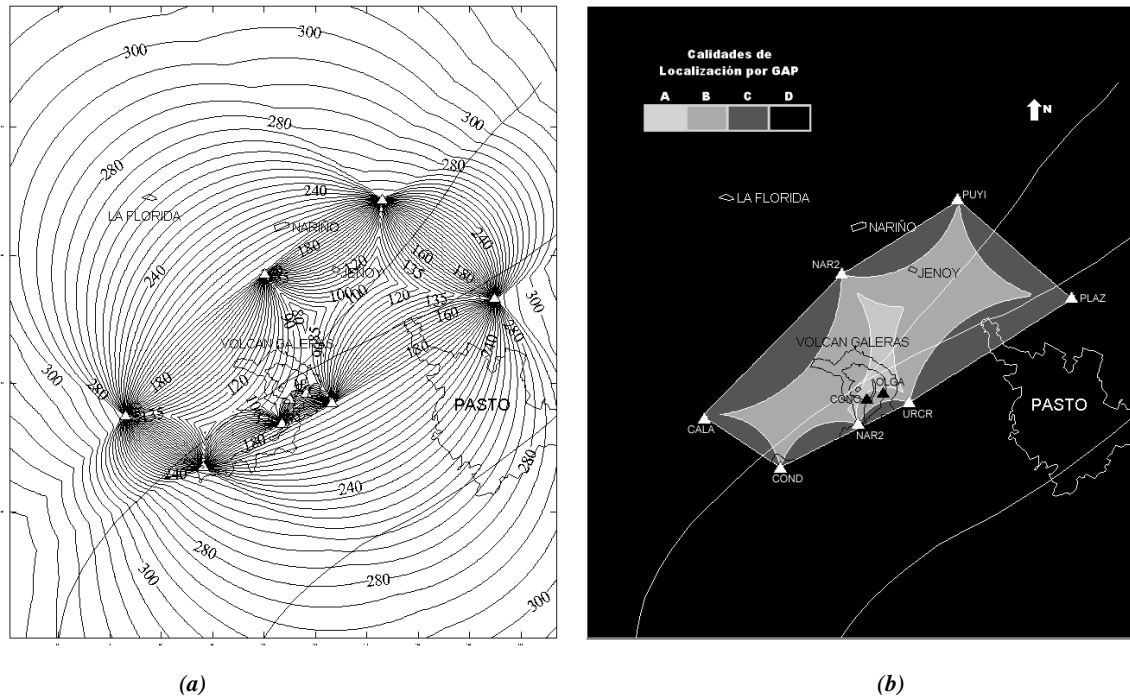
Al detectarse una alta ocurrencia de sismicidad al NE del cráter, en 1995 se instaló las estaciones PUYI y TEL2 con lo cual se alcanzó una cobertura bastante amplia en un corredor de dirección NE abarcando poblaciones como Jenoy y parte del norte de Pasto (Figura 51). De esta manera se logró aumentar la sensibilidad del registro en estos sectores

y mejorar las localizaciones hipocentrales. Con la aparición de estas dos estaciones se balanceó la distribución de la RSVVG.



**Figura 51.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1995. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

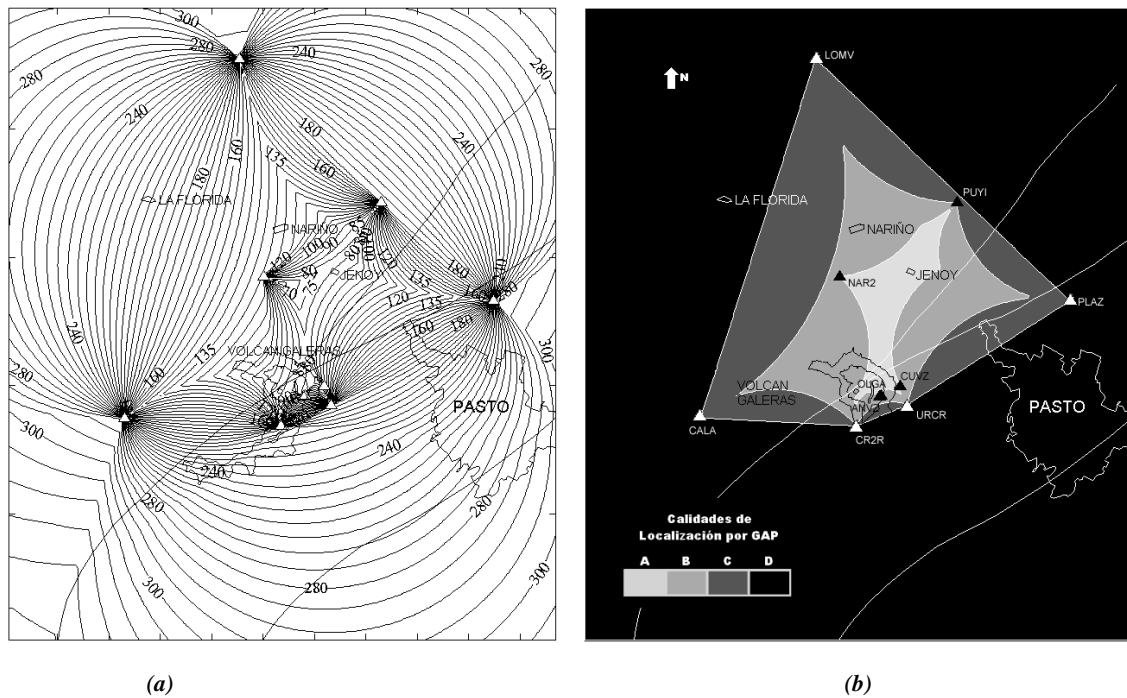
En el año de 1996, salió de funcionamiento TEL2 y se ubicó la estación PLAZ en la misma zona donde funcionaba TEL2 (Figura 52), por esta razón la configuración de la red no sufrió grandes modificaciones y se conservaron las características del Mapa de Contorno del año 1995 . A pesar de que la actividad sísmica disminuyó en este año, se conservó una buena cobertura al NE del cráter.



**Figura 52.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1996. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

En 1997, salió de funcionamiento COND y se ubicó la estación LOMV a finales de este año (Figura 53). Con la salida de COND se obtuvo una disminución del área de cobertura de calidades altas de la RSVVG hacia el SW del cráter y con LOMV se obtuvo una buena expansión de esta misma área hacia el N del cráter y el área de calidad A se amplió considerablemente hacia el NE del mismo. La ubicación de LOMV a una distancia de 14 Km aprox. del cráter favorece la localización hipocentral de la actividad sísmica, lo cual reduce el grado de incertidumbre y aumenta la precisión en la localización de sismos. Gracias a esta configuración de la red se logró un mayor registro de actividad sísmica de buena calidad de localización a mayor distancia hacia el N del cráter.

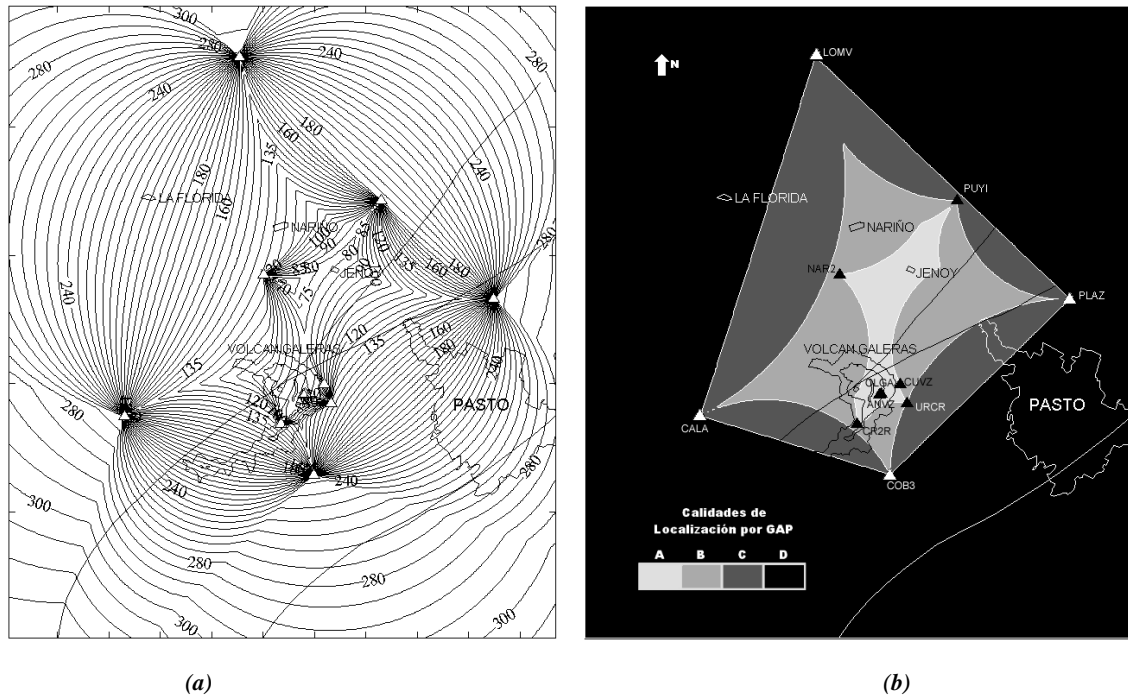




**Figura 53.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1997. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

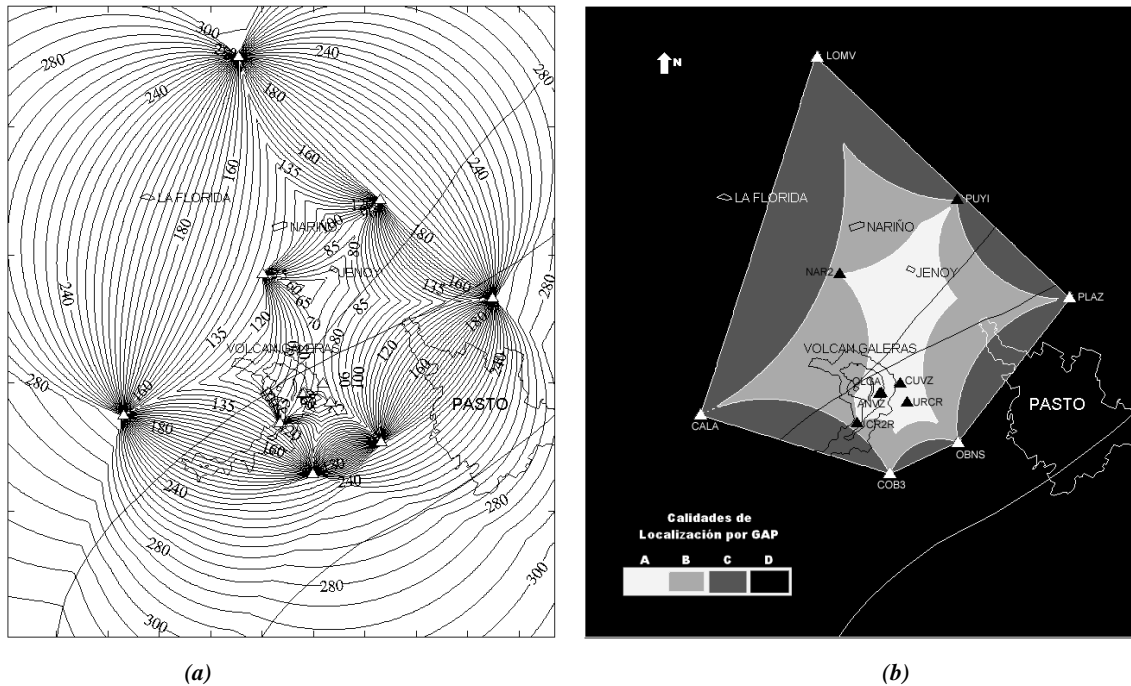
En 1998 con la reincorporación de la estación COB3 (Figura 54) se mejoró la cobertura de la red hacia el S del cráter y en especial el área de calidad C del Mapa de Contorno. Se logró registrar de esta forma alguna sismicidad en el SE del cráter de calidad B y C por GAP.

En 1999 entra en funcionamiento la estación OBNS (Figura 55) lo cual mejora aún más el balance de la red con respecto al SE del cráter. Con esta configuración red se logra localizaciones de actividad sísmica con calidades altas por GAP en un área bastante amplia con relación a configuraciones anteriores. Esto proporciona un grado de certeza alto en la localización de la sismicidad que ocurrió durante este año, es decir, el grado de precisión de estas localizaciones es confiable.

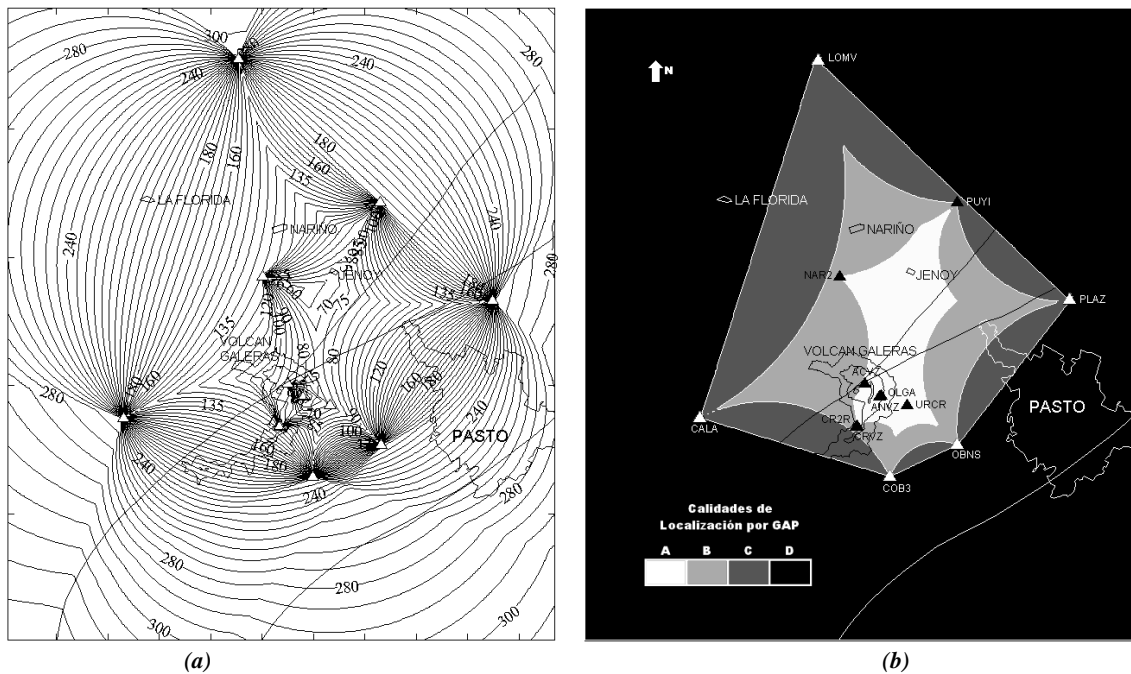


**Figura 54.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1998. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

En el año 2000 y 2001 entran en funcionamiento las estaciones Cráter Banda Ancha (CRVZ) y Achalay Banda Ancha (ACVZ), sin embargo el mapa de contorno por parámetro GAP (Figura 56) no tuvo un cambio substancial ya que estas estaciones se ubicaron dentro de la zona de calidad A. Sin embargo, resulta muy ventajoso la instalación de este tipo de estaciones teniendo en cuenta sus características como el amplio registro de frecuencias, su alto rango dinámico, la linealidad de su respuesta y flexibilidad de este sistema para el estudio tanto de sismicidad pequeña como de relativamente grande, a diferencia de las estaciones de banda angosta utilizadas.

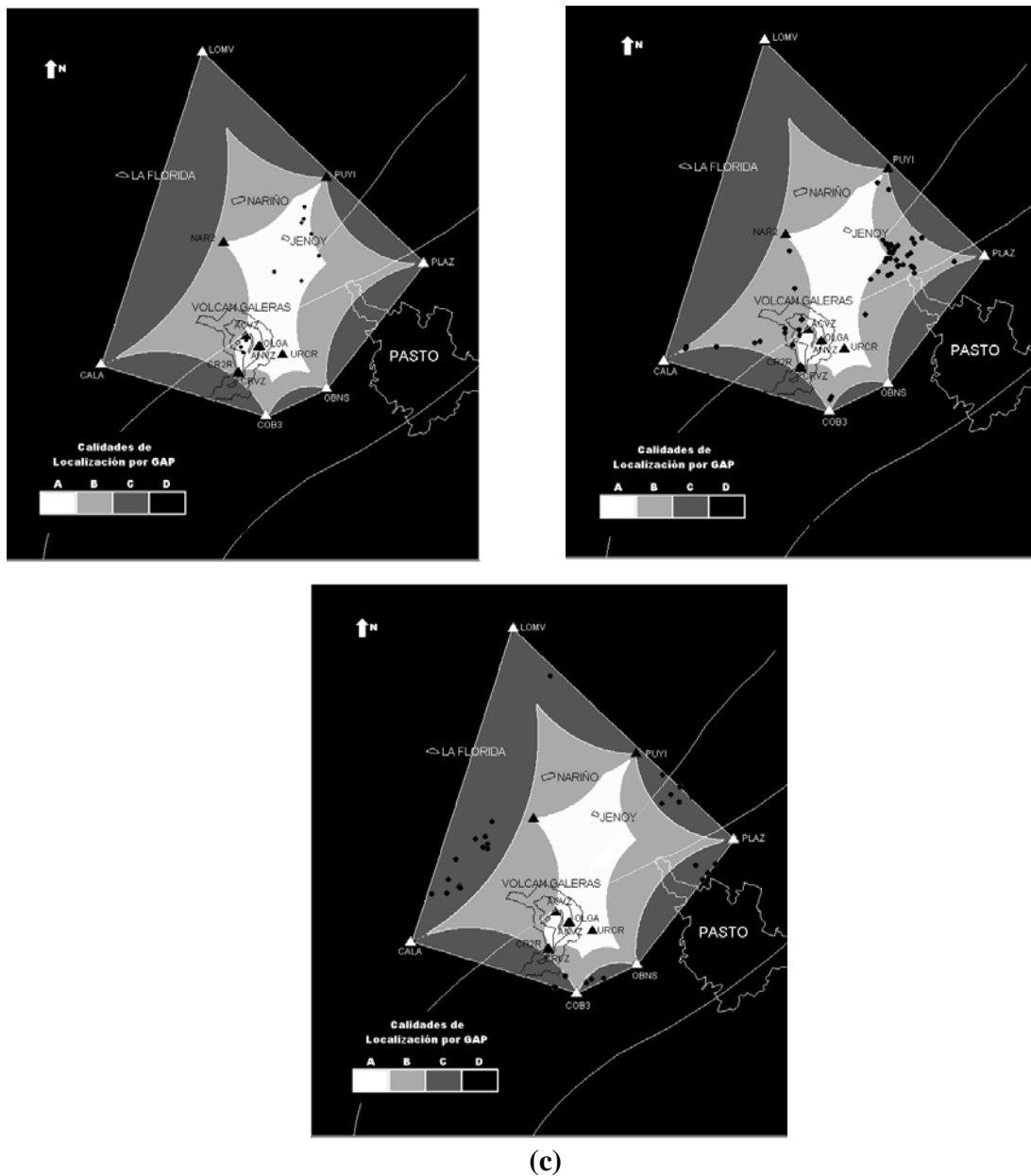


**Figura 55.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG en el año 1999. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .



**Figura 56.** (a) Mapa de IsoGAP para la RSVVG para el periodo entre el año 2000 y agosto de 2001. (b) Zonas de calidades para la configuración de la RSVVG en el mismo periodo. Calidad A,  $GAP \leq 90^\circ$ ; Calidad B,  $GAP \leq 135^\circ$ ; Calidad C  $GAP \leq 180^\circ$ ; Calidad D  $GAP > 180^\circ$ .

Por otra parte, se pudo establecer la validez del Mapa de Contorno, al coincidir las calidades A, B y C, reportadas por el HYPO71PC para las localizaciones de los años 2000 y 2001 con respecto al parámetro GAP y las zonas referentes a tales calidades en el Mapa de Contorno para el mismo periodo (Figura 57).



**Figura 57.** Validación del Mapa de contorno por graficación de calidades reportadas por HYPO71PC. (a). Sismos de calidad A. (b). Sismos con calidad B. (c). Sismos con calidad C.

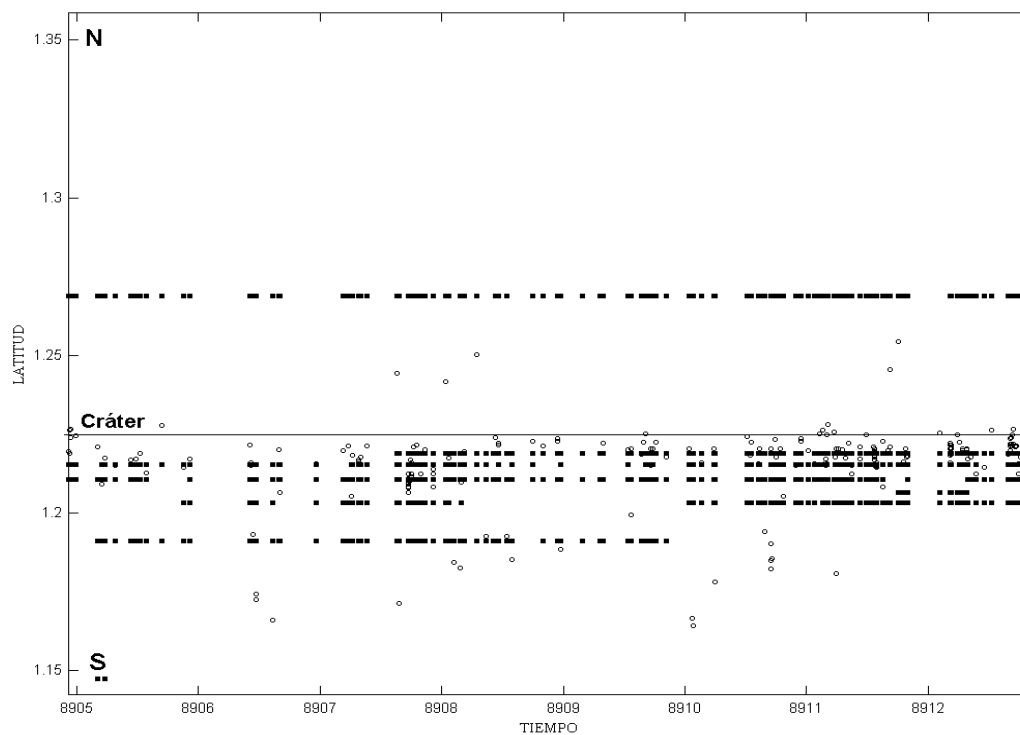
### **5.3 EVOLUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DE LA SISMICIDAD Y DE LA RSVVG.**

Debido a que las gráficas desarrolladas para determinar las características del seguimiento de la evolución espacial y temporal de la red se presentan en dos dimensiones, es decir, Longitud vs. Tiempo y Latitud vs. Tiempo, las observaciones hechas están referidas al NS o EW de la localización del cráter.

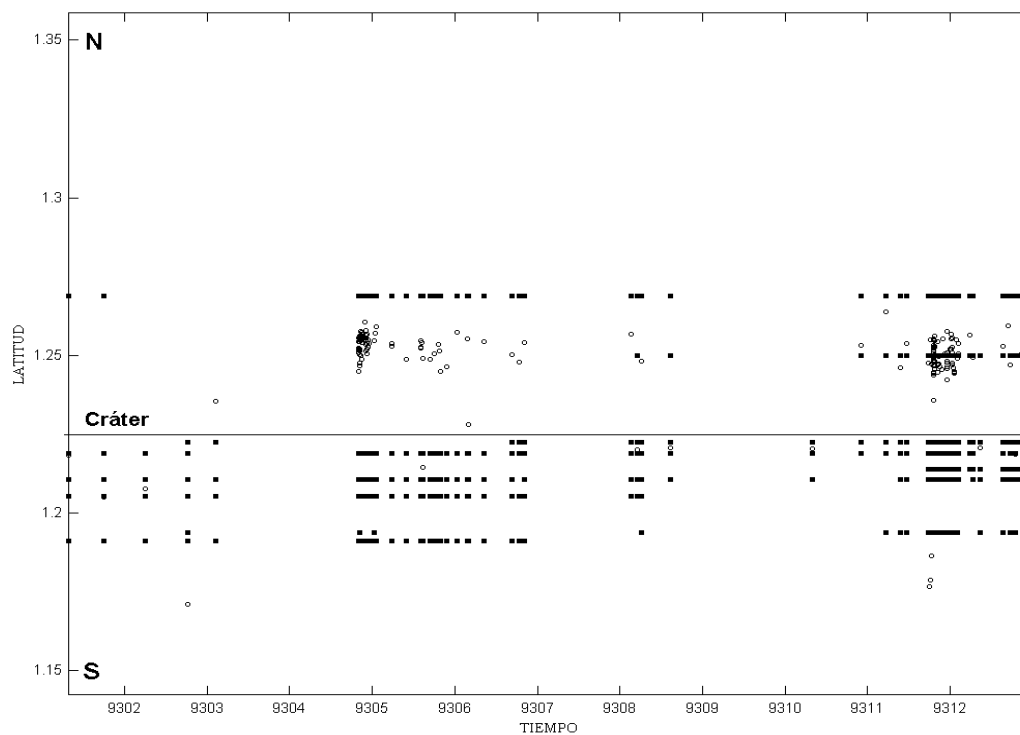
La primera característica observada es la baja cantidad de estaciones con que contaba la RSVVG en los primeros años de funcionamiento (1989 – 1994), lo cual se ve reflejado en la poca sismicidad registrada de calidades Altas y Medias.

En 1989 a 1994 es evidente la falta de estaciones al N y E del cráter (Figura 58 y 59), limitación que se observó también en el Mapa de Contorno obtenido por parámetro GAP desarrollado para estos años, lo cual reduce la confiabilidad de las localizaciones de sismos ubicadas sobre esta área.

Las estaciones estuvieron ubicadas cerca del cráter durante este periodo, por lo que el registro de buena calidad de localización fue reducido, lo cual fue observado también en el Mapa de IsoGAP durante este periodo.

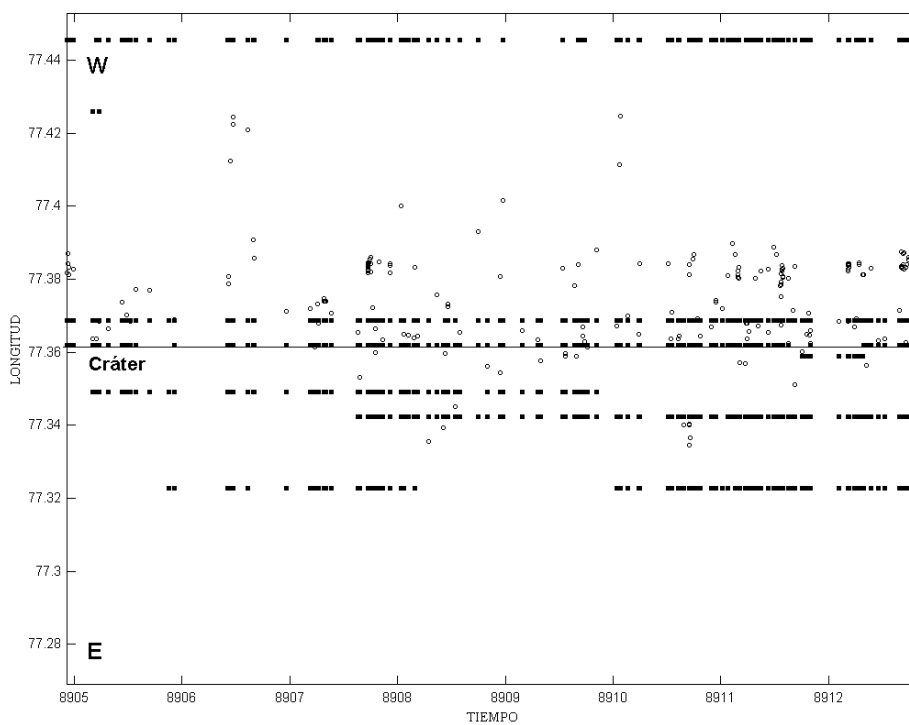


(a)

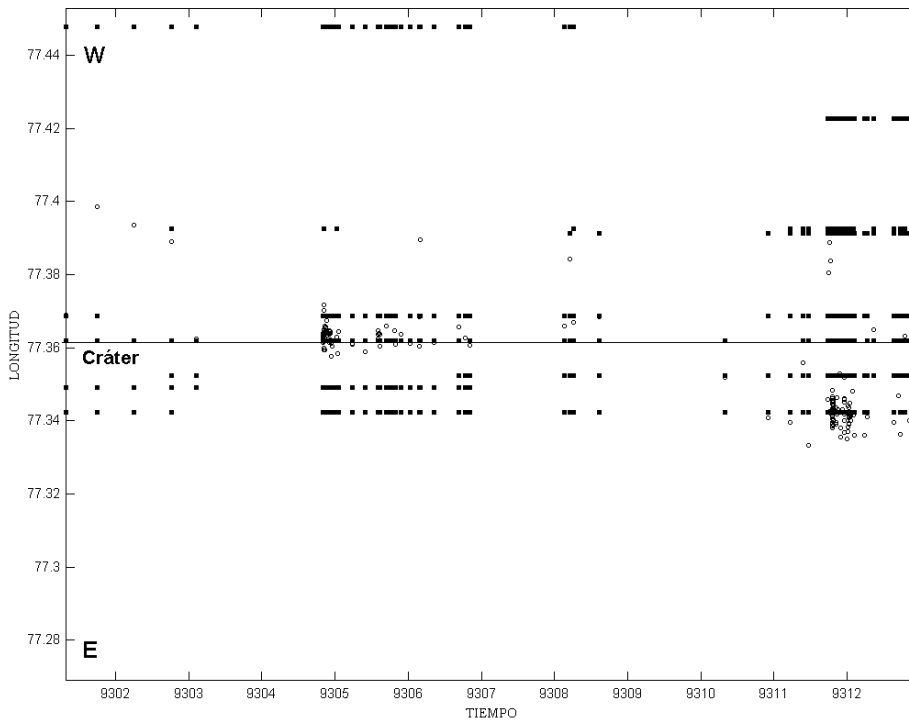


(b)

Figura 58. Evolución Espacio Temporal de la sismicidad y de la RSVVG para los años 1989 y 1993 en latitud. (a) y (b) respectivamente. Notoria falta de estaciones al N del cráter. ( ● indican localización de un sismos. ■ representan las estaciones con aue se localizó el sismo. — Ubicación del cráter del volcán Galeras )



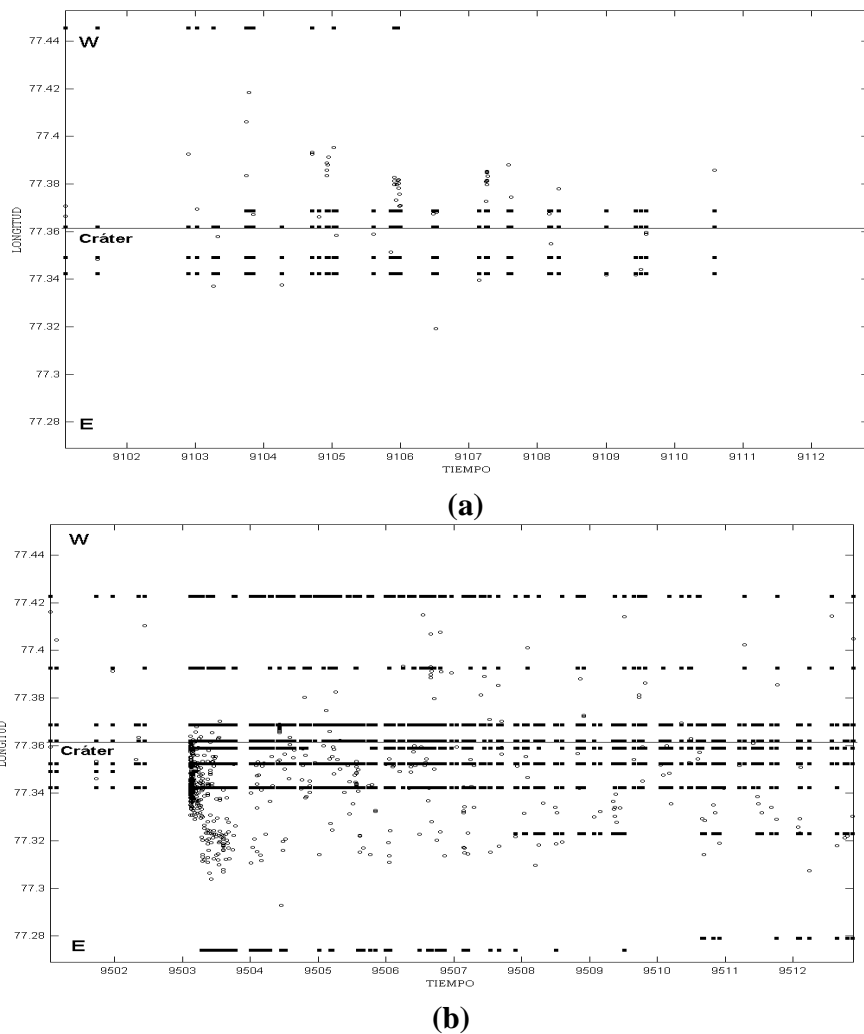
(a)



(b)

**Figura 59.** Evolución Espacio Temporal de la sismicidad y de la RSVVG para los años 1989 y 1993 en longitud. (a) y (b). Notoria falta de estaciones al E del cráter. ( ● indican localización de un sismos. ■ representan las estaciones con que se localizó el sismo. — Ubicación del cráter del volcán Galeras )

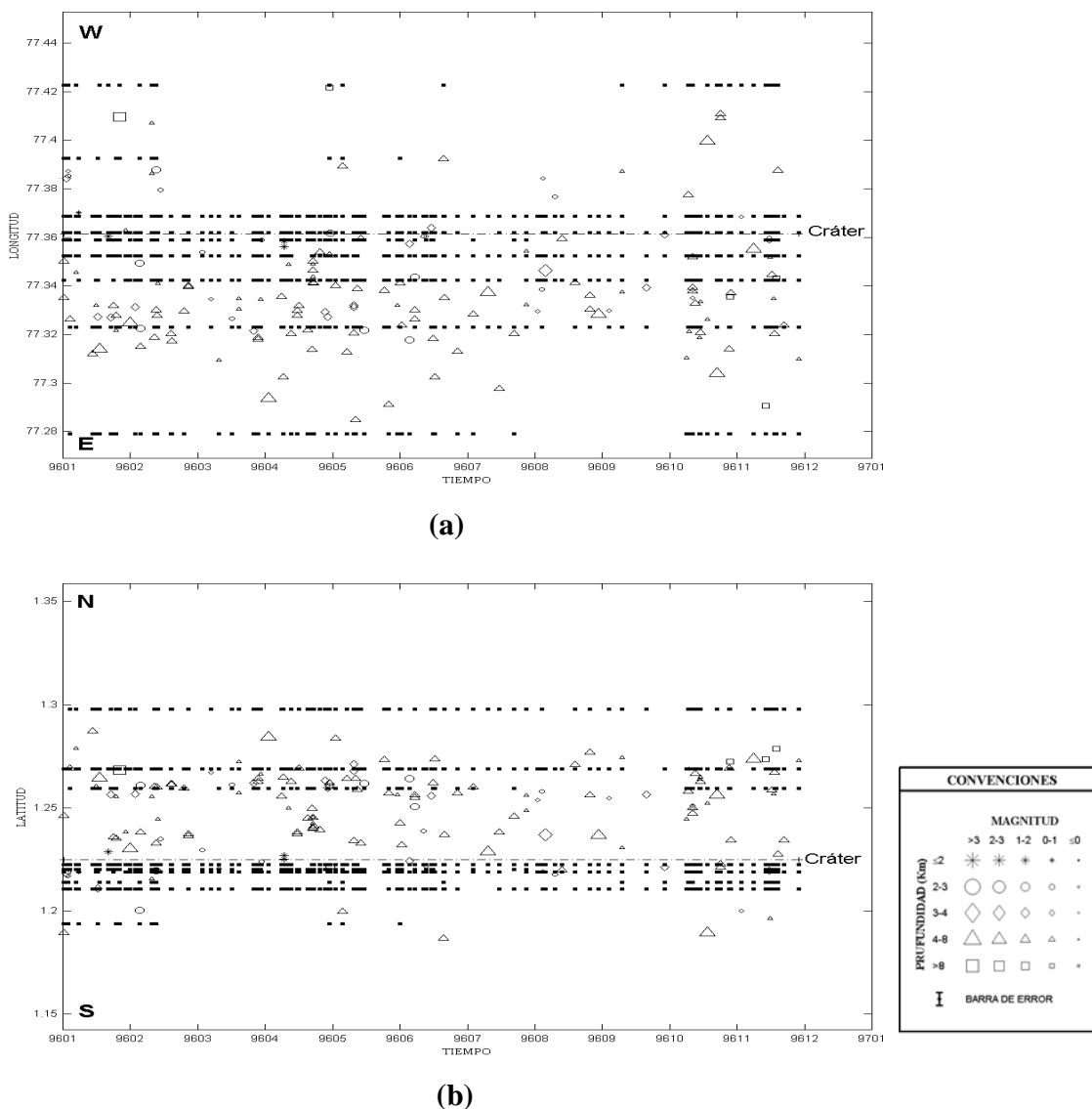
En años siguientes a 1994, al ubicarse estaciones a mayor distancia del cráter se observa un mayor registro de sismicidad con calidades moderadas a altas, en estas zonas. Esto se evidencia con la mayor cobertura de isovalores correspondientes a calidades A, B y C en el Mapa de Contorno referido a este periodo. En la figura 60 se hace una comparación entre los años 1991 y 1995 con el fin de observar como un mayor número de estaciones favorece el mayor registro y localización de sismicidad con calidad alta, sin embargo, se debe tener en cuenta que en 1995 ocurrió un evento sísmico especial que no se presentó en 1991.



**Figura 60.** Evolución Espacio Temporal de la RSVVG para los años 1991 y 1995. En el año 1991 (a), la falta de estaciones al Este hace casi nulo el registro de sismicidad de calidad alta en esta zona, mientras que en el año de 1995 (b) con la aparición de la estación TEL2, el registro de sismicidad de alta calidad aumenta notablemente. ( ● indican localización de un sismo. ■ representan las estaciones con que se localizó el sismo. — Ubicación del cráter del volcán Galeras )



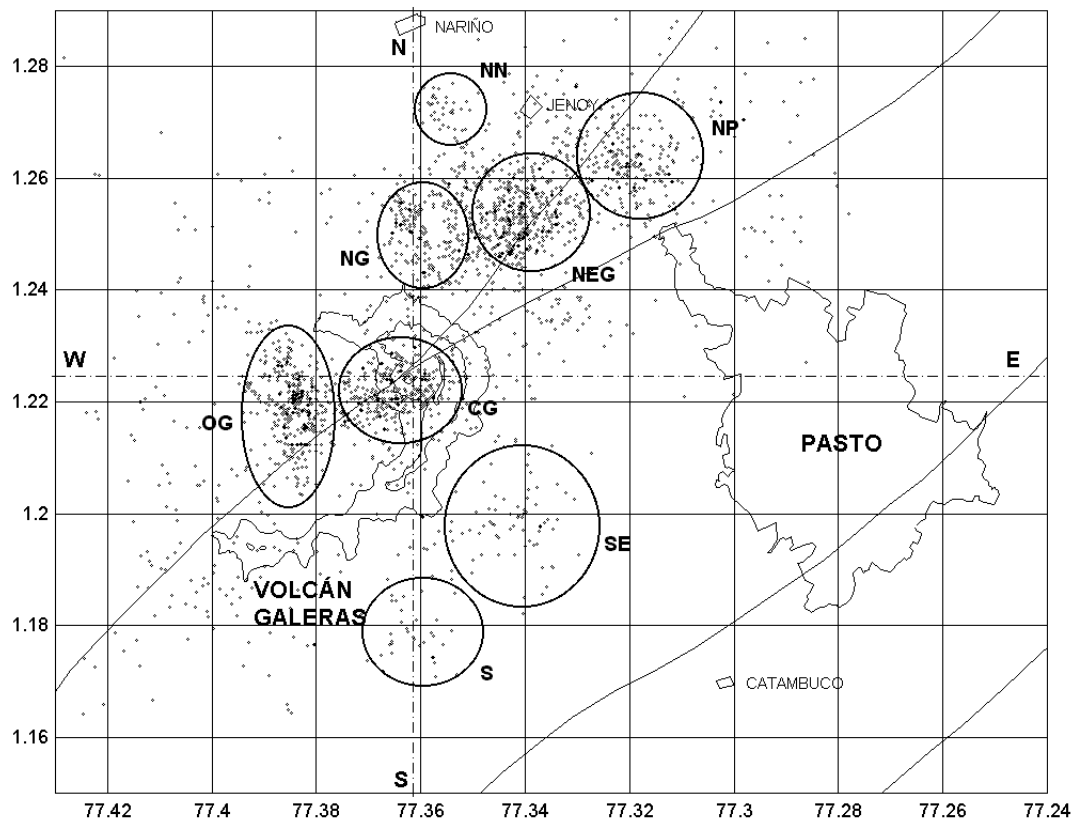
El análisis de la evolución espacio temporal permitió observar que al ubicarse estaciones alejadas se registra sismos con mayores profundidades, a manera de ejemplo se muestra el año de 1996 (Figura 61). Esto indica que es necesario la ubicación de estaciones alejadas a las zonas sismogénicas para lograr una mayor cobertura y sensibilidad del registro y por lo tanto mejor localización hipocentral.



**Figura 61.** Evolución Espacio Temporal de la RSVVG para el año 1996. Se encuentran algunos de los sismos más profundos ( $h > 8$  Km) junto a las estaciones más alejadas del cráter al E y W (a) y al N y S (b) y la disminución de la profundidad a medida que se acercan al cráter.

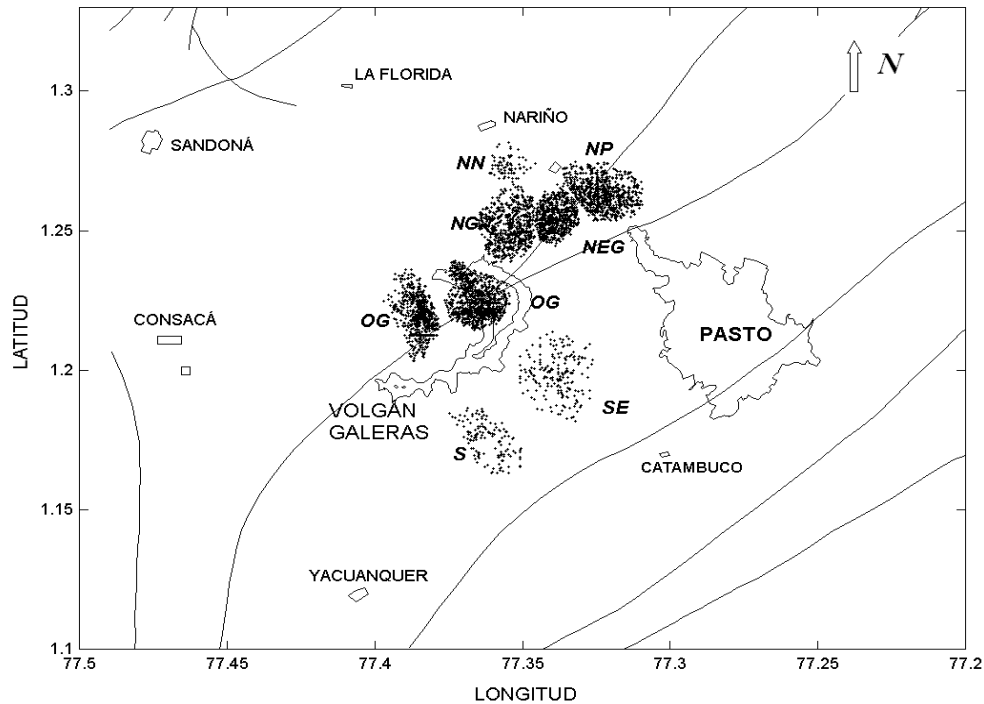
## 5.4 DETERMINACIÓN DE FUENTES SISMOGÉNICAS

De acuerdo a la distribución espacial y temporal de los sismos filtrados durante el periodo 1989 a 2001, se identificó 8 fuentes sismogénicas las cuales se denominaron así, Fuente Centro Galeras (**CG**), Fuente Occidente Galeras (**OG**), Fuente Norte Galeras (**NG**), Fuente NorEste Galeras (**NEG**), Fuente Norte Pasto (**NP**), Fuente Norte Norte (**NN**), Fuente Sur (**S**), Fuente Sur Este (**SE**) (Figura 62).



*Figura 62. Agrupaciones formadas por los epicentros de los sismos filtrados que sirven como base para la determinación de las fuentes sismogénicas.*

La sismicidad relacionada con las fuentes sismogénicas que se extractó con el programa ARCVIEW se muestran en la figura 63.



*Figura 63. Sismicidad total de las Fuentes Sismogénicas*

Con base en las observaciones realizadas en las gráficas desarrolladas con la rutina EVOLE\_T de la evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada se determinaron las siguientes características de la distribución que han tomado los sismos a través del tiempo.

**AÑOS 1989 - 1992.**

A finales del mes de Julio de 1989 se presenta un enjambre entre las longitudes  $77^{\circ}22'40''$  ( $77.38^{\circ}$ ) y  $77^{\circ}23'9.6''$  ( $77.64^{\circ}$ ) con latitudes  $1^{\circ}12'21.6''$  ( $1.206^{\circ}$ ) la cual se desplazó con el tiempo hacia el Norte hasta la latitud  $1^{\circ}12'50.4''$  ( $1.214^{\circ}$ ), mostrando alguna actividad sísmica relacionada con la Fuente **OG** (Figura 64).

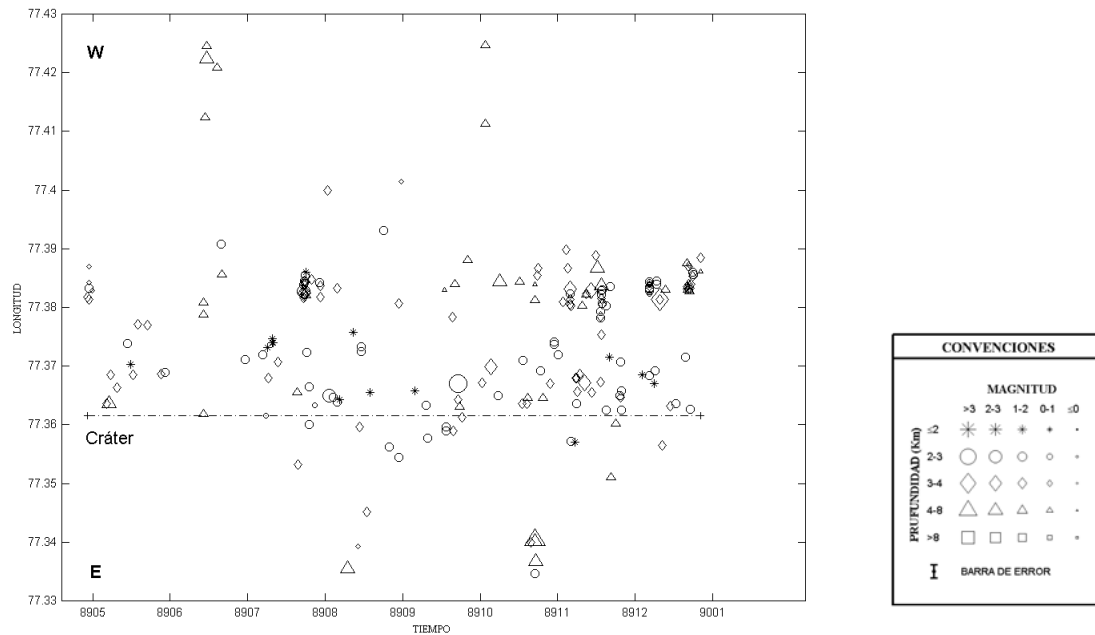


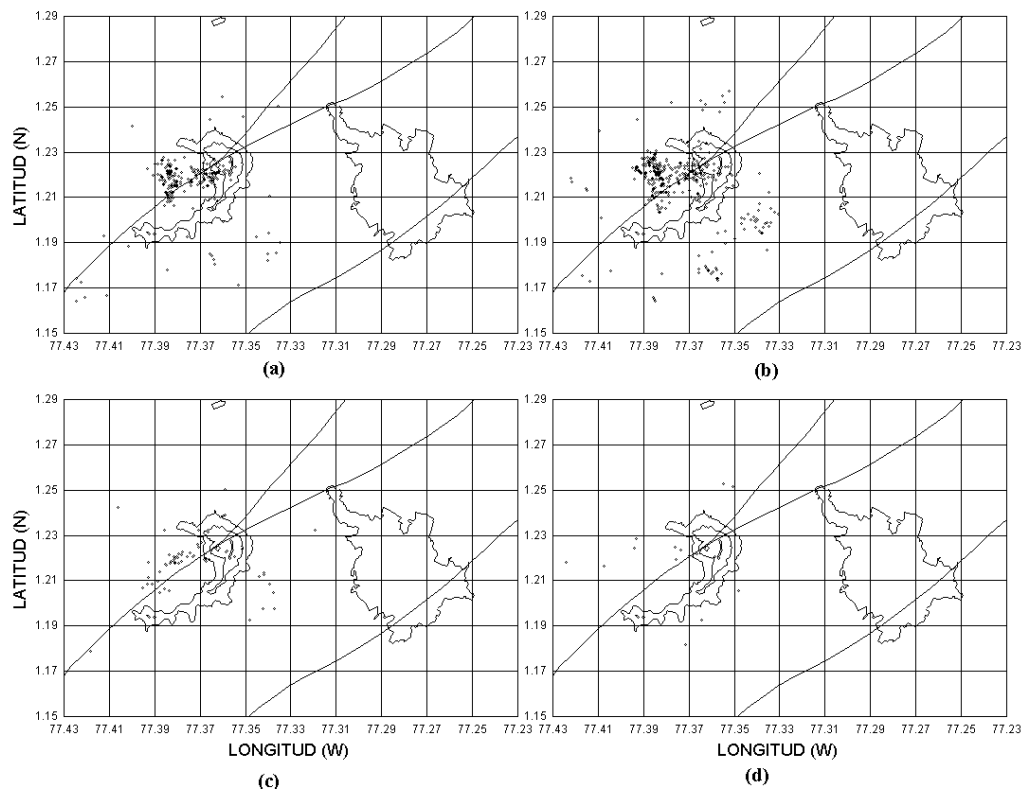
Figura 64. Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1989.

Muchos sismos con magnitudes y profundidades relativamente pequeñas (mag. 0 – 1 y prof. <2 km) se encuentran cerca al cráter, mientras que profundidades y magnitudes mayores se alejan progresivamente del mismo, siendo las más profundas y de magnitud mayor las más alejadas, sin embargo, se pueden observar algunos sismos con profundidades de 4 – 8 km cerca del cráter.

Durante los años 1989 a 1992 se aprecia una tendencia de los sismos a ubicarse al Sur y Occidente del cráter, mostrando una actividad sísmica de la fuente **OG**. Esta tendencia se hace menos marcada durante el año 1990 donde la sismicidad se ubicó muy cerca del cráter, reconociéndose aproximadamente 8 enjambres importantes durante los meses de Enero hasta Noviembre, comprendidos entre  $77^{\circ}19'58.8''$  ( $77.333^{\circ}$ ) hasta  $77^{\circ}23'20.4''W$  ( $77.389^{\circ}$ ) con  $1^{\circ}11'42''$  ( $1.195^{\circ}$ ) hasta  $1^{\circ}13'55.2''N$  ( $1.232^{\circ}$ ), mostrando actividad sísmica relacionada con la fuente **CG**.

En el año 1991 se aprecian 3 enjambres entre los meses de abril y julio, comprendidos entre  $77^{\circ}22'12''$  ( $77.37^{\circ}$ ) hasta  $77^{\circ}23'42''$  ( $77.395^{\circ}$ )W con  $1^{\circ}12'14.4''$  ( $1.204^{\circ}$ ) hasta  $1^{\circ}13'33.6''$  ( $1.226^{\circ}$ ).

En la distribución espacial (Latitud vs. Longitud) se pueden apreciar en el año 1989 dos agrupaciones importantes que corresponden a las fuentes **OG** y **CG**, la primera con actividad entre  $77^{\circ}24'42''$  ( $77.412^{\circ}$ ) y  $77^{\circ}22'30''$  ( $77.375^{\circ}$ )W con  $1^{\circ}13'48''$  ( $1.23^{\circ}$ ) y  $1^{\circ}12'18''$  ( $1.205^{\circ}$ )N, la segunda con  $77^{\circ}21'00''$  ( $77.35^{\circ}$ ) y  $77^{\circ}22'30''$  ( $77.375^{\circ}$ )N con  $1^{\circ}12'36''$  ( $1.21^{\circ}$ ) y  $1^{\circ}13'48''$  ( $1.23^{\circ}$ )N, y alguna actividad muy dispersa en la zona Sur Oriental relacionada con la fuente **SE**. El total de sismos fue de 211 (Figura 65a).



**Figura 65.** Localización espacial de la sismicidad filtrada. **(a)** Sismicidad para el año 1989 con 211 sismos. **(b)** Sismicidad para el año 1990 con 350 sismos. **(c)** Sismicidad para el año 1991 con 62 sismos. **(d)** Sismicidad para el año 1992 con 17 sismos.

En 1990 esta actividad se incrementó observándose una mayor concentración en la fuente **OG** y la fuente **SE** sin mostrar alguna agrupación significativa en este sector. El total de sismos en este año es de 350 (Figura 65b).

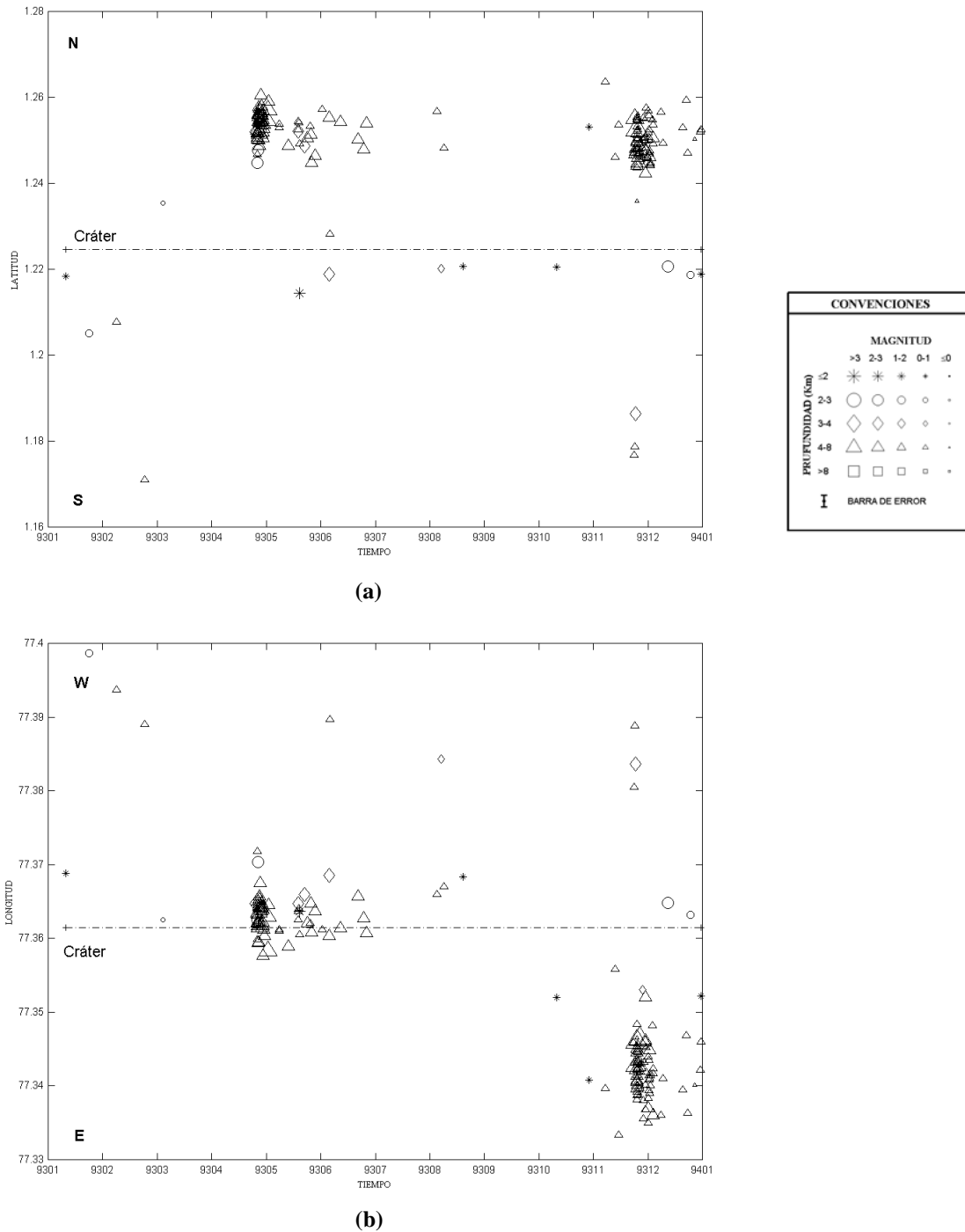
En el año de 1991 la actividad sísmica se redujo significativamente, de 350 sismos en 1990 a 62 sismos en 1991, quedando una actividad sobre la zona de la fuente **OG** que se extiende en un corredor desde  $1^{\circ}13'48''$  ( $1.23^{\circ}$ ) hasta  $1^{\circ}12'00''$  ( $1.2^{\circ}$ ) N con  $77^{\circ}22'12''$  ( $77.37^{\circ}$ ) hasta  $77^{\circ}24'00''$  ( $77.40^{\circ}$ ) con la característica de extenderse a un lado y a lo largo de la falla Romeral, característica que casi no puede apreciarse en los años anteriores por la concentración de sismos sobre esta zona. Existe también alguna actividad muy dispersa en la zona Sur Oriental (Figura 65c).

En 1992 la actividad sísmica se redujo drásticamente (17 sismos filtrados) hasta el punto de no poderse identificarse ninguna agrupación (Figura 65d).

### **AÑOS 1993 a 1996.**

En 1993 se cambian completamente las tendencias que se observó en años anteriores de los sismos a ubicarse en la zona occidental, los sismos profundos a ubicarse lejos del cráter y los pequeños y superficiales cerca del mismo. Se identificó dos grandes secuencias sísmicas o agrupaciones con tendencia al norte del cráter, la primera a finales del mes de abril entre las longitudes  $77^{\circ}21'28.8''$  ( $77.358^{\circ}$ ) y  $77^{\circ}23'9.6''$  ( $77.386^{\circ}$ ) con  $1^{\circ}14'38.4''$  ( $1.244^{\circ}$ ) y  $1^{\circ}15'39.6''$  ( $1.261^{\circ}$ ) y la segunda a finales del mes de noviembre y principios de

diciembre entre las longitudes  $77^{\circ}19'30''$  ( $77.325^{\circ}$ ) y  $77^{\circ}20'2.4''$  ( $77.334^{\circ}$ ) con  $1^{\circ}14'31.2''$  ( $1.242^{\circ}$ ) y  $1^{\circ}15'28.8''$  ( $1.258$ ) (Figura 66).



**Figura 66.** Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1993, donde se observan las dos grandes secuencias sísmicas de abril y noviembre de este año. (a). Sismicidad referida al E y W del cráter. (b). Sismicidad referida al N y S del cráter.

Aunque existen sismos superficiales, las dos agrupaciones ocurridas en 1993 tienen sismos, en su mayoría, con profundidades básicamente entre 4 y 8 km y magnitudes entre 1 a 3 grados. Las magnitudes predominantes de la primera agrupación oscilan entre 1 y 2 y de la agrupación más reciente entre 0 y 1.

En la distribución espacial se pueden observar claramente estas dos agrupaciones correspondiendo a la fuente **NG** la actividad sísmica relacionada con la secuencia de abril y con la **NEG** la de noviembre sobre la falla Romeral. El número de sismos en este año fue de 173 (Figura 67a).

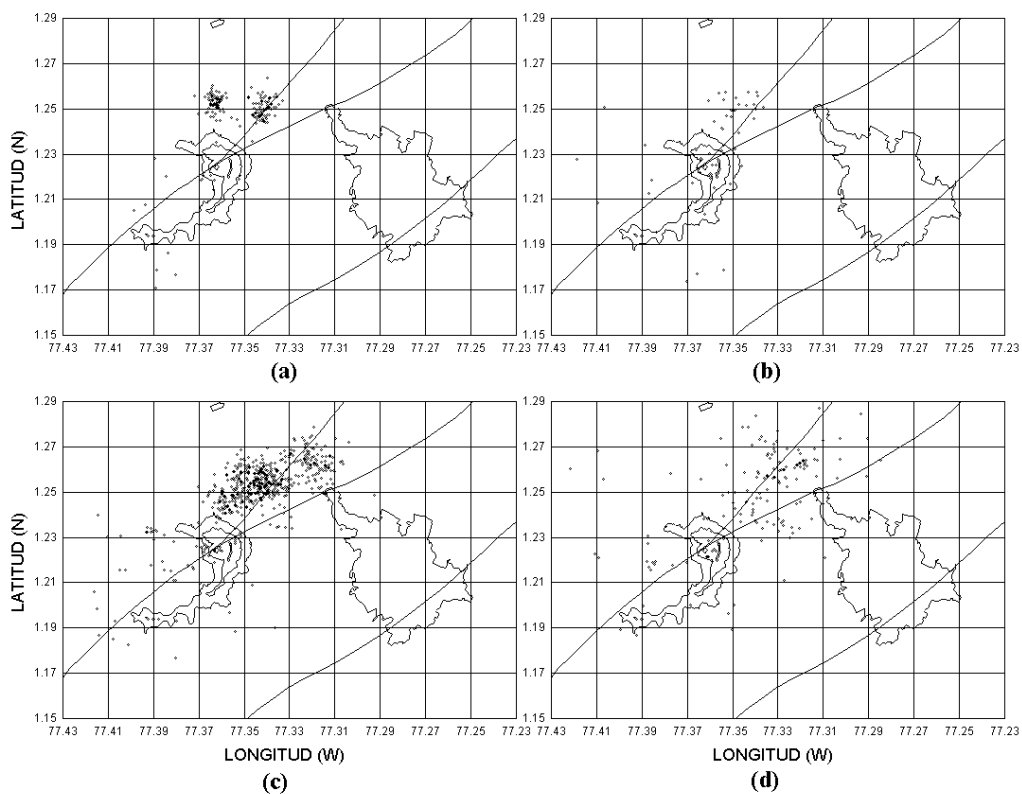
En 1994 la actividad sísmica disminuyó a 56 sismos en el año, observándose solo en la distribución espacial una agrupación no muy concentrada al Nororiente del cráter sobre la zona de la fuente **NG** y alguna actividad dispersa sobre el cráter, en esta actividad predominan sismos con magnitud de 0 a 1 y profundidades de 2 a 3 km. (Figura 67b).

En este año se pudo observar que sismos más profundos (4 a 8 km.) se ubicaron cerca del cráter más que en años anteriores.

En 1995 se tiene la actividad sísmica más alta de todos los años en estudio, 576 sismos, y su gran mayoría se ubican en la parte NorOriental del cráter relacionada con las fuentes **NG**, **NEG** y **NP** ubicados sobre la falla Romeral y algunos sismos sobre la falla Buesaco (Figura 67c).



Se identifica claramente una gran concentración de sismos al iniciar el mes de marzo. Esta secuencia sísmica se inició con un sismo el 4 de marzo con una magnitud de coda de 4.75 (OVSP) y magnitud local de 5.1 (RSNC). Esta secuencia se produjo entre las longitudes  $77^{\circ}18'0''$  ( $77.3^{\circ}$ ) hasta  $77^{\circ}23'9.6''$  ( $77.4^{\circ}$ ) W con  $1^{\circ}14'9.6''$  ( $1.24^{\circ}$ ) y  $1^{\circ}16'30''$  ( $1.28^{\circ}$ ) N, antes de la cual la actividad sísmica es casi nula y a partir de ésta hay una disminución lenta de la actividad a lo largo del año, mostrando una gran recurrencia de sismos de esta zona durante el año, pudiéndose además identificar dos enjambres más pequeños uno a finales del mes de abril y otro a mediados del mes de mayo ubicados entre las longitudes  $77^{\circ}20'45.6''$  y  $77^{\circ}20'16.8''$  con  $1^{\circ}15'54''$  y  $1^{\circ}15'14.4''$  (Figura 68).



**Figura 67.** Localización espacial de la sismicidad filtrada. (a) Sismicidad para el año 1993 con 173 sismos. (b) Sismicidad para el año 1994 con 56 sismos. (c). Sismicidad para el año 1995 con 576 sismos. (d). Sismicidad para el año 1996 con 153 sismos.

Predominan en esta concentración sismos con profundidad de 4 a 8 Km., con magnitud variable, seguidos de sismos con profundidad de 3 a 4 Km y magnitud variable. Se observa por primera vez un sismo con buena calidad de localización con profundidad mayor a 8 Km. Esto puede obedecer a que en este año la cobertura de la red se mejoró aumentando la calidad del registro.

En 1996 se reduce la actividad sísmica significativamente hasta 153 sismos, pero es constante durante todo el año. Esta actividad tiene tendencia a ubicarse, en forma dispersa, al NorOriente del cráter y se relaciona con las fuentes **NEG** y **NP** al observarse en distribución espacial y ubicada sobre las fallas Romeral en mayor cantidad y en menor proporción sobre la falla Buesaco (Figura 67d).

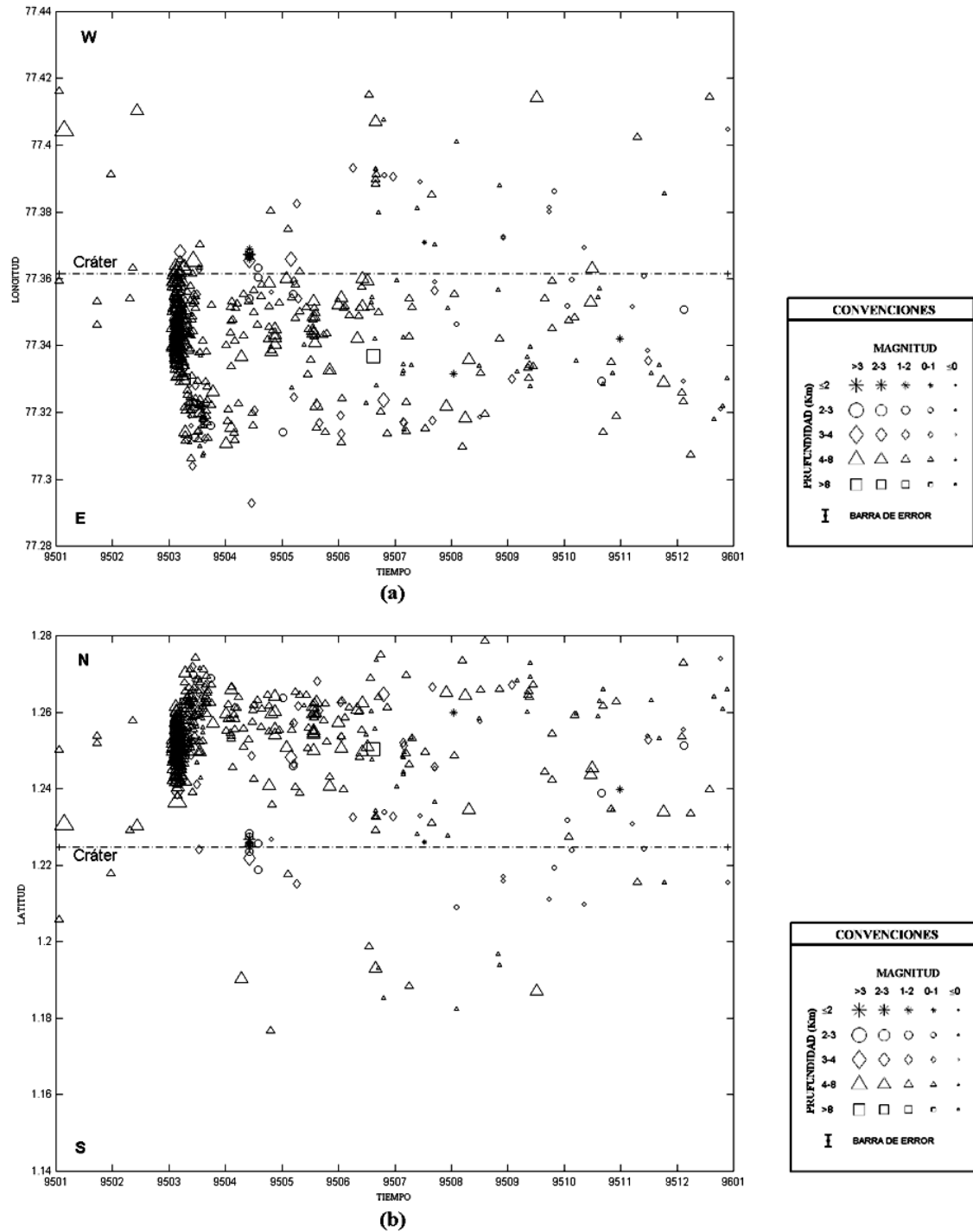
Existen pocos sismos con profundidad  $\geq 8$  km pero en mayor cantidad que en años anteriores.

Hasta ahora se ha observado que cuando una actividad sísmica se relaciona con las fuentes **NEG** y **NP** los sismos superficiales (prof  $< 3$  km) y de magnitudes pequeñas (mag  $\leq 0$  a 1) no tienen la tendencia a ubicarse cerca del cráter.

### **AÑOS 1997 A 2001.**

Estos años se caracterizan por tener actividad sísmica no muy concentrada y ubicada sobre las fuentes **NEG**, **NP**, **CG** y actividad muy dispersa en la zona SurOriental.

Análisis de fuentes sísmogénicas registradas por la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras como una contribución al estudio de Amenaza Sísmica de la región de influencia del volcán.



**Figura 68.** Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1995. (a). Sismicidad referida al E y W del cráter. (b). Sismicidad referida al N y S del cráter.

En 1997 se observaron dos enjambres uno a mediados de octubre ubicado entre  $77^{\circ}21'39.6''$  y  $77^{\circ}22'1.2''$  W con  $1^{\circ}13'8.4''$  y  $1^{\circ}13'55.2''$  N y otro a finales del mismo mes entre  $77^{\circ}23'24''$  y  $77^{\circ}23'52.8''$  W con  $1^{\circ}10'48''$  y  $1^{\circ}11'24''$  N, el primero relacionado con la fuente **CG** y el segundo en una zona al sur occidente del cráter (Figura 69a).

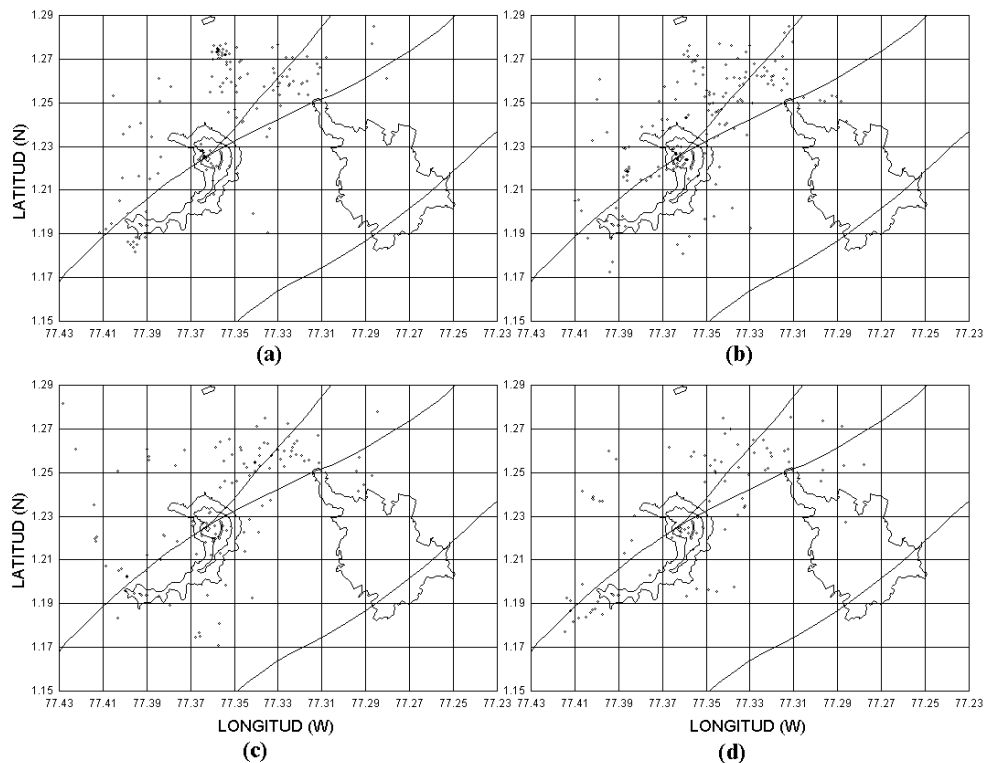
Se puede observar alguna actividad sobre el cráter con sismos superficiales y de magnitudes pequeñas cerca de éste y a medida que se alejan del cráter aumenta su profundidad y magnitud.

Siguen observándose mayores profundidades al norte de Pasto (prof.  $\geq 8$  km.).

En este año se observó en la distribución espacial una agrupación muy concentrada al norte del cráter entre  $1^{\circ}16'12''$ N y  $1^{\circ}16'48''$ N con  $77^{\circ}21'00''$ W y  $77^{\circ} 21'31''$ W actividad relacionada con la fuente NN.

En 1998 no se observaron enjambres en la distribución espacio – temporal. Sin embargo en la distribución espacial se pudo determinar alguna agrupaciones de sismos con tendencia a ubicarse en mayor cantidad al Nororiente del cráter relacionada con las fuentes **NEG** y **NP** ubicadas sobre las fallas Romeral y Buesaco y alguna actividad dispersa sobre el cráter relacionada con la fuente **CG**. (Figura 69b)

En 1999 se observó un enjambre a finales de junio entre  $77^{\circ}17'13.2''$  y  $77^{\circ}17'42''$  W con  $1^{\circ}14'31.2''$  y  $1^{\circ}15'3.6''$  N y una agrupación dispersa observada en la distribución espacial relacionada con la fuente **NEG** y **NP** ubicada sobre la falla Romeral y otra agrupación dispersa relacionada con la fuente **CG** (Figura 69c).



**Figura 69.** Localización espacial de la sismicidad filtrada. (a) Sismicidad para el año 1997 con 127 sismos. (b) Sismicidad para el año 1998 con 163 sismos. (c). Sismicidad para el año 1999 con 114 sismos. (d). Sismicidad para el año 2000 con 87 sismos.

Durante este año la actividad sísmica predominó con magnitudes de  $\leq 0$  a 1 y profundidades de 2 a 4 km. Los sismos con profundidades  $\leq 2$  km. y con magnitudes  $\leq 0$  a 1 tienen la tendencia de situarse cerca del cráter.

Se observó sismos profundos,  $\geq 8$  Km, en la zona de la fuente **NEG** y **NP**.

En el 2000 se presentó una reducida sismicidad, 87 sismos en el año, y no se pudo apreciar enjambres en la distribución espacio – temporal y en la distribución espacial se observa una sismicidad dispersa alguna sobre la zona de la fuente **NEG** y **NP**, **CG** y una actividad más concentrada sobre la zona sur occidental del cráter entre  $77^{\circ}23'24''$  hasta  $77^{\circ}24'24''$  con  $1^{\circ}10'12''$  hasta  $1^{\circ}11'42''$  que no corresponde a la fuente **OG** y que se observó en el año de 1997 (Figura 69d).

Continúa la tendencia observada anteriormente cuando hay actividad en las fuentes **NEG**, **NP** y **CG**, en esta última los sismos más profundos ( $\geq 4$  km.) y con magnitudes  $\geq 2$  se alejan del cráter y los de menor profundidad y magnitud se acercan al cráter, mientras que los relacionados con la fuente **NEG** y **NP** los sismos de pequeña profundidad y magnitud se alejan del cráter (Figura 70).

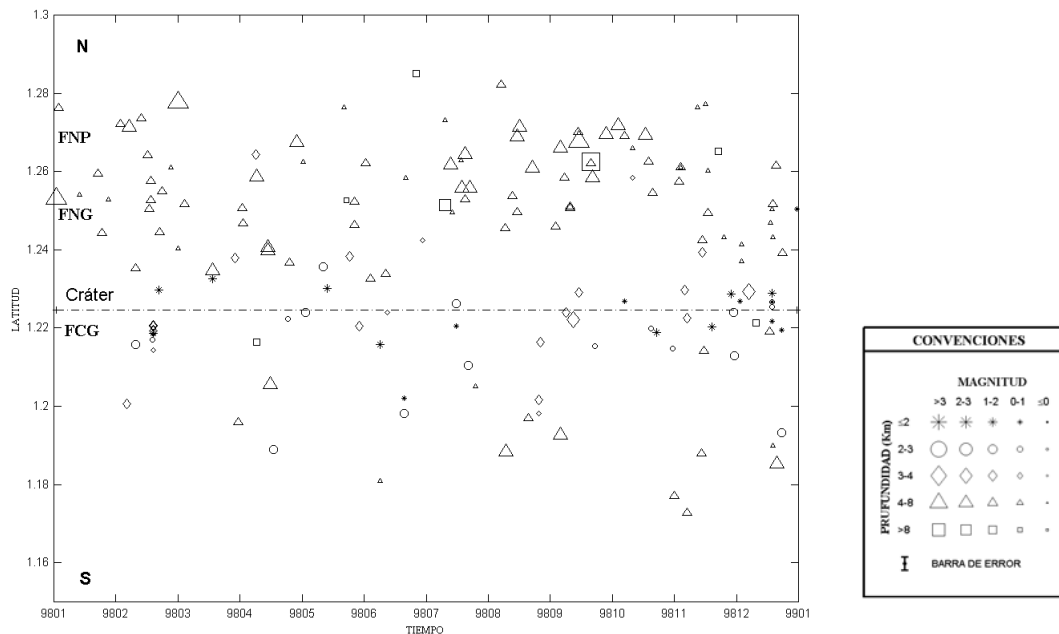
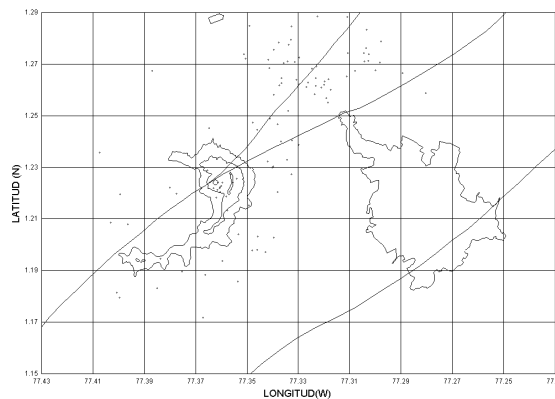


Figura 70. Evolución espacio temporal de la sismicidad filtrada durante el año 1998.

En el año 2001 se observó tres secuencias sísmicas, la primera a mediados de Enero ubicado entre  $77^{\circ}21'36''$  y  $77^{\circ}21'14.4''$  W con  $1^{\circ}13'8.4''$  y  $1^{\circ}13'33.6''$  N, otra a mediados de Abril ubicado entre  $77^{\circ}19'51.6''$  y  $77^{\circ}21'3.6''$  W con  $1^{\circ}15'36''$  y  $1^{\circ}16'8''$  N y otra a mediados de Agosto ubicado entre  $77^{\circ}17'52.8''$  y  $77^{\circ}18'18''$  W con  $1^{\circ}15'4.2''$  y  $1^{\circ}16'33.6''$  N, predominando los sismos con profundidades de  $>4$  km y magnitudes de 2 a 3.

En la distribución espacial se puede observar una actividad dispersa sobre la zona Nororiental del cráter correspondiendo a las fuentes **NP** y **NEG** y ubicada sobre la falla Romeral, algunos sismos sobre la fuente **CG** y algunos hacia la zona sur oriental del cráter con un total de sismos en el año de 107 (Figura 71).



*Figura 71. Localización espacial de la sismicidad filtrada para el año 2001 con 107 sismos.*

Se tiene una ocurrencia de sismos alta teniendo en cuenta que esta información es solo hasta agosto de este año.

## 5.5 FAMILIAS SISMOGÉNICAS

Con base en las características encontradas por inspección visual de las señales en los registros analógicos como forma de onda, impulsividad, polaridad del primer arribo de la onda P, diferencia de tiempo de arribo de las ondas S con P, diferencia entre las amplitudes de las ondas P y S, forma del decaimiento exponencial de la envolvente de la señal se encontró 4 familias para la fuente **CG**, 3 familias para la fuente **OG**, 3 familias para la fuente **NEG**, 2 familias para la fuente **NG**, 2 familias para la fuente **NN**, 3 familias para la fuente **NP**, 2 familias para la fuente **S** y 2 familias para la fuente **SE**.

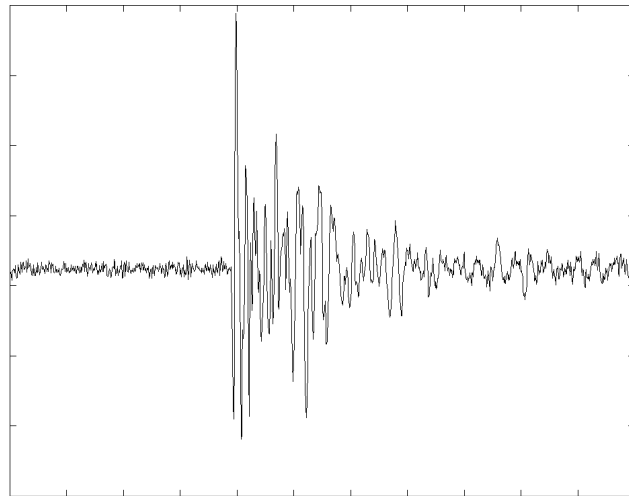
A continuación se describen algunas características encontradas en cada familia por fuente.

### ***FUENTE CG***

#### **FAMILIA 1:**

Esta familia se caracterizó por tener sismos con alta impulsividad y de polaridad mayormente descendente. El decaimiento exponencial de la envolvente es predominantemente alto, la diferencia de tiempos de arribo de las ondas S con P (S-P) está, para la mayoría de sismos, entre 0.4 y 0.6 seg. La amplitud de la onda P es mayor y en algunos casos igual a la amplitud de la onda S. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro de la señal es moderado (Figura 72).

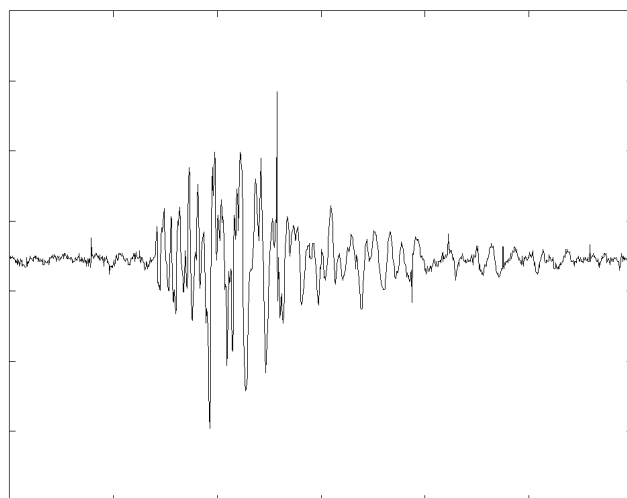




**Figura 72.** Forma de onda característica de la familia1 de la fuente CG.

**FAMILIA 2:**

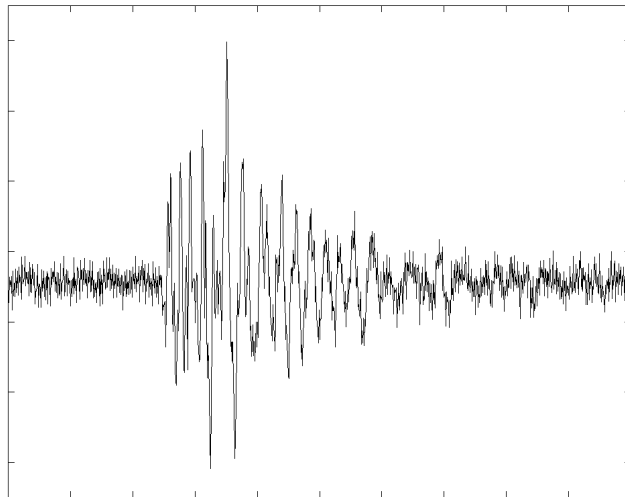
Se caracteriza por tener una impulsividad relativamente baja con polaridad es su mayoría descendente, el decaimiento de la envolvente de la señal es altamente exponencial. La diferencia de tiempo de los arribos de las ondas S y P se encuentra entre 0.4 y 0.5 seg. La amplitud de la onda P es menor con respecto a la onda S. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro de la señal fue moderado. (Figura 73).



**Figura 73.** Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente CG.

### FAMILIA 3:

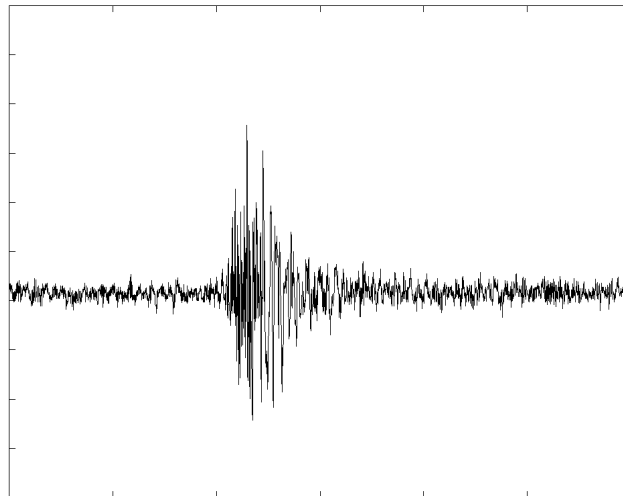
Los sismos pertenecientes a esta familia son de moderada impulsividad y polaridad descendente en una mayoría no muy marcada. El decaimiento de la envolvente es exponencial relativamente alto. La diferencia de los tiempo de arribo de S y P se encuentra en el rango de 0.4 a 0.5 seg. La amplitud de la onda P con respecto a la onda S es menor en todos los casos. El espectro de la señal tiene un bajo decaimiento de las altas frecuencias. (Figura 74).



*Figura 74. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente CG.*

### FAMILIA 4:

Son sismos totalmente emergentes y de polaridad esencialmente descendente. El decaimiento de la envolvente es moderadamente exponencial. La diferencia tiempos de arribo de las ondas S y P es de 0.5 seg. y la amplitud de la onda S es mayor en todos los casos. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro de la señal es bajo. (Figura 75).

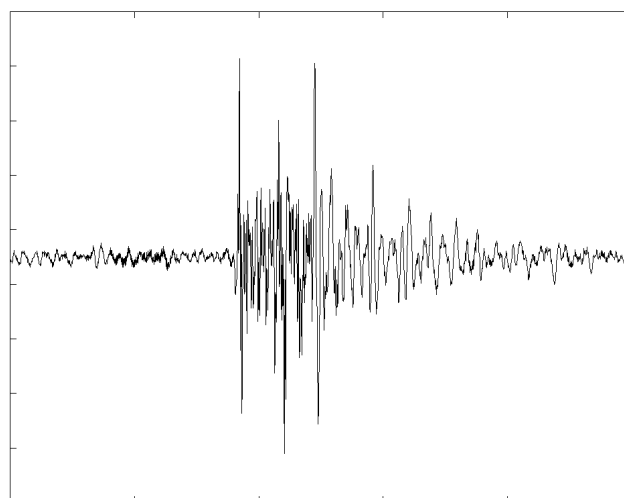


*Figura 75. Forma de onda característica de la familia 4 de la fuente CG.*

### ***FUENTE NEG***

#### **FAMILIA 1:**

Esta familia se caracteriza por su alta impulsividad y por tener una marcada polaridad descendente. El decaimiento de la envolvente es en su mayoría exponencial bajo y la diferencia de los tiempos de arribo de las ondas S y P (S-P) es de 1.5 seg. No existe

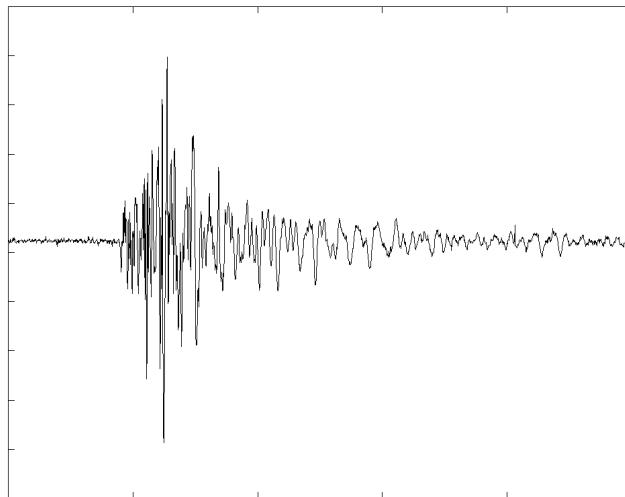


*Figura 76. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NEG.*

diferencia entre las amplitudes de las ondas P y S. El espectro tiene un decaimiento alto de las altas frecuencias (Figura 76).

#### FAMILIA 2:

En su mayoría es de impulsividad baja y de polaridad descendente. Se caracteriza por tener una envolvente con decaimiento alta y medianamente exponencial. La diferencia S-P está entre 1 y 1.5 seg. Las ondas S tienen predominantemente una amplitud mayor que la de las ondas P. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro es bajo (Figura 77).

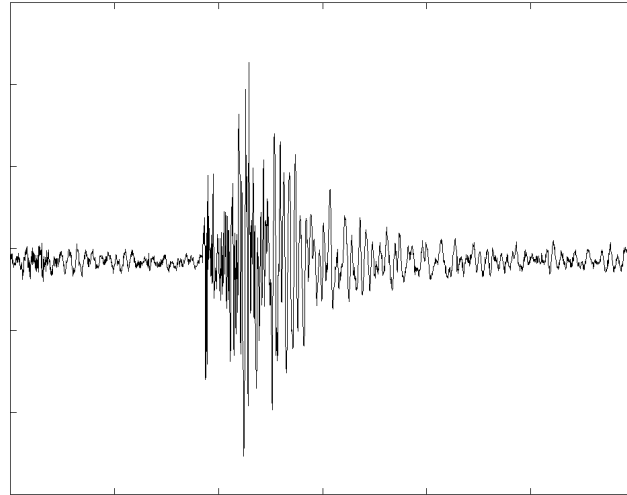


*Figura 77. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NEG.*

#### FAMILIA 3:

Presenta en su totalidad una impulsividad moderada con polaridades que no tienen una tendencia marcada ascendente o descendente puesto que se distribuyen equitativamente entre los dos parámetros. Tienen un decaimiento exponencial de su envolvente principalmente moderado. La diferencia S-P varía entre 1 y 2 seg.

Tiene un alto decaimiento de las altas frecuencias del espectro de la señal (Figura 78).

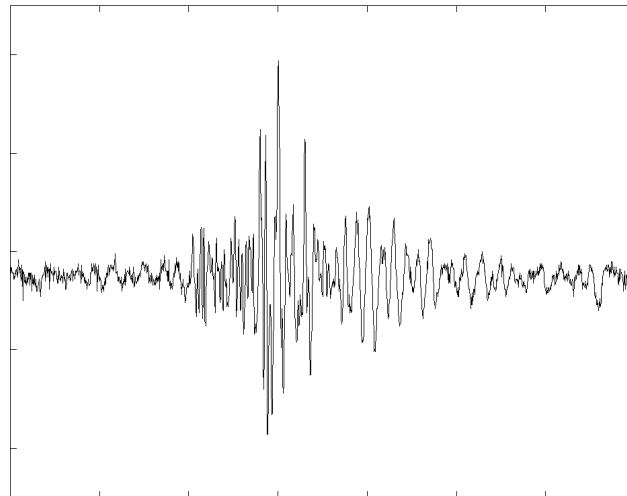


*Figura 78. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente NEG.*

### ***FUENTE NG***

#### **FAMILIA 1:**

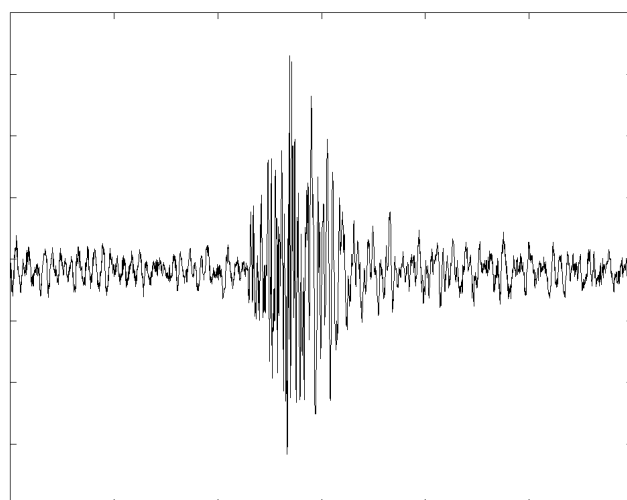
Se caracteriza por tener una impulsividad baja con polaridad no muy marcada descendente, el decaimiento de la envolvente de la señal es moderadamente exponencial. La diferencia S-P es predominantemente 1 seg. La amplitud de la onda P es menor con respecto a la onda S en todas las señales. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro de la señal es moderado. (Figura 79).



*Figura 79. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NG.*

#### FAMILIA 2:

Los sismos perteneciente a esta familia son de moderada impulsividad en su totalidad y polaridad descendente. El decaimiento de la envolvente es exponencial alto. La diferencia de los tiempo de arribo de S y P se encuentra en el rango de 1 a 1.5 seg. La amplitud de la onda S con respecto a la onda P es mayor en todos los casos. Tiene alto decaimiento de las altas frecuencias del espectro (Figura 80).

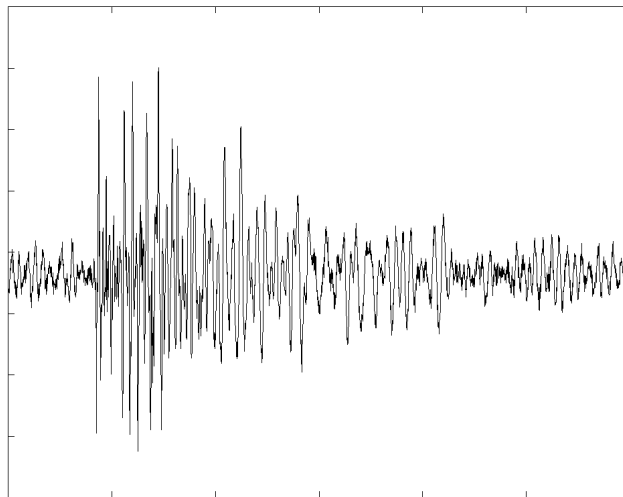


*Figura 80. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NG.*

## ***FUENTE NN***

### **FAMILIA 1:**

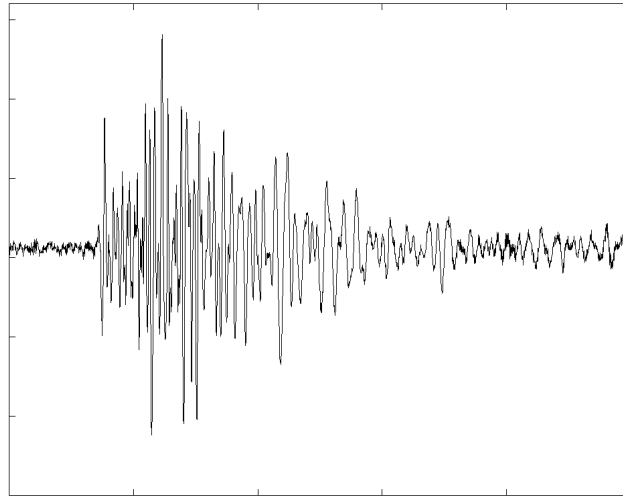
Esta familia se caracteriza por su alta impulsividad y una polaridad básicamente ascendente. El decaimiento de la envolvente oscila entre exponencial medio y bajo y la diferencia de los tiempos de arribo de las ondas S y P es de 1.25 seg. No existe diferencia entre las amplitudes de las ondas P y S. Tiene bajo decaimiento de las altas frecuencias del espectro de las señal (Figura 81).



**Figura 81.** Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NN.

### **FAMILIA 2:**

Presenta en su totalidad una impulsividad media con polaridades ascendentes. Tienen un decaimiento exponencial de su envolvente principalmente moderado y bajo. La diferencia S-P varía entre 1.25 y 1.3 seg. La amplitud de las ondas S es mayores que las ondas P. Tiene bajo decaimiento de las altas frecuencias del espectro de la señal (Figura 82).

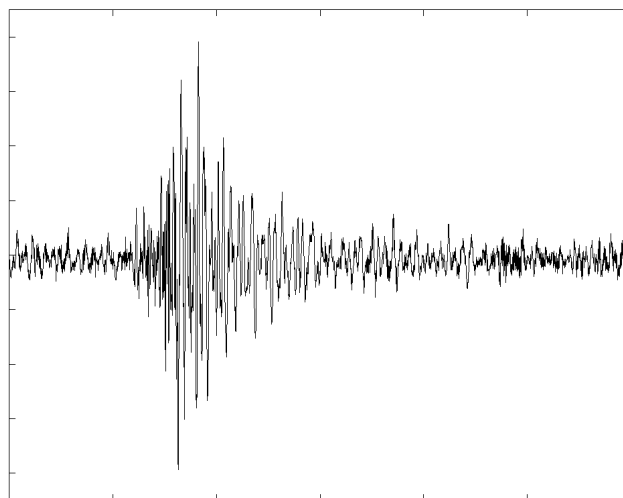


*Figura 82. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NN.*

### **FUENTE NP**

#### **FAMILIA 1:**

Se caracteriza por tener una impulsividad baja con polaridad ascendente, el decaimiento de la envolvente de la señal es medio y altamente exponencial. La diferencia de tiempo de los arribos de las ondas S y P se encuentra entre 1 y 1.75 seg. La amplitud de la onda P es menor con respecto a la onda S. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro es moderado (Figura 83).

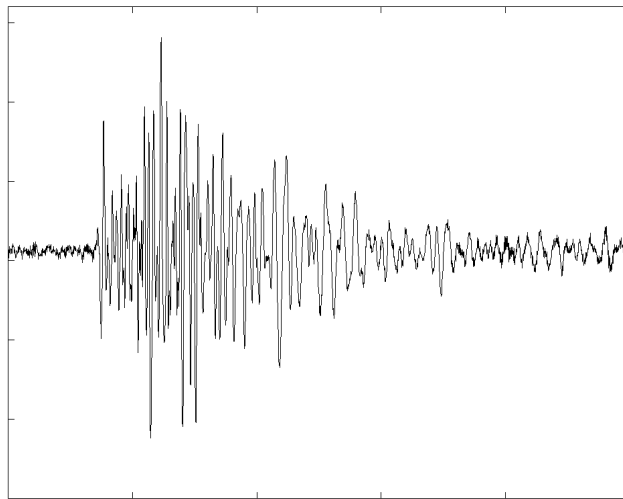


*Figura 83. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente NP.*



### FAMILIA 2:

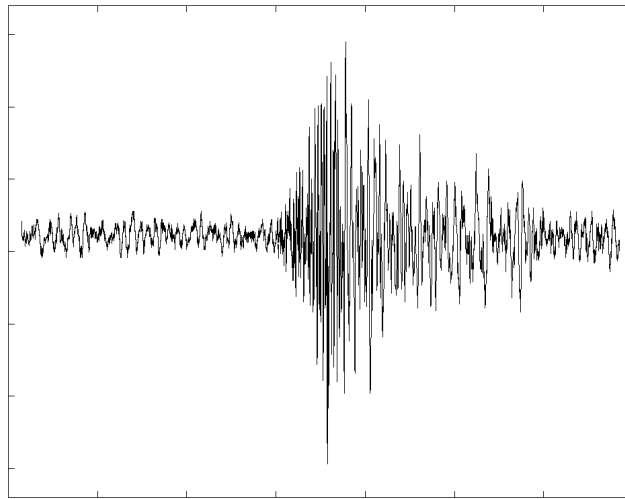
Los sismos perteneciente a esta familia son de moderada impulsividad y polaridad ascendente en la mayoría de las señales. El decaimiento de la envolvente es exponencial moderado. La diferencia de los tiempo de arribo de S y P se encuentra en el rango de 1 a 1.4 seg. La amplitud de la onda P con respecto a la onda S es menor en las señales. Tiene moderado decaimiento de las altas frecuencias del espectro (Figura 84).



*Figura 84. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente NP.*

### FAMILIA 3:

Son sismos totalmente emergentes y de polaridad esencialmente ascendente. El decaimiento de la envolvente es moderadamente exponencial. La diferencia tiempos de arribo de las ondas S y P está entre 1 y 1.5 seg. y la amplitud de la onda S es mayor en todos los casos. Tiene un decaimiento medio, y con algunos casos alto, de las altas frecuencias del espectro (Figura 85).



*Figura 85. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente NP.*

## **FUENTE OG**

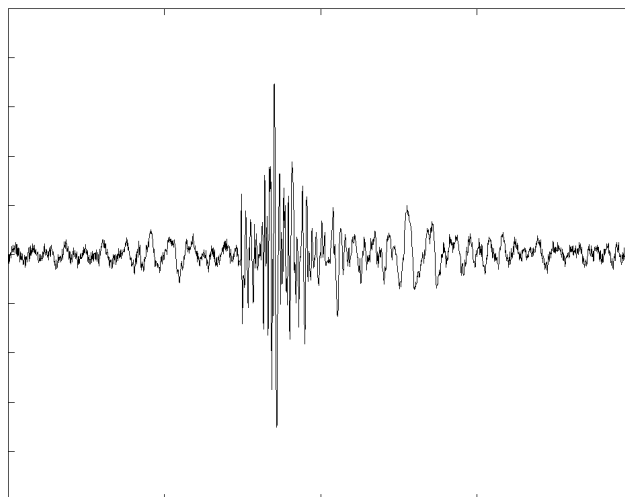
### **FAMILIA 1:**

Esta familia se caracterizó por tener sismos con impulsividad media y de polaridad mayormente ascendente. El decaimiento exponencial de la envolvente es predominantemente media y alta, la diferencia de tiempos de arribo de las ondas S con P está, para la mayoría de sismos, entre 0.7 y 1 seg. Las amplitudes de la onda P es aproximadamente en la mayoría de las señales, la mitad de la amplitud de la onda S. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro es bajo (Figura 86).

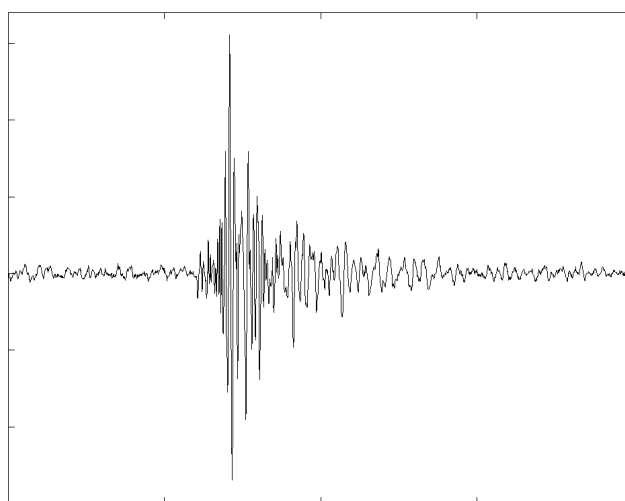
### **FAMILIA 2:**

Se caracteriza por tener una impulsividad baja con polaridad descendente y alguna sismicidad ascendente, el decaimiento de la envolvente de la señal es altamente exponencial. La diferencia S-P está predominantemente 0.5 y 1 seg. La amplitud de la

onda P es mucho menor con respecto a la onda S. Tiene moderado decaimiento de las altas frecuencias (Figura 87).



**Figura 86.** Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente OG.

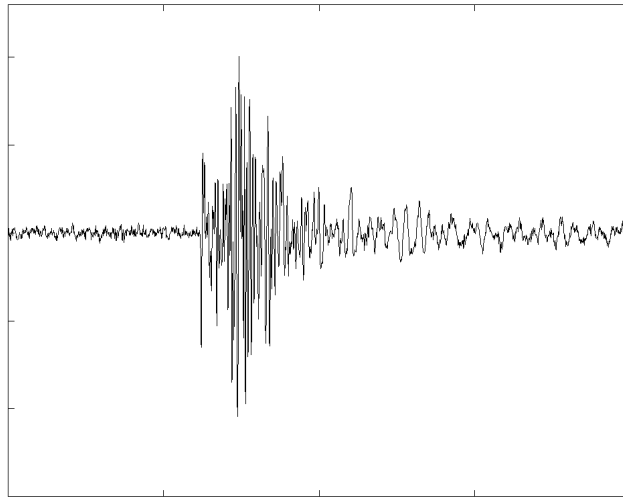


**Figura 87.** Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente OG.

### FAMILIA 3:

Los sismos perteneciente a esta familia son de impulsividad moderadamente alta en su totalidad y polaridad ascendente con muchos sismos de polaridad descendente. El

decaimiento de la envolvente es exponencial alto. La diferencia de los tiempo de arribo de S y P se encuentra en el rango de 0.7 a 1 seg. La amplitud de la onda S con respecto a la onda P es mayor en todos los casos en un 25% aproximadamente. Tiene decaimiento moderado de las altas frecuencias del espectro de la señal (Figura 88).



*Figura 88. Forma de onda característica de la familia 3 de la fuente OG.*

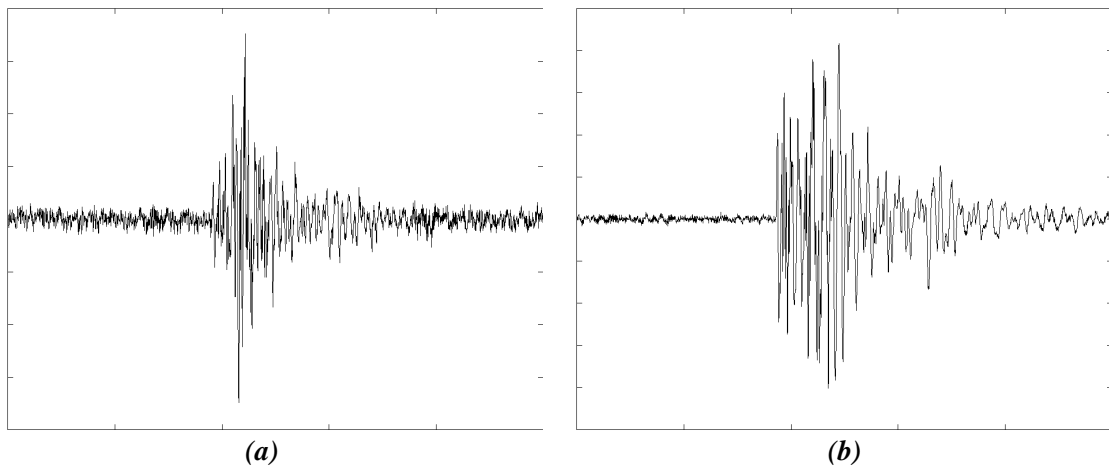
## **FUENTE S**

### **FAMILIA 1:**

En su mayoría es de impulsividad baja y de polaridad ascendente con alguna cantidad de señales descendentes. Se caracteriza por tener una envolvente con decaimiento medianamente exponencial y alto en algunos casos. La diferencia S-P está entre 1 y 1.25 seg. Las ondas S tienen predominantemente una amplitud mayor que la de las ondas P. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro es bajo (Figura 89a).

**FAMILIA 2:**

Presenta en su totalidad una impulsividad moderada con polaridades ascendentes y descendentes. Tienen un decaimiento exponencial de su envolvente principalmente moderado y alto. La diferencia S-P es de 1 seg. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro es moderado (Figura 89b).

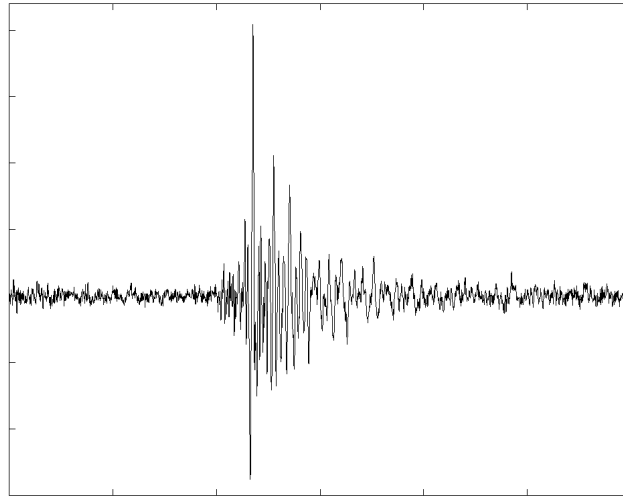


**Figura 89.** Formas de onda características de la fuente S. (a). Familia 1. (b). Familia 2.

**FUENTE SE**

**FAMILIA 1:**

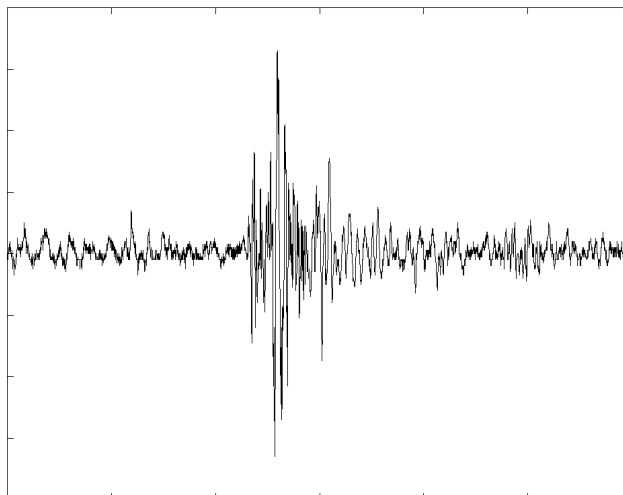
Esta familia se caracterizó por tener sismos con baja impulsividad y con polaridades variando entre ascendentes y descendentes. El decaimiento exponencial de la envolvente es predominantemente alto y medio, la diferencia de tiempos de arribo de las ondas S con P es de, para la mayoría de sismos, de 1 seg. Las amplitudes de la onda P es menor a la amplitud de la onda S. Tiene bajo decaimiento de las altas frecuencias (Figura 90).



*Figura 90. Forma de onda característica de la familia 1 de la fuente SE.*

FAMILIA 2:

Se caracteriza por tener una impulsividad relativamente media con polaridad ascendente, el decaimiento de la envolvente de la señal es altamente exponencial. La diferencia de tiempo de los arribos de las ondas S y P se encuentra entre 0.8 y 1 seg. La amplitud de la onda P es menor con respecto a la onda S. El decaimiento de las altas frecuencias del espectro es moderado (Figura 91).



*Figura 91.. Forma de onda característica de la familia 2 de la fuente SE.*

### 5.5.1 Grado de Parentesco

Los valores resultantes de la aplicación de la función de correlación cruzada para determinar el grado de parentesco entre los sismos correspondientes a las muestras escogidas de cada familia (Anexo E) se consigna en el Anexo F y las características encontradas en este proceso se describen a continuación.

La correlación aplicada a los sismos de la familia 1 de la fuente CG indica un alto grado de parentesco (Cuadro 6) [Alexander, 1999], ya que los valores obtenidos varían entre 0.71 a 0.90 en cuanto a forma de onda y entre 0.81 a 0.96 en relación a los espectros de energía.

La familia 2 de la fuente CG presenta una correlación principalmente moderada, ya que los resultados varían entre 0.40 y 0.70 en cuanto a la forma de onda y una correlación alta para los espectros de energía que varía entre 0.70 a 0.95.

Respecto a las familias 3 y 4 de esta misma fuente, los valores de correlación pueden catalogarse como moderados, entre 0.40 y 0.70, en su mayoría, para la forma de onda y altos en relación a los espectros de energía,  $>0.70$ .

Se observó que la correlación es mayor, para los sismos de esta fuente, en relación con la aplicación de la función a la onda P que para la aplicación de la misma a toda la señal.

La correlación aplicada a los sismos de la familia 1 de la fuente NEG indica un moderado a alto grado de parentesco, ya que, los valores obtenidos varían entre 0.40 a 0.90 en cuanto a forma de onda y entre 0.81 a 0.99 en relación a los espectros de energía.

Las familias 2 y 3 de la fuente NEG presenta una correlación principalmente moderada, ya que los resultados varían entre 0.38 y 0.60 en cuanto a la forma de onda y una correlación alta para los espectros que varía entre 0.70 a 0.87.

Los valores de la correlación para la fuente NEG aplicada tanto a las ondas P como para toda la señal es muy semejante, lo que indica que la coincidencia en la forma de onda es buena para toda la longitud de la señal.

Las familias 1 y 2 de la fuente NG presenta una correlación moderada, en su mayoría, entre 0.39 y 0.60 en cuanto a la forma de onda y una correlación alta para los espectros que varía entre 0.70 a 0.86.

La correlación aplicada a los sismos de las familias 1 y 2 de la fuente NN indica principalmente un alto grado de parentesco, ya que, los valores obtenidos varían entre 0.60 a 0.87 en cuanto a forma de onda y entre 0.76 a 0.96 en relación a los espectros. Las familias de la fuente NN presentan un grado levemente mayor de correlación en la forma de la onda P que para la totalidad de la señal.



Las familias 1, 2 y 3 de la fuente OG presentan una correlación moderada a alta, ya que los resultados varían entre 0.40 y 0.94, presentándose valores que corresponden a una correlación muy fuerte (0.94) (Cuadro 6), en cuanto a la forma de onda y una correlación alta para los espectros que varía entre 0.90 a 0.97. Las familias 1 y 3 de la fuente OG presentan valores de correlación similar en relación a la forma de la onda P y la forma de la señal en su totalidad, en cuanto a la familia 2, presenta mayor grado de correlación en la forma de la onda P que en la totalidad de la señal.

La correlación aplicada a los sismos de las familias 1, 2 y 3 de la fuente NP indica un moderado grado de parentesco, arrojando valores que varían entre 0.40 a 0.58, esencialmente, en cuanto a forma de onda y entre 0.74 a 0.87 en relación a los espectros. Las familias 2 y 3 de la fuente NP presentan mayor correlación en relación a la forma de la onda P y la forma de la señal en su totalidad, y la familia 2, presenta similar grado de correlación en la forma de la onda P y que en la totalidad de la señal.

Las familias 1 y 2 de la fuente S muestran una correlación moderada a alta, puesto que los resultados varían entre 0.43 a 0.79 en cuanto a la forma de onda y una correlación alta para los espectros que varía entre 0.77 a 0.93. Las familias de la fuente S indican un mayor grado de correlación en la forma de la onda P.

Las familias 1 y 2 de la fuente SE presentan una correlación moderada a alta, puesto que en relación a la forma de onda, los resultados varían entre 0.41 a 0.79 en cuanto a la forma de onda y una correlación, para los espectros, que varía entre 0.76 a 0.96. Las familias de

la fuente SE muestran un mayor grado de correlación en la forma de la onda P, más que en la totalidad de la señal.

Valores de correlación altos y muy altos ( $\geq 0.95$ ) se pueden encontrar fácilmente para dos señales sintéticas o ser necesarios de este nivel para ser aceptables en otras ciencias diferentes a la sismología [Walpole, R., Meyers, R. y Meyers, S., 1998], sin embargo, al tratar variables tan complejas como son las señales sísmicas se puede considerar un nivel de correlación aceptable para valores más bajos (entre 0.40 y 0.80).

Además hay que tener en cuenta que valores de correlación altos o muy altos se logran con señales de sismos grandes ( $\text{mag} > 3$ ) debido a que reflejan muy poco los efectos de sitio y recorrido, pero debido a que estas señales se saturan en los registros digitales se vio la obligación de trabajar con señales pertenecientes a sismos de magnitud más baja ( $\text{mag} < 2$ ).

En general y a pesar de analizar señales de sismos de baja magnitud no se encontraron valores bajos de correlación ( $< 0.38$ ) para formas de onda P, para la señal completa ni para espectros de energía, y se encontraron algunos valores de correlación muy fuerte (0.94) para formas de onda lo mismo que para espectros (0.99). Básicamente estos valores de correlación para todas las familias de la fuentes se ubicaron entre 0.40 a 0.9 lo cual los clasifica como moderados y altos lo que dio validez al proceso de selección de familias empleado.

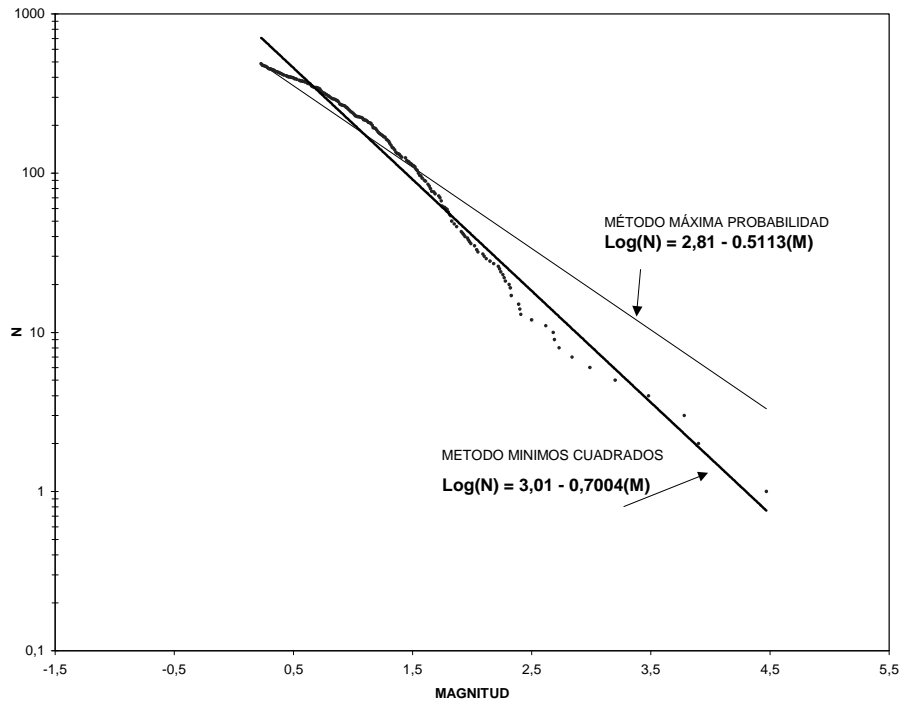
## 5.6 RELACIÓN DE RECURRENCIA Y MAGNITUD MÁXIMA PROBABLE

El parámetro ‘b’ de las fuentes NG, NN, NP, NEG, S y SE (Cuadro 16, Figuras 92 a 97) está comprendido en el rango de valores de  $0.5 \leq b \leq 0.7$  aproximadamente, valores considerados bajos que indican que el medio en el cual se produjeron estos sismos puede presentar una moderada homogeneidad produciendo una gran resistencia al estado de esfuerzos y tensiones originados sobre este medio lo cual contribuye a que en el evento de liberarse esta concentración de esfuerzos podría originarse sismos de gran magnitud. Por lo tanto estas fuentes pueden estar relacionadas con actividad sísmica de mayor magnitud, dejando de producir sismos de menor tamaño debido a la gran resistencia del medio.

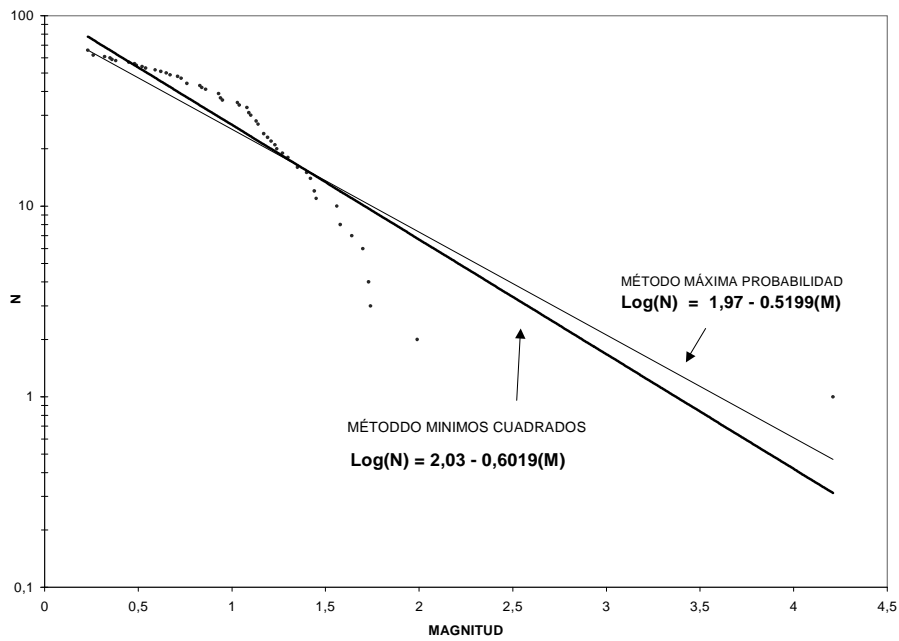
Cuadro 16. Relación de Gutenberg y Richter aplicado a cada fuente sismogénica.

FUENTE	MÉTODO MÍNIMOS CUADRADOS	PARÁMETRO 'b'
CG	Log (N) = 2,93 - 0,9012(M)	0,90
NEG	Log (N) = 2,88 - 0,7470(M)	0,75
NG	Log (N) = 3,01 - 0,7004(M)	0,70
NN	Log (N) = 2,03 - 0,6019(M)	0,60
NP	Log (N) = 2,97 - 0,6969(M)	0,70
OG	Log (N) = 2,88 - 0,9724(M)	0,97
S	Log (N) = 2,23 - 0,7378(M)	0,74
SE	Log (N) = 2,38 - 0,7067(M)	0,71

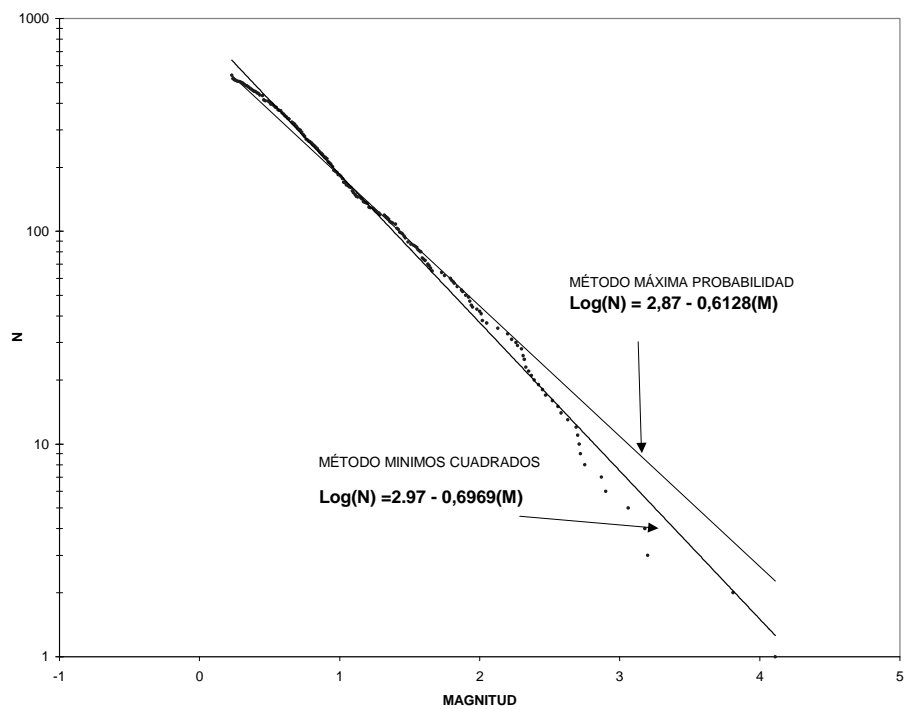
Esto se puede observar en la mayor ocurrencia de sismos con magnitudes relativamente moderadas ( $1 \leq M \leq 2$ ), relacionado con actividad sísmica VT, y presencia de magnitudes mayores (Fuente NG abril 27 de 1993 con magnitud de duración 4.2 en la escala de Richter,



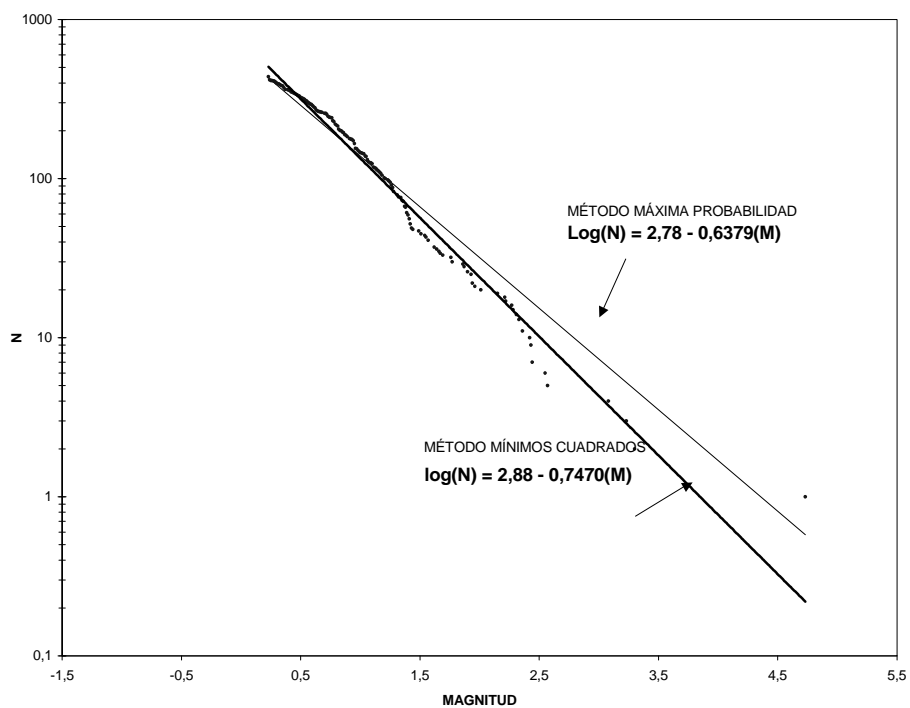
*Figura 92. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente NG, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*



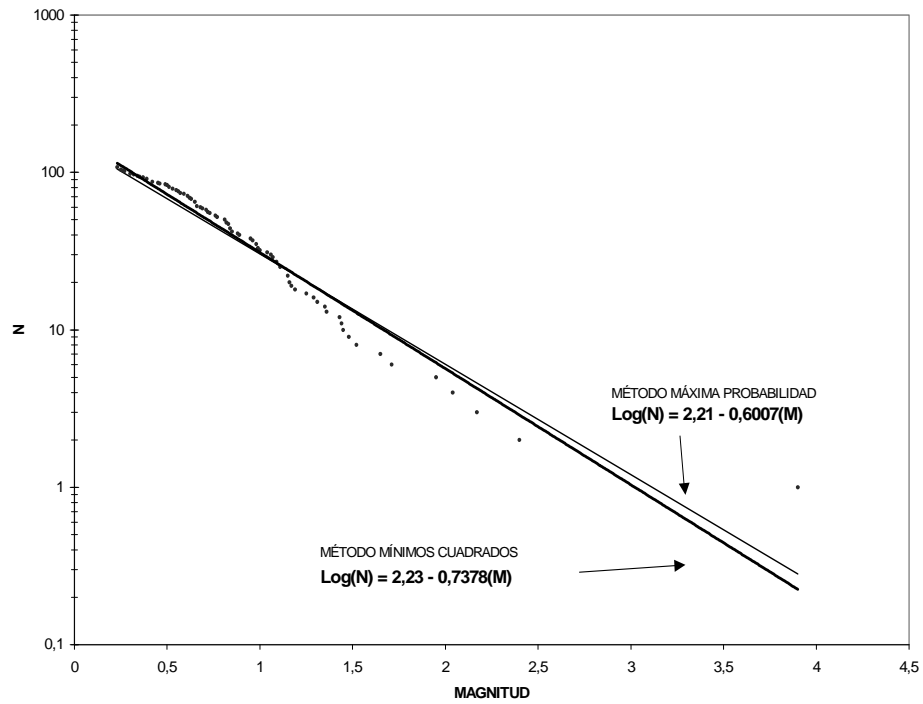
*Figura 93. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente NN, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*



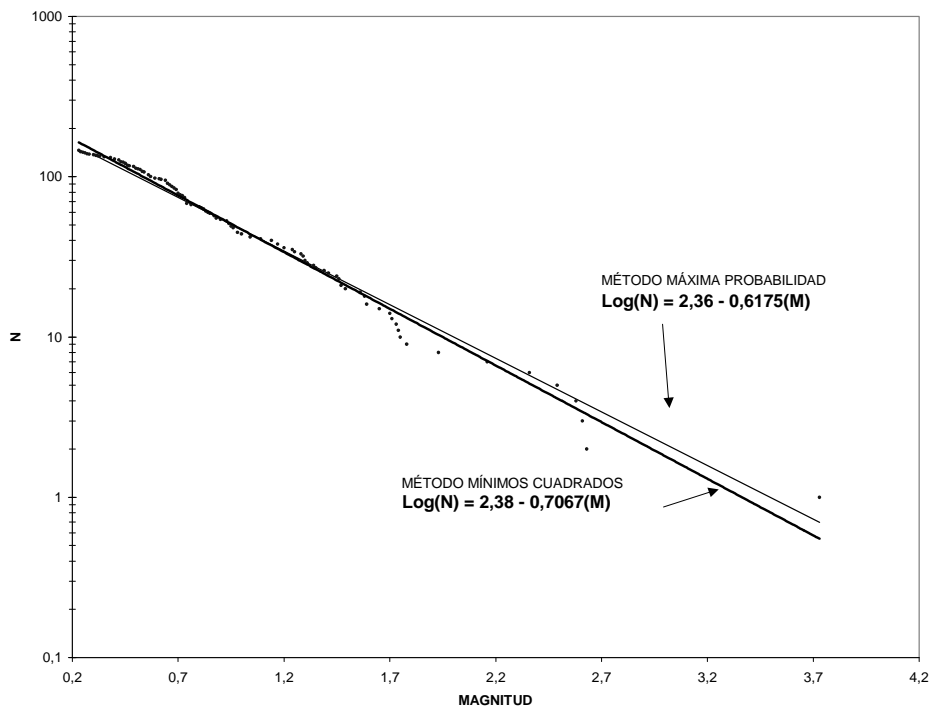
*Figura 94. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente NP, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*



*Figura 95. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente NEG, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*



*Figura 96. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente S, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*



*Figura 97. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente SE, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*

Noviembre 24 de 1993 con magnitud de 4.5; Fuente NEG marzo 4 de 1995 con magnitud de 4.7), las cuales no se han presentado en las fuentes con parámetro  $b$  relativamente alto (Fuentes OG y CG). En las Figuras 98, 99 y 100, se relaciona magnitud con ocurrencia de eventos para todas las fuentes. En la Figura 98 y 99 se observa un mayor porcentaje de sismicidad con magnitudes entre 1 y 3 (85% aprox.), presentándose cierta cantidad de sismos con magnitud mayor que 3 y menor que 5, las cuales no se presentan en las fuentes de parámetro  $b$  alto (Figura 100).

Estas fuentes con parámetro  $b$  bajo, se caracterizan además por su mayor distancia al cráter en comparación con las fuentes de parámetro  $b$  alto (Figura 101) y por la predominancia de profundidades mayores. En la Figura 101 se observa que las fuentes NG, NN, NP, NEG tiene profundidades comprendidas básicamente entre 4 y 8 Km, siendo la fuente NP la que tiene un mayor número de sismos con profundidades mayores de 8 Km. La fuente SE tiene un gradual aumento de la profundidad hasta los 8 Km después de los cuales la sismicidad es escasa. En la fuente S se pueden observar dos grandes agrupaciones en profundidad, una desde 0 a 3 Km y otra desde 4 a 8 Km después de la cual, al igual que la fuente SE, es casi nula la actividad sísmica registrada.

El parámetro  $b$  de las fuentes OG y CG, muy cercanas del cráter, (Cuadro 16, Figuras 102 y 103) es relativamente alto ( $b > 0.9$ ) lo que indica que el medio donde se produjo la sismicidad relacionada con estas fuentes es relativamente heterogéneo donde las rocas tienden a ser débiles, lo cual coincide con la consideración del volcán Galeras como un

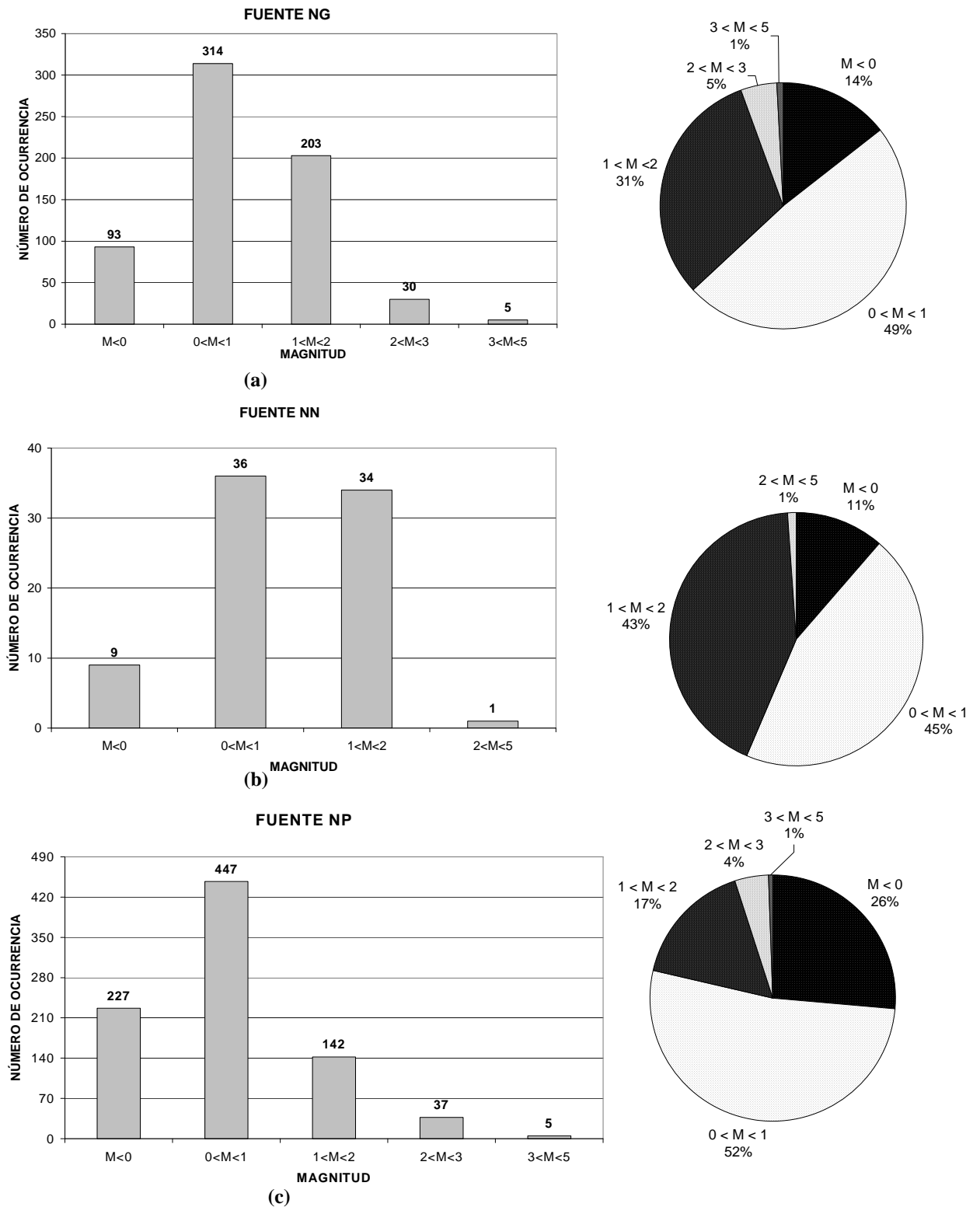


Figura 98. Fuentes sismogénicas con parámetro “b” bajo. (a). Fuente NG. (b). Fuente NN. (c). Fuente NP.



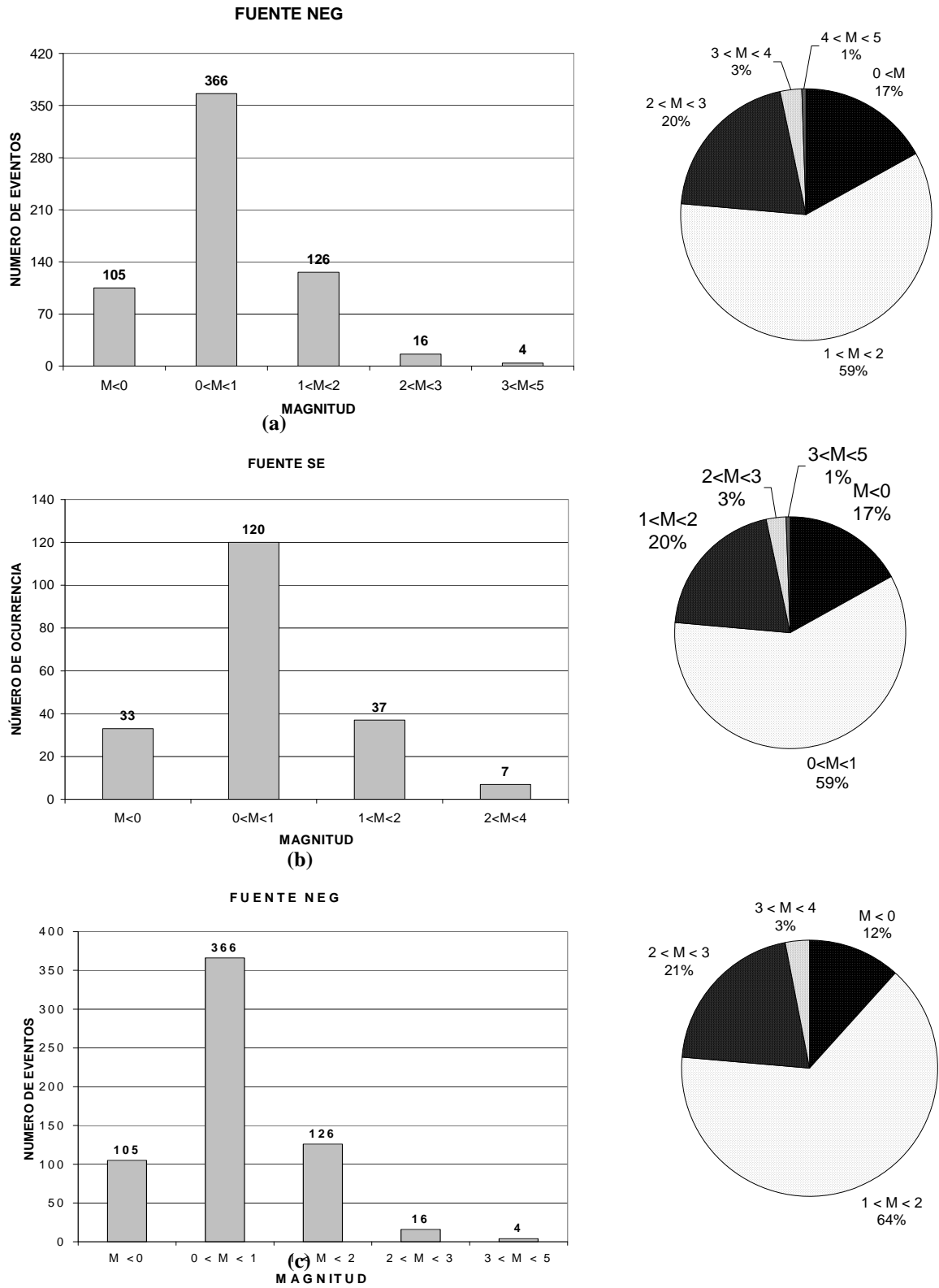


Figura 99. Fuentes sísmogénicas con parámetro “b” bajo. (a). Fuente NEG. (b). Fuente SE. (c). Fuente S.

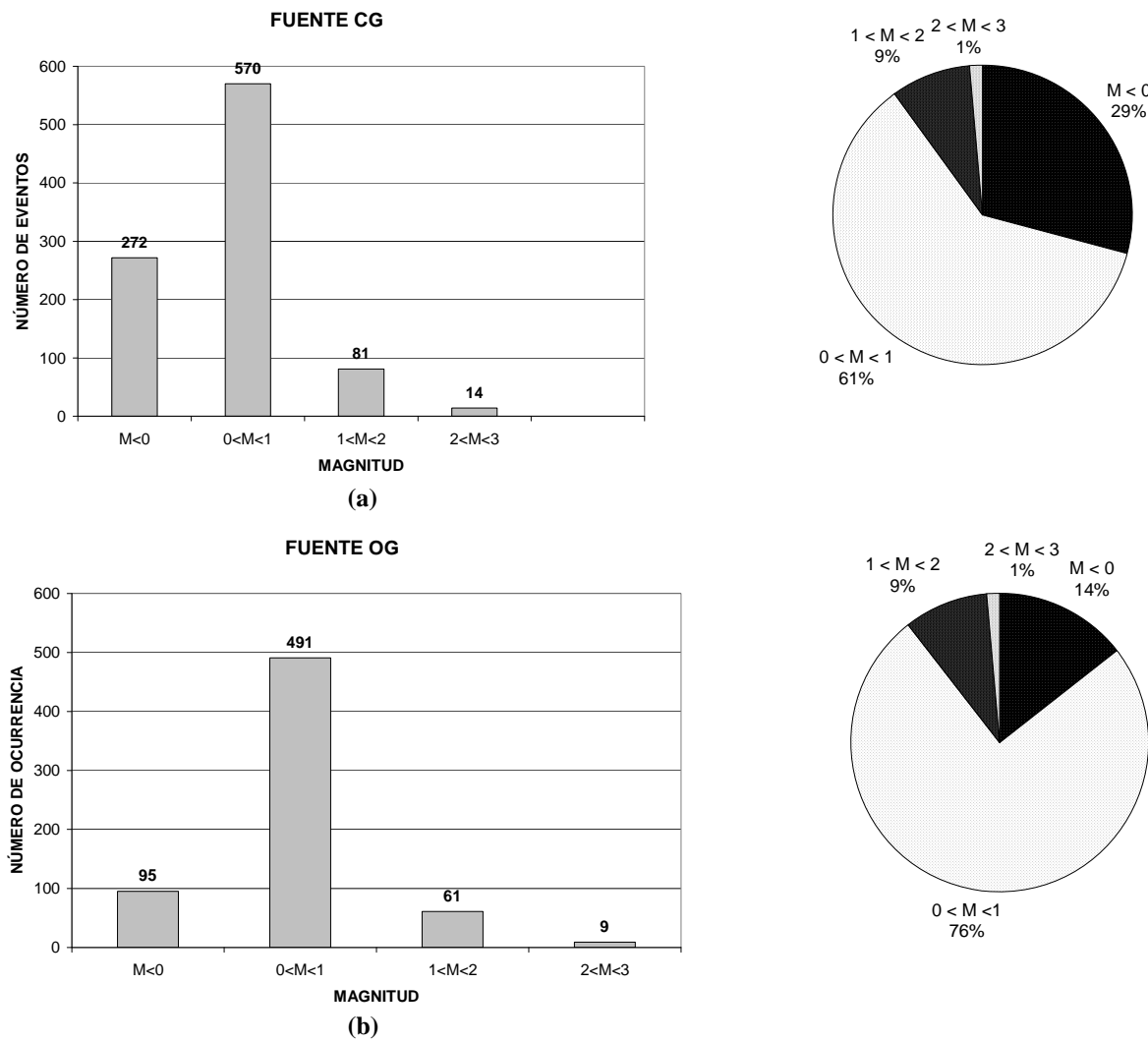


Figura 100. Fuentes sísmogénicas con parámetro “b” alto. (a). Fuente CG. (b). Fuente OG.



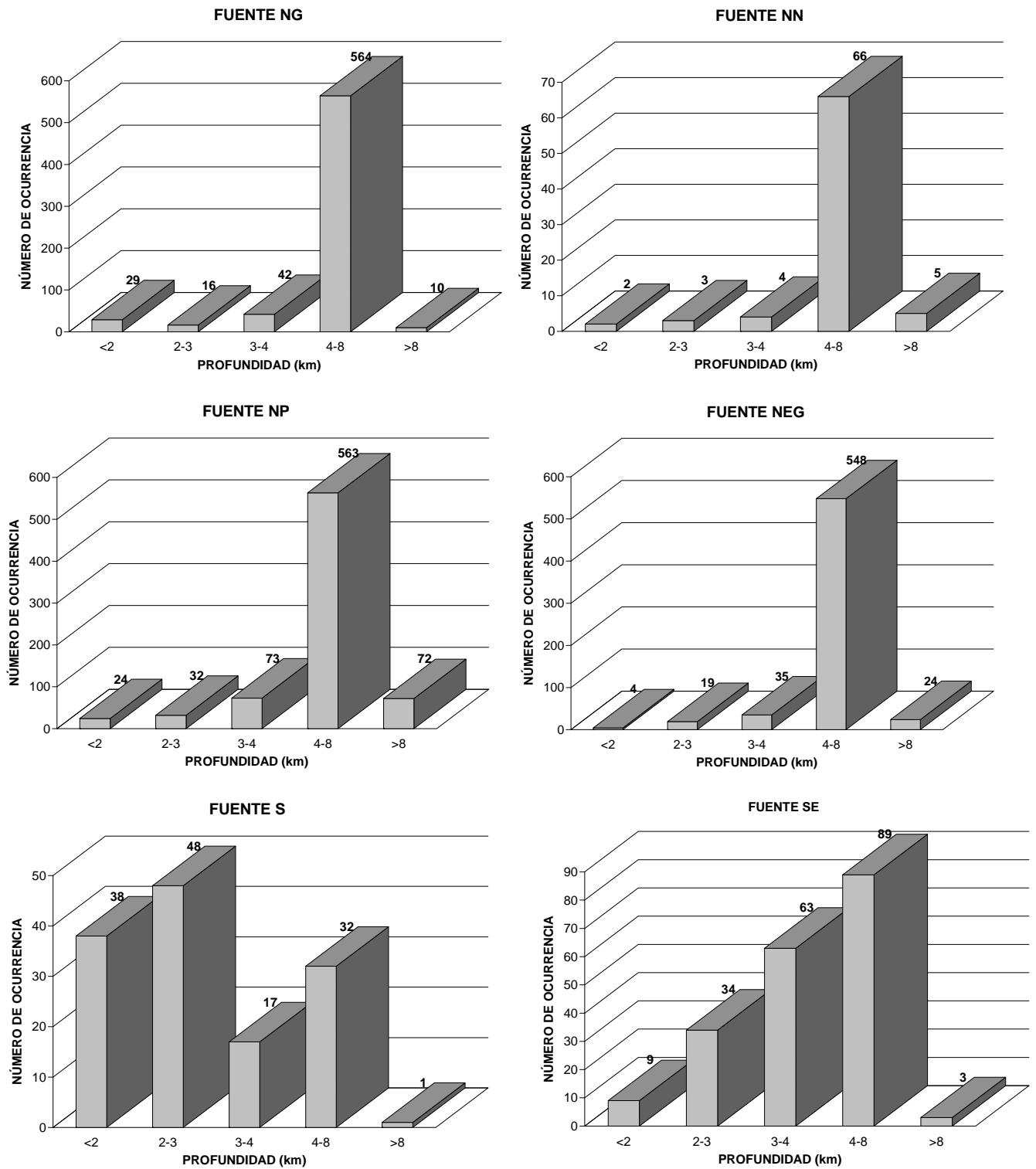
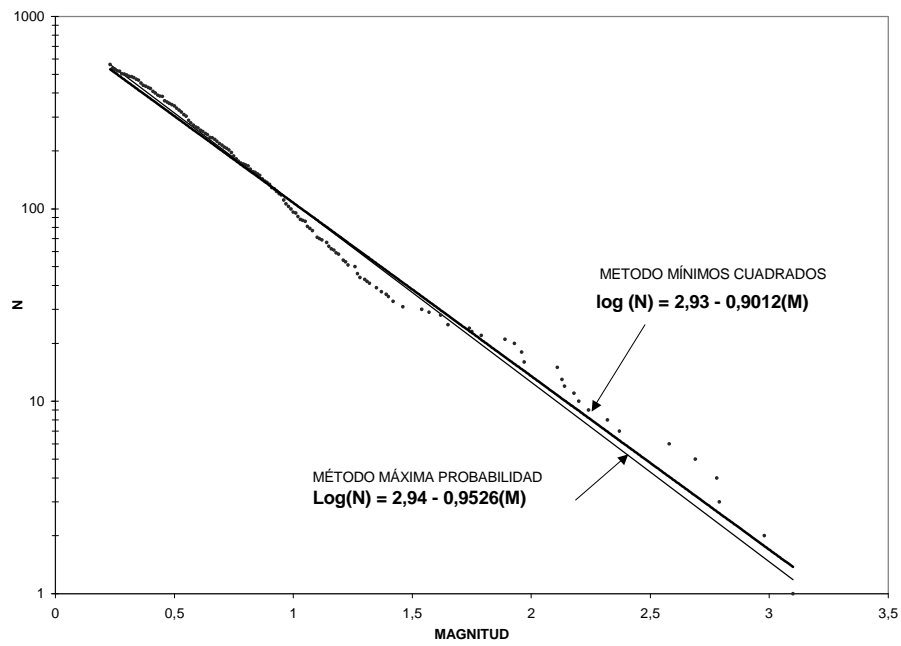
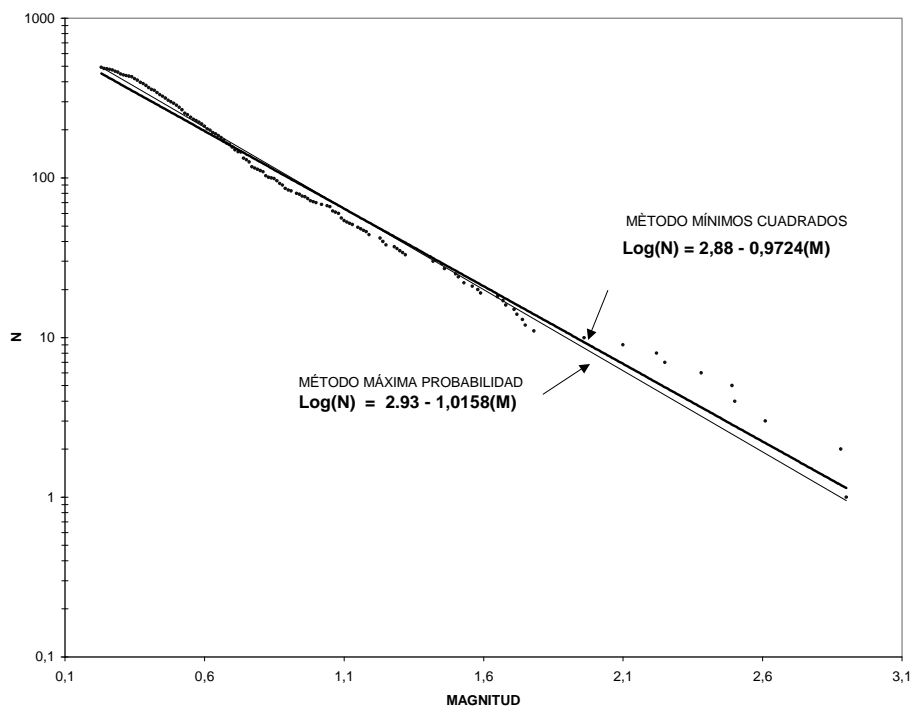


Figura 101. Relación de frecuencia de ocurrencia de sismos contra profundidad para las fuentes sísmogénicas con parámetro "b" bajo.





*Figura 102. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente CG, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*



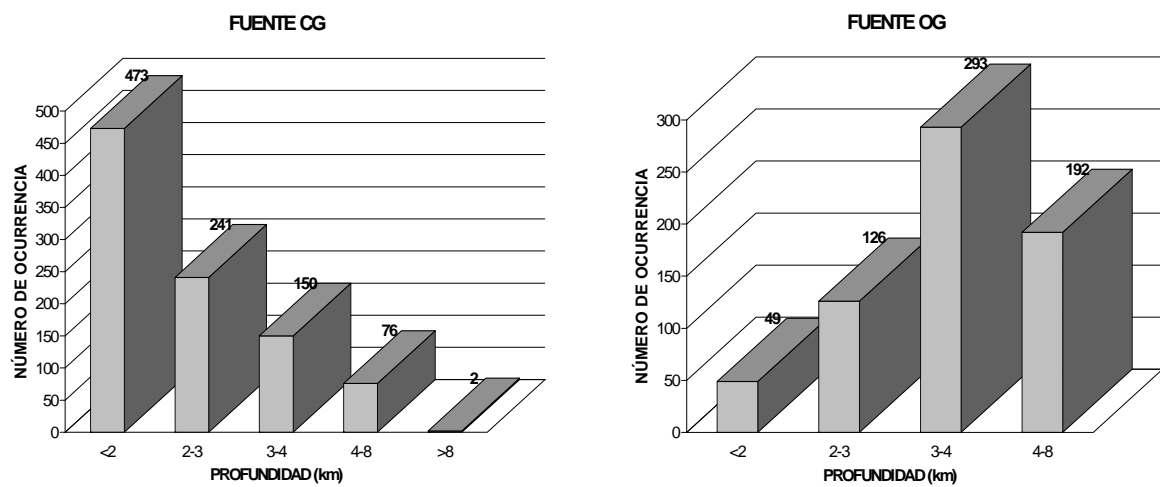
*Figura 103. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la fuente OG, para el periodo de 1989 a agosto de 2001.*

estratovolcán, es decir, formado por la acumulación en forma de estratos de cenizas y otros materiales expulsados durante erupciones [Artunduaga, A., y Cortés G., 1997].

La fragilidad y heterogeneidad de este medio facilita el fracturamiento de la roca y por lo tanto liberación de esfuerzos con muy poca acumulación de tensiones, generando actividad sísmica con magnitudes pequeñas y en gran número [Mogi 1962, 1963; en Casas, L., 1991]. En la Figura 100, se observa la gran cantidad de sismos con magnitudes pequeñas ( $M < 1$ ), la poca ocurrencia de sismos mayores que dos y la casi nula existencia de sismos mayores que tres corroborando lo anteriormente planteado.

Las fuentes OG y CG, además, se caracterizan por la poca profundidad de los sismos en comparación con las demás fuentes caracterizadas por el parámetro  $b$  bajo. En la Figura 104 se puede observar la gran cantidad de sismos superficiales de la fuente CG y su reducción a medida que aumenta la profundidad. La fuente OG se caracteriza por la concentración de sismos entre 2 y 8 Km siendo mayor entre 3 y 4 Km y nulo a mayor de 8 Km

Por medio del método de Máxima Probabilidad se encontró que las mayores magnitudes probables (MMP) fueron aquellas relacionadas con las fuentes que arrojaron menores valores del parámetro  $b$  y mayores profundidades, fuente NG MMP=5.5; NP, MMP=4.7; NEG, MMP=4.4; SE, MMP=3.8; NN, MMP=3.8; S MMP=3.7 (Cuadro 17, Figuras 92 a 97).



*Figura 104. Relación de frecuencia de ocurrencia de sismos contra profundidad para las fuentes sismogénicas con parámetro “b” alto.*



**Cuadro 17.** Método de Utsu o de la Máxima Probabilidad aplicado a cada fuente sismogénica.

FUENTE	MÉTODO MÁXIMA PROBABILIDAD	MAGNITUD MÁX. ESPERADA
<i>NG</i>	$\text{Log}(N) = 2,81 - 0,5113(M)$	5,5
<i>NP</i>	$\text{Log}(N) = 2,87 - 0,6128(M)$	4,7
<i>NEG</i>	$\text{Log}(N) = 2,78 - 0,6379(M)$	4,4
<i>SE</i>	$\text{Log}(N) = 2,36 - 0,6175(M)$	3,8
<i>NN</i>	$\text{Log}(N) = 1,97 - 0,5199(M)$	3,8
<i>CG</i>	$\text{Log}(N) = 2,94 - 0,9526(M)$	3,1
<i>S</i>	$\text{Log}(N) = 2,21 - 0,6007(M)$	3,7
<i>OG</i>	$\text{Log}(N) = 2,93 - 1,0158(M)$	2,9

En algunos estudios se ha planteado que es ésta es una condición crítica ya que al incrementarse la magnitud de los sismos los daños que pueden ocasionar son mayores ya que se incrementa la severidad sísmica.

Por el mismo método se obtuvo un valor de magnitud máxima probable de 3.1 para la fuente CG y de 2.9 para la fuente OG (Cuadro 17, Figuras 102 y 103). Se observa que las fuentes más superficiales alcanzaron valores de magnitud máxima probable menor que las fuentes de mayor profundidad y menor parámetro *b*.

## 5.7 PARÁMETROS CINEMÁTICOS

Los parámetros cinemáticos como el patrones de radiación, factor de calidad de atenuación anelástica del medio, las incertidumbres del modelo de corteza y velocidades (Cuadro 1), necesarios para la entrada de datos en el programa CINEMATI, fueron supuestos ya que no

existen datos precisos de estudios realizados para su determinación. Sin embargo estas suposiciones se basaron en recomendaciones de algunos autores como Dimaté y Gil (Dimaté, 1988; Gil, 1990; En Alexander 1999).

Teniendo en cuenta lo anterior, los resultados obtenidos se consideran como relativos, permitiendo fijar órdenes de magnitud para comparaciones con otros estudios. En la Cuadro 18 se pueden observar los valores mínimos y máximos de los parámetros cinemáticos para todas la fuentes. En el Anexo J se consignan los resultados de los parámetros cinemáticos para factores de calidad aparente (Q) de 15, 40 y 100.

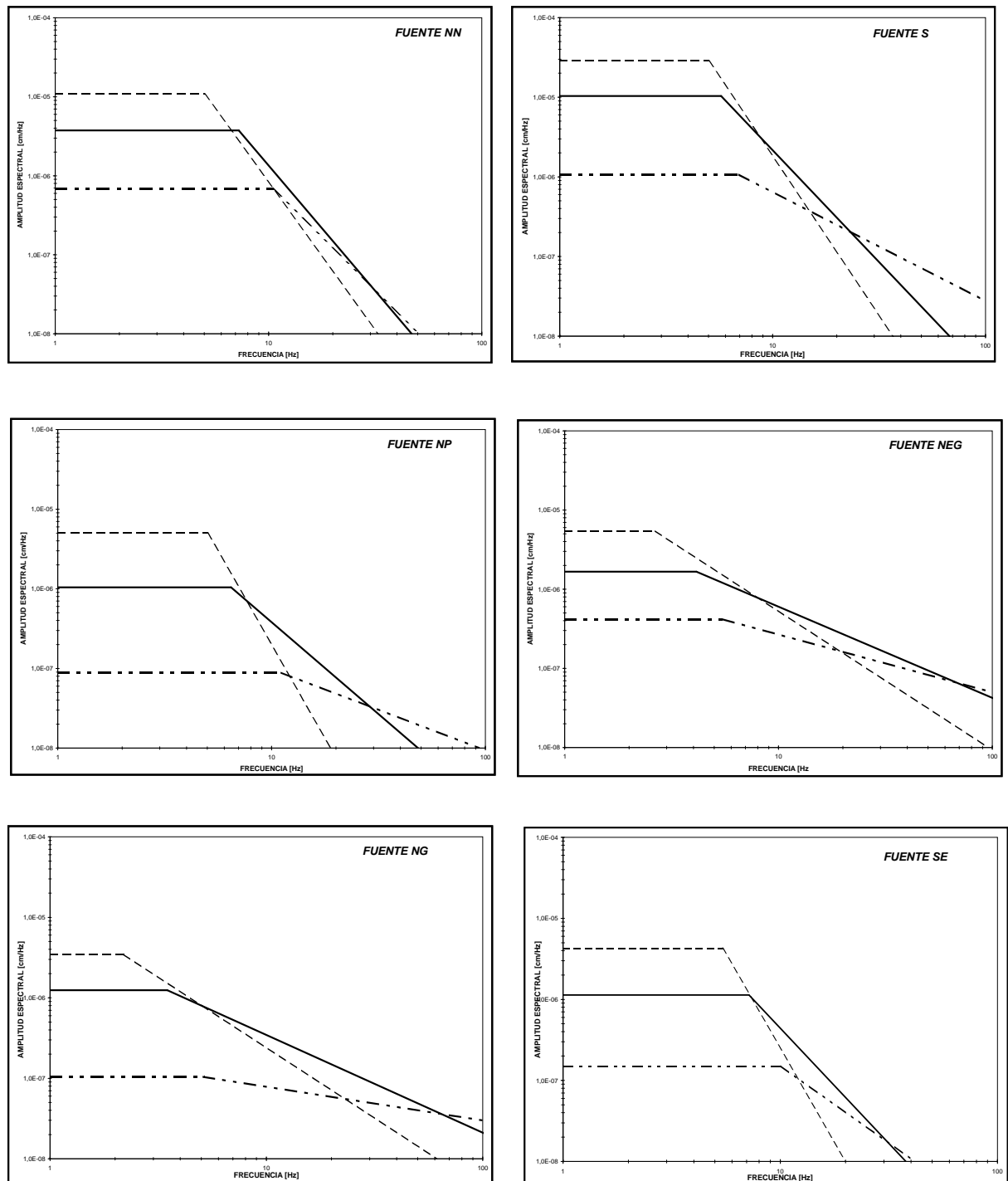
En este Cuadro se puede observar que la fuente con amplitud espectral más baja en la parte plana de las bajas frecuencias es la fuente CG ( $\Omega = 3.23 \times 10^{-8}$ ), además tiene una de las frecuencias de esquina más alta ( $F_c = 15.95$  Hz) después de la OG con 19.72 Hz y por ende tienen la más bajas longitudes de plano de fallamiento (163.44 m y 139.75 m respectivamente). Así mismo la fuente CG tiene la caída de esfuerzo más bajo (0.0018 bares) y el valor de dislocación o desplazamiento medio del plano de falla más bajo (0.0002 cm). Estos valores se ven reflejados en que estas fuentes son en promedio las menos energéticas. Las fuentes NN y S, tienen las amplitudes espectrales de la parte plana más altas ( $1.08 \times 10^{-5}$  y  $2.86 \times 10^{-5}$  cm/Hz), las fuentes NEG y NG tienen las frecuencias de esquina más bajas de todas la fuentes (2.65 y 2.19 respectivamente) (Figuras 105 a 107), lo cual se ve reflejado en las más grandes longitudes de ruptura del plano de falla (1122.44 m para la NEG y 1358.66 m para la NG), siendo estas después de la NN y S la más energéticas en promedio.

**Cuadro 18** . Rangos máximos y mínimos de parámetros cinemáticos para las fuentes sismogénicas.

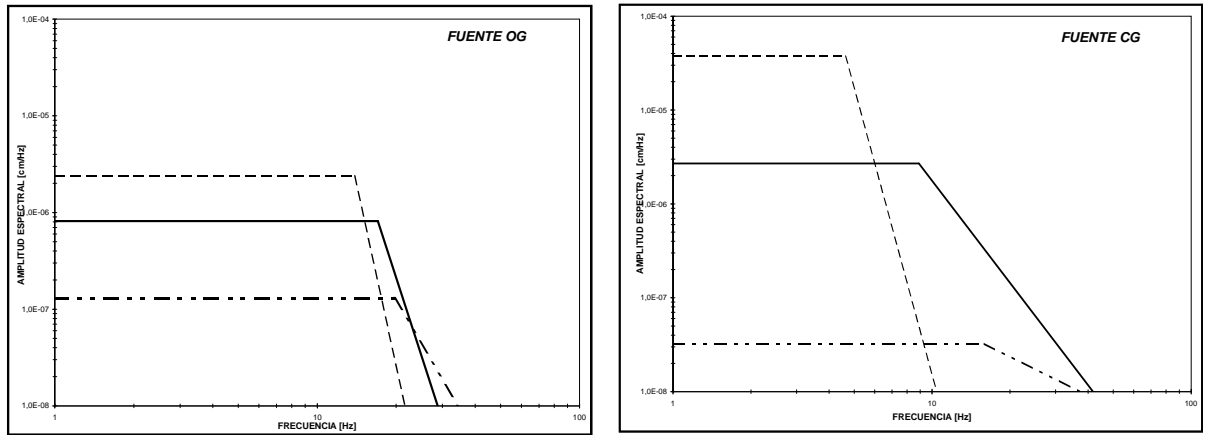
PARÁMETRO	FUENTE CG		FUENTE NEG		FUENTE NG		FUENTE NN	
	MÁX	MÍN	MÁX	MÍN	MÁX	MÍN	MÁX	MÍN
<b><i>Fc [Hz]</i></b>	15,950	4,633	5,520	2,654	5,125	2,193	10,434	5,017
<b><i>Ω [cm/Hz]</i></b>	3,74E-05	3,23E-08	5,46E-06	4,17E-07	3,45E-06	1,04E-07	1,08E-05	6,86E-07
<b><i>m</i></b>	-1,39	-10,15	-0,73	-1,76	-0,42	-1,76	-2,66	-3,72
<b><i>Mo [dn-cm]</i></b>	1,13E+19	1,59E+16	3,61E+19	2,08E+18	1,23E+19	5,64E+17	6,36E+19	3,21E+18
<b><i>Mw</i></b>	2,0	0,1	2,3	1,5	2,0	1,1	2,5	1,6
<b><i>L [m]</i></b>	562,65	163,44	1122,44	539,75	1358,66	581,36	593,83	285,56
<b><i>Δu [cm]</i></b>	0,0566	0,0002	0,1008	0,0026	0,0140	0,0015	0,2967	0,0087
<b><i>Δσ [bares]</i></b>	0,4949	0,0018	0,6322	0,0089	0,0679	0,0040	3,2474	0,0537

PARÁMETRO	FUENTE NP		FUENTE OG		FUENTE S		FUENTE SE	
	MÁX	MÍN	MÁX	MÍN	MÁX	MÍN	MÁX	MÍN
<b><i>Fc [Hz]</i></b>	11,119	5,017	19,721	13,895	6,971	5,017	10,107	5,433
<b><i>Ω [cm/Hz]</i></b>	5,03E-06	8,86E-08	2,38E-06	1,30E-07	2,86E-05	1,07E-06	4,28E-06	1,50E-07
<b><i>m</i></b>	-1,03	-4,69	-4,57	-12,37	-1,37	-3,99	-1,92	-4,64
<b><i>Mo [dn-cm]</i></b>	3,39E+19	5,40E+17	4,75E+18	3,40E+17	4,82E+19	1,13E+18	8,78E+18	3,49E+17
<b><i>Mw</i></b>	2,3	1,1	1,8	1,0	2,4	1,3	1,9	1,0
<b><i>L [m]</i></b>	593,83	267,94	198,34	139,75	549,30	395,32	531,22	272,68
<b><i>Δu [cm]</i></b>	0,0919	0,0021	0,2312	0,0167	0,2178	0,0055	0,0422	0,0018
<b><i>Δσ [bares]</i></b>	0,8061	0,0139	4,9805	0,3275	1,2926	0,0334	0,3468	0,0149

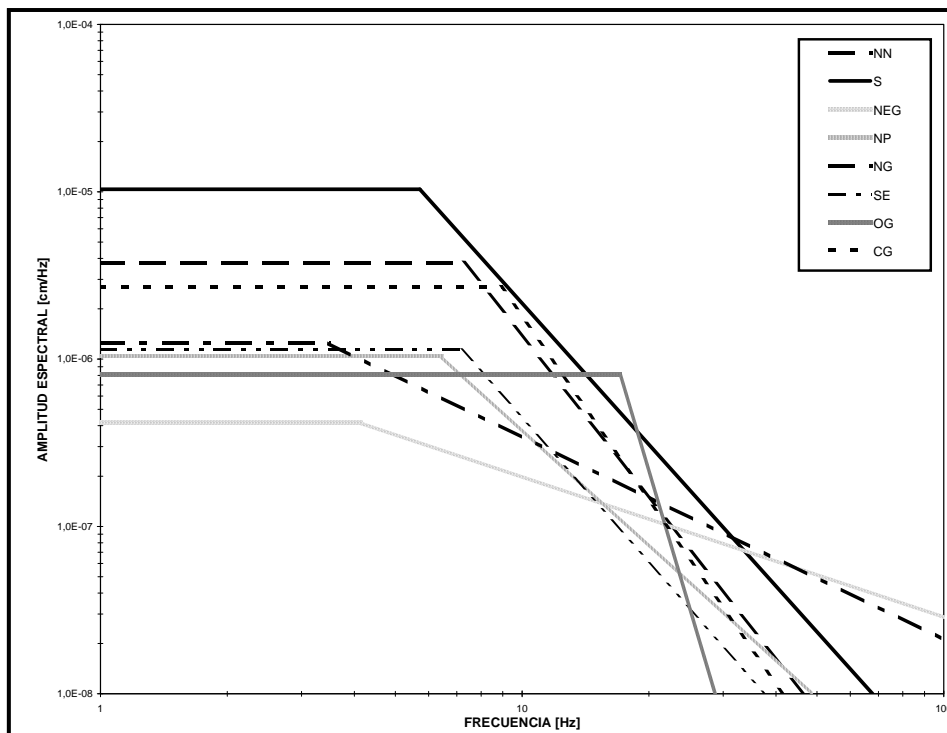
- Fc [Hz]*** Frecuencia de esquina
- Ω [cm/Hz]*** Amplitud espectral de la parte plana de las bajas frecuencias
- m*** Pendiente de la caída de las altas frecuencias
- Mo [dn-cm]*** Momento sísmico
- Mw*** Magnitud de momento
- L [m]*** Longitud del plano de falla
- Δu [cm]*** Dislocación o desplazamiento medio del plano de falla
- Δσ [bares]*** Caída de esfuerzos



**Figura105.** Valores Máximos, Medios y Mínimos de la amplitud espectral en relación a la frecuencia de esquina para cada una de las fuentes. - - - representa los valores Máximos; — valores Medios y - . - . valores Mínimos.



**Figura 106.** Valores Máximos, Medios y Mínimos de la amplitud espectral en relación a la frecuencia de esquina para cada una de las fuentes. - - - representa los valores Máximos; — valores Medios y - . . . valores Mínimos.



**Figura107.** Comparación de los valores promedio de amplitud espectral contra frecuencia de esquina para todas las fuentes sismogénicas.

En el Cuadro 19 se observan los valores mínimos y máximos por familia de acuerdo a la energía. Al determinar los valores medios de energía por familia y a su vez por fuente, se observa que la fuente más energética en promedio es la NN con  $1.24 \times 10^{15}$  ergios seguido de la S con  $7.25 \times 10^{14}$  ergios y en su orden las fuentes NEG, NP, NG, SE, OG y CG. Así mismo las fuentes NN y S arrojaron las mayores magnitudes de momento (2.5 y 2.4 respectivamente). Estos resultados coincidieron en que a mayor distancia epicentral de la fuente con respecto a la estación CRATER 2 y mayor profundidad se obtuvo el mayor el valor de la energía de cada fuente (Figura 108 y 109).

Esto se explica en que la distancia epicentral y la profundidad del sismo son proporcionales al momento sísmico que a su vez es proporcional a la energía sísmica, expresiones 16 y 17.

Al hacer comparaciones de resultados con los estudios de Alexander (1999) para la fuente Occidente Galeras y con los estudios de Gómez y Torres (1993) para las fuentes Centro Galeras, fuente Sur y la fuente Occidente, se observó que los valores son relativamente similares coincidiendo a nivel de orden para las amplitudes espectrales y para los momentos; para las caídas de esfuerzo y longitudes de ruptura de falla son muy semejantes. Hay que tener en cuenta lo relativo de las comparaciones y las variaciones encontradas entre uno y otro estudio, debido a la diferencia en la corrección instrumental que se les aplicó.

**Cuadro 19.** Valores Máximos, medios y mínimos de energía para cada fuente sismogénica.

FUENTE	FAMILIA		E [ergios]	VALOR MEDIO DE ENERGÍA POR FAMILIA	VALOR MEDIO DE ENERGÍA POR FUENTE
CG	1	MIN	2,2024E+12	1,1304E+13	4,7620E+13
	1	MAX	3,1184E+13		
	2	MIN	1,3920E+12	1,6166E+14	
	2	MAX	5,6365E+14		
	3	MIN	7,9660E+11	9,0791E+12	
	3	MAX	1,7992E+13		
NEG	4	MIN	2,2584E+12	8,4394E+12	4,2107E+14
	4	MAX	2,0782E+13		
	1	MIN	2,0099E+14	3,5731E+14	
	1	MAX	7,1503E+14		
	2	MIN	1,0376E+14	6,8043E+14	
	2	MAX	1,8030E+15		
NG	3	MIN	1,4934E+14	2,2548E+14	2,2318E+14
	3	MAX	3,9017E+14		
	1	MIN	2,8197E+13	1,7165E+14	
	1	MAX	4,1602E+14		
NN	2	MIN	9,3596E+13	2,7471E+14	1,2440E+15
	2	MAX	6,1371E+14		
	1	MIN	1,6059E+14	8,4325E+14	
	1	MAX	1,7414E+15		
NP	2	MIN	9,6060E+14	1,6448E+15	2,9255E+14
	2	MAX	3,1790E+15		
	1	MIN	1,4054E+14	5,8480E+14	
	1	MAX	1,6960E+15		
	2	MIN	2,7010E+13	2,0760E+14	
2	MAX	6,2071E+14			
OG	3	MIN	3,1278E+13	8,5268E+13	1,0672E+14
	3	MAX	2,2257E+14		
	1	MIN	1,7003E+13	6,5191E+13	
	1	MAX	9,2851E+13		
	2	MIN	2,2321E+13	1,0934E+14	
2	MAX	2,3725E+14			
S	3	MIN	1,1278E+14	1,4564E+14	7,2581E+14
	3	MAX	1,9417E+14		
	1	MIN	5,6636E+13	1,7724E+14	
	1	MAX	3,6639E+14		
SE	2	MIN	6,4083E+14	1,2744E+15	1,2652E+14
	2	MAX	2,4104E+15		
	1	MIN	1,7937E+13	2,0501E+14	
	1	MAX	4,3921E+14		
SE	2	MIN	1,7470E+13	4,8033E+13	1,2652E+14
	2	MAX	1,0463E+14		

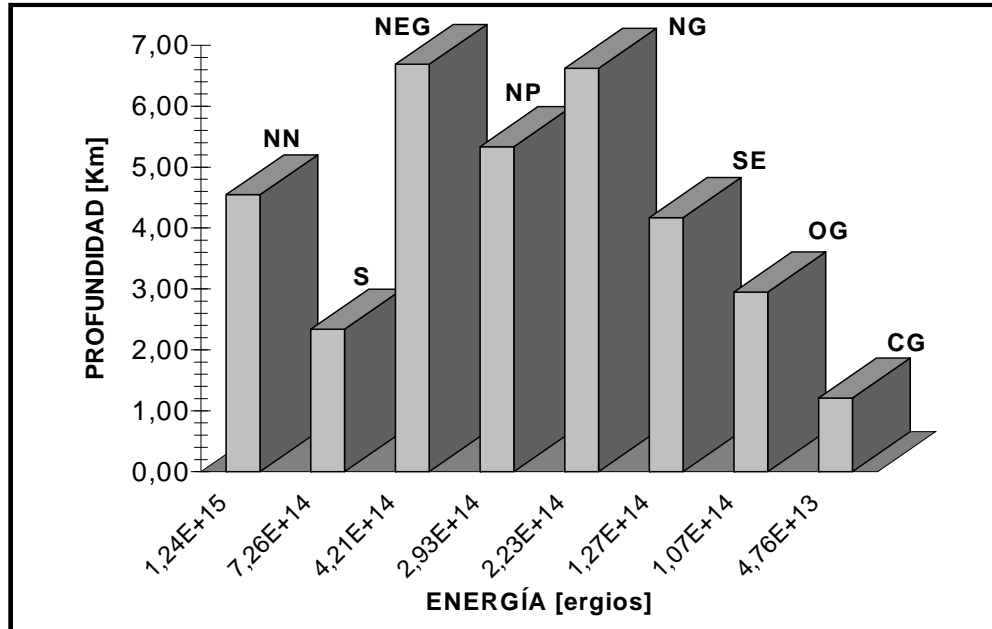


Figura 108. Relación de energía contra profundidad promedio de cada fuente.

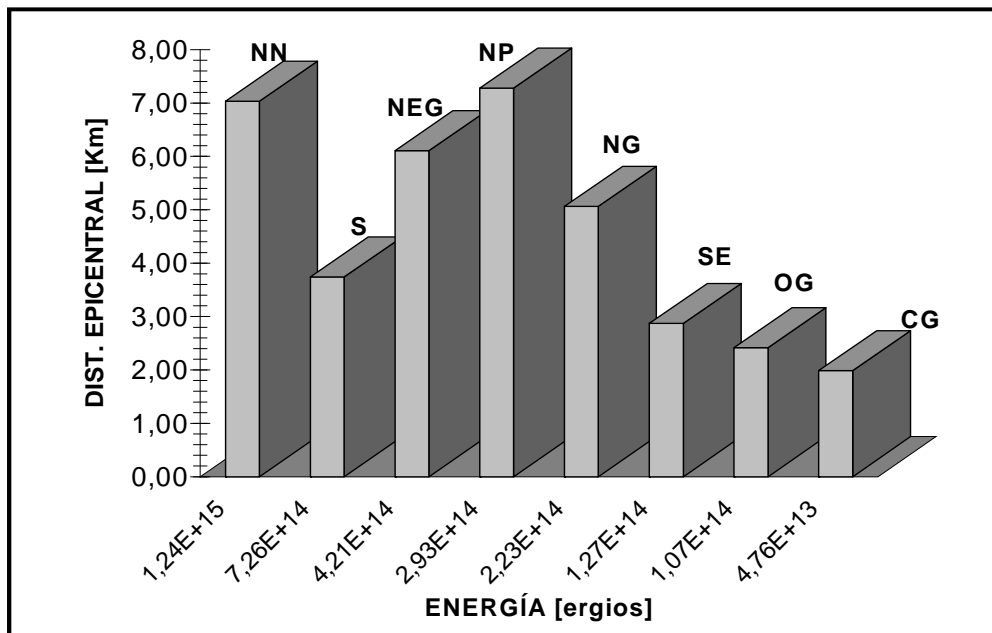


Figura 109. Relación de energía contra distancia epicentral promedio de cada fuente.



Para observar la variación de los parámetros cinemáticos con la profundidad ( $h$ ) y con la distancia epicentral ( $\Delta$ ), es decir, con la distancia hipocentral ( $r$ ), se varió en primer lugar la distancia epicentral dejando constante la profundidad para cuatro puntos y se calcularon los parámetros cinemáticos. Se hizo lo mismo dejando la distancia epicentral constante y variando la profundidad y después con la variación de ambos (Cuadro 20).

Se observó que se tiene una mayor variación de los parámetros cinemáticos de fuente cuando hay un incremento en la distancia epicentral más que cuando hay incremento en la profundidad. Esto se debe a que los parámetros  $\alpha$ ,  $\rho$ ,  $V_p$ ,  $V_s$  y  $\mu$  permanecen constantes ya que éstos dependen del modelo de corteza y éste a su vez se compone de estratos horizontales con propiedades iguales en este sentido. Por lo tanto el  $M_0$  varía a razón de un grado de magnitud cada cinco Km de incremento de  $\Delta$ , ya que el  $M_0$  es directamente proporcional a  $e$  y este está elevado a  $\alpha * r$ . La energía sísmica tiene esta misma variación ya que es proporcional al  $M_0$ . Sin embargo, el radio del plano de falla ( $R$ ), la longitud del plano de falla ( $L$ ) y el área del plano de falla ( $A$ ) permanecen constantes ya que están en función de la velocidad de las ondas P que permanece constante. La variación de la dislocación y la caída de esfuerzos se hace también en forma exponencial, debido a que estos parámetros están en función del  $M_0$  e inversamente proporcionales a  $\mu$  el primero y a  $R$  el segundo lo cuales no afectan ya que permanecen constantes.

Tabla 20. Variación de parámetros cinemáticos con la distancia hipocentral.

$F_c$ [Hz]	$\Omega$ [cm/Hz]	$m$	$Q$	$h$ [Km]	$\Delta$ [Km]	$r$ [Km]	$R$ ( $\theta, \phi$ )	$\alpha$ [1/cm]	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	$V_p$ [Km/s]
15,95	1,22E-07	-6,30	40	2,00	1,00	2,24	0,4	3,58E-06	2,30	3,50
15,95	1,22E-07	-6,30	40	2,00	5,00	5,39	0,4	3,58E-06	2,30	3,50
15,95	1,22E-07	-6,30	40	2,00	10,00	10,20	0,4	3,58E-06	2,30	3,50
15,95	1,22E-07	-6,30	40	2,00	15,00	15,13	0,4	3,58E-06	2,30	3,50
15,95	1,22E-07	-6,30	40	1,00	5,00	5,10	0,4	3,58E-06	2,30	3,50
15,95	1,22E-07	-6,30	40	5,00	5,00	7,07	0,4	3,13E-06	2,50	4,00
15,95	1,22E-07	-6,30	40	10,00	5,00	11,18	0,4	2,09E-06	2,70	6,00
15,95	1,22E-07	-6,30	40	15,00	5,00	15,81	0,4	2,09E-06	2,70	6,00
15,95	1,22E-07	-6,30	40	1,00	1,00	1,41	0,4	3,58E-06	2,30	3,50
15,95	1,22E-07	-6,30	40	5,00	5,00	7,07	0,4	3,13E-06	2,50	4,00
15,95	1,22E-07	-6,30	40	10,00	10,00	14,14	0,4	2,09E-06	2,70	6,00
15,95	1,22E-07	-6,30	40	15,00	15,00	21,21	0,4	2,09E-06	2,70	6,00

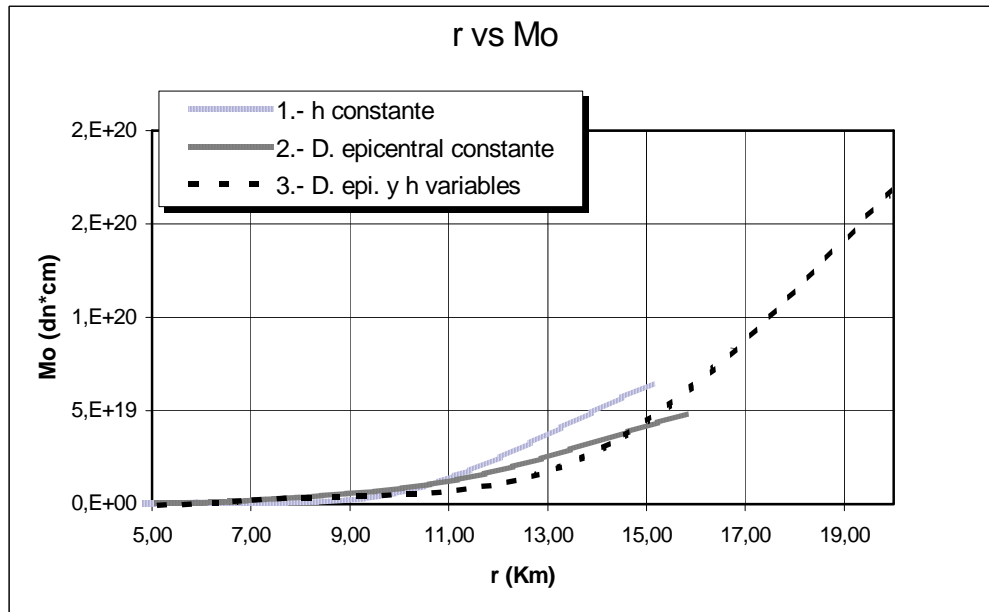
  

$V_s$ [Km/s]	$\mu$ [dn/cm <sup>2</sup> ]	$M_0$ [dn-cm]	$M_w$	$E$ [ergios]	$R$ [m]	$L$ [m]	$A$ [m <sup>2</sup> ]	$\Delta u$ [cm]	$\Delta \sigma$ [dn/cm <sup>2</sup> ]	$\Delta \sigma$ [bares]
2,02	9,39E+10	9,44E+16	0,6	4,72E+12	81,72	163,44	20981,09	0,005	75,65	0,000076
2,02	9,39E+10	7,02E+17	1,2	3,51E+13	81,72	163,44	20981,09	0,036	562,36	0,000562
2,02	9,39E+10	7,44E+18	1,9	3,72E+14	81,72	163,44	20981,09	0,378	5962,97	0,005963
2,02	9,39E+10	6,46E+19	2,5	3,23E+15	81,72	163,44	20981,09	3,276	51752,22	0,051752
2,02	9,39E+10	6,00E+17	1,2	3,00E+13	81,72	163,44	20981,09	0,030	480,65	0,000481
2,31	1,33E+11	1,99E+18	1,5	9,96E+13	93,40	186,79	27403,87	0,055	1069,51	0,001070
3,46	3,24E+11	1,29E+19	2,0	6,47E+14	140,09	280,19	61658,71	0,065	2058,74	0,002059
3,46	3,24E+11	4,81E+19	2,4	2,41E+15	140,09	280,19	61658,71	0,241	7656,61	0,007657
2,02	9,39E+10	4,43E+16	0,4	2,22E+12	81,72	163,44	20981,09	0,002	35,65	0,000036
2,31	1,33E+11	1,99E+18	1,5	9,96E+13	93,40	186,79	27403,87	0,055	1069,51	0,001070
3,46	3,24E+11	3,03E+19	2,3	1,52E+15	140,09	280,19	61658,71	0,152	4833,06	0,004833
3,46	3,24E+11	1,99E+20	2,8	9,97E+15	140,09	280,19	61658,71	0,998	31730,95	0,031731

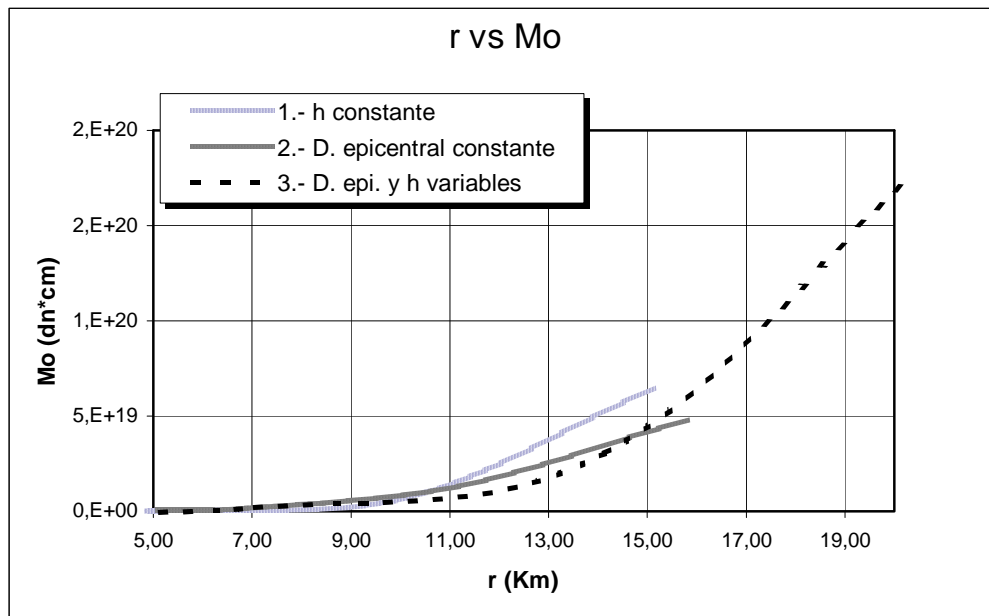
Para el segundo caso, cuando la  $\Delta$  es constante y la variación se hace en  $h$  el problema se invierte y  $\alpha$ ,  $\rho$ ,  $V_p$ ,  $V_s$  y  $\mu$  varían de acuerdo al modelo de corteza. La variación del  $M_0$  no es tan sensible como el caso anterior, ya que aunque es proporcional a  $V_p$ ,  $\alpha$  decrece debido a su inversa proporcionalidad con  $V_p$ . En este caso existe variación de  $R$ ,  $L$  y  $A$  por el aumento de la  $V_p$  con la profundidad. La dislocación y la caída de esfuerzos tienen un aumento gradual pero moderado con la profundidad ya que a pesar de ser proporcionales al  $M_0$ , el primero es inversamente proporcional a la rigidez del medio ( $\mu$ ) que a su vez es función del cuadrado de la velocidad de las ondas  $S$  que aumentan con la profundidad, y el segundo es inversamente proporcional al cubo del radio de ruptura ( $R$ ).

El tercer caso es una combinación de los dos anteriores teniendo mayor influencia la variación de la distancia epicentral, presentándose un caso similar al primero.

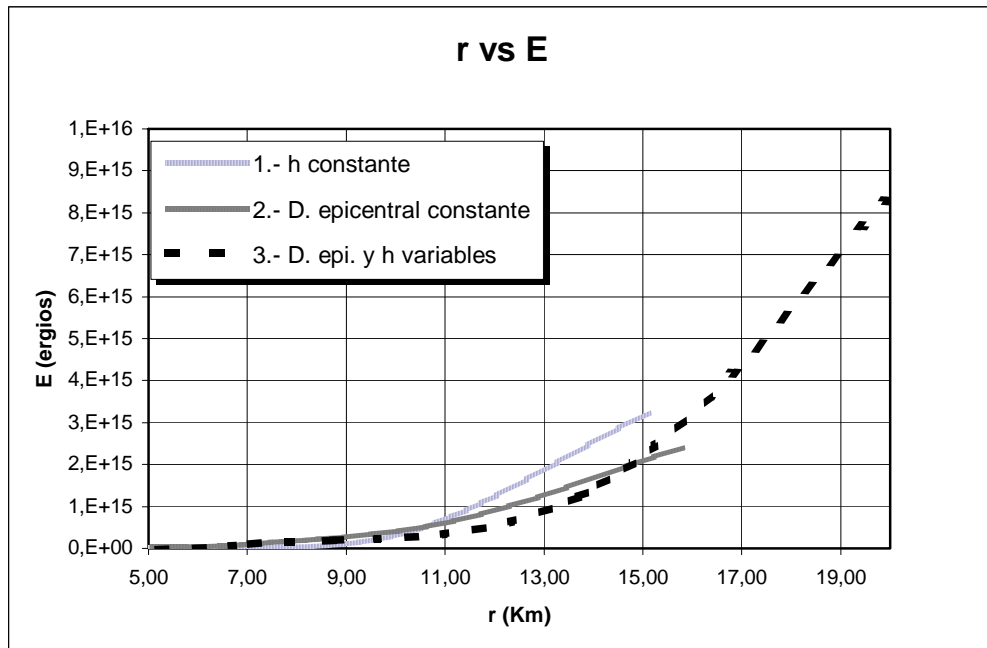
Finalmente, podemos ver que los parámetros cinemáticos de fuente más sensible a la variación de la distancia hipocentral son en orden de menos sensible a más sensible,  $M_0$ ,  $E$ ,  $\Delta u$ ,  $\Delta \sigma$  (Figuras 110, 111, 112, 113), indicándonos la importancia de una correcta determinación del modelo de corteza y velocidades y de una certera localización hipocentral.



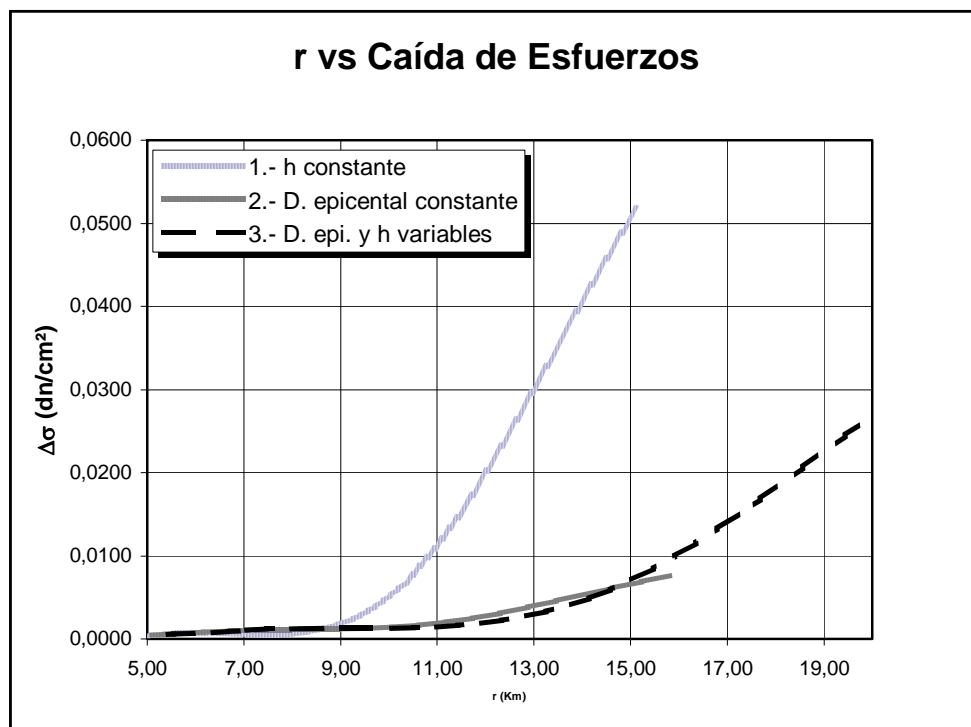
**Figura 110.** Relación entre Momento sísmico ( $M_0$ ) y Distancia Hipocentral ( $r$ ). La curva 1 indica la variación de  $M_0$  con una profundidad ( $h$ ) constante y una distancia epicentral ( $\Delta$ ) variable. La curva 2 muestra la variación del  $M_0$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  constante. La curva 3 muestra la variación del  $M_0$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  también variable.



**Figura 111.** Relación entre Energía sísmica ( $E$ ) y Distancia Hipocentral ( $r$ ). La curva 1 indica la variación de  $E$  con una profundidad ( $h$ ) constante y una distancia epicentral ( $\Delta$ ) variable. La curva 2 muestra la variación de  $E$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  constante. La curva 3 muestra la variación de  $E$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  también variable.



**Figura 112.** Relación entre Dislocación ( $\Delta u$ ) y Distancia Hipocentral ( $r$ ). La curva 1 indica la variación de  $\Delta u$  con una profundidad ( $h$ ) constante y una distancia epicentral ( $\Delta$ ) variable. La curva 2 muestra la variación de  $\Delta u$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  constante. La curva 3 muestra la variación de  $\Delta u$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  también variable.



**Figura 113.** Relación entre Caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ ) y Distancia Hipocentral ( $r$ ). La curva 1 indica la variación de  $\Delta\sigma$  con una profundidad ( $h$ ) constante y una distancia epicentral ( $\Delta$ ) variable. La curva 2 muestra la variación de  $\Delta\sigma$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  constante. La curva 3 muestra la variación de  $\Delta\sigma$  con una  $h$  variable y una  $\Delta$  también variable.

## 5.8 MECANISMO FOCAL

### Mecanismo Focal para la Fuente NNE (Fuentes NG, NEG, NP)

El mecanismo focal preliminar desarrollado para la secuencia de sismos que tuvo su evento principal el 4 de marzo de 1995 ( $\text{mag} = 5.1$ ) realizado por la Red Sismológica Nacional de Colombia, se encontró con base en el método de la polaridad del primer arribo de las ondas P usando 8 estaciones de la RSNC (Figura 114) [RSNC, 1995], este mecanismo mostró una falla normal con componente de rumbo. El plano de la falla tiene una orientación (alrededor de  $53^\circ$ ) aproximadamente similar a la del sistema de fallas Romeral (Figura 115) [Torres, R., Gómez, D., y Ortega, A., 1997].

Se registraron 2 sismos en Abril y Noviembre de 1993 con sus respectivas secuencias, cuyos principales eventos tuvieron una magnitud de 4.2 y 4.5 respectivamente, a los cuales Torres, Gómez y Ortega (1997) determinaron 5 grupos de sismos de diferentes formas de ondas basadas en una comparación por medio de un examen ocular. Estos grupos son caracterizados por formas de ondas similares llamados “Familias de Sismos”.

Para las mismas estaciones sísmicas, la polaridad del primer arribo de las ondas P mostró alternancia entre compresión y distensión. Por otra parte el comportamiento de la polaridad es aleatorio debido a las variaciones del mecanismo focal.

Debido al limitado número de estaciones se usó el método del mecanismo focal compuesto para obtener una solución promedio.

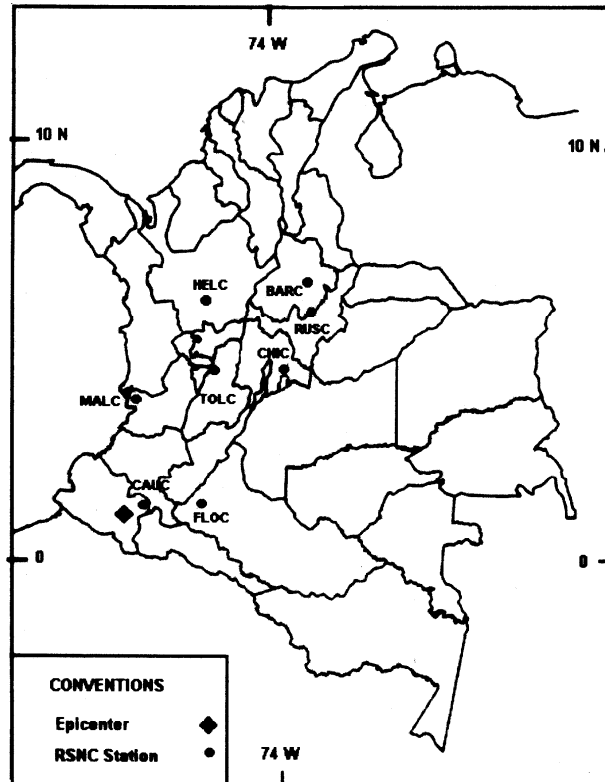
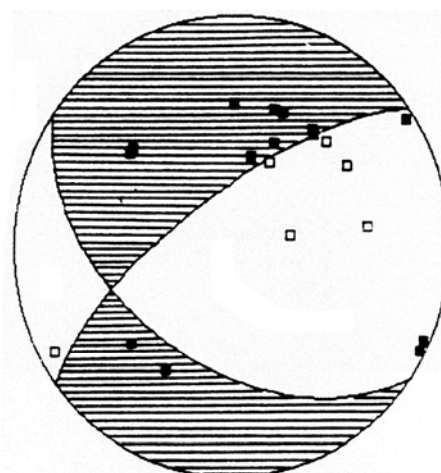


Figura 114. Red Sísmológica Nacional de Colombia. [Tomado de RSNC, 1995]



Black-shaded areas are compressional first motion

Figura 115. Mecanismo Focal preliminar elaborado por la RSNC. [Tomado de RSNC, 1995]

Se encontró la solución del mecanismo para 39 eventos Volcano Tectónicos de las cinco familias de sismos (Figuras 116 a 120).

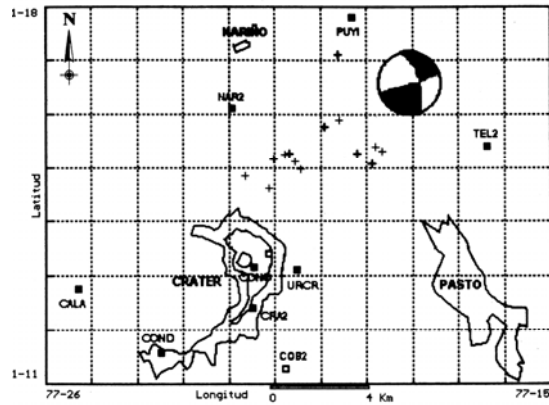
Los grupos 1, 2 y 5 mostraron fallas de rumbo. El grupo 3 mostró una falla normal con componente de rumbo y el grupo 4 corresponde a una falla normal. Algunos planos nodales tienen similar orientación que la falla Romeral ( $45^\circ$ ) y la falla Buesaco ( $70^\circ$ ).

### **Mecanismo Focal para la fuente Occidente Galeras.**

Como punto de inicio para la determinación de las polaridades de las estaciones, se tomó la información de sismos de carácter regional desde enero de 1994 a diciembre de 1996. La principal característica de estos sismos es que son generados por una fuente bastante lejana (preferiblemente mayor a 1000 km), presentar arribo impulsivo de la onda P y además, debe conocerse su localización. Para esto se contó con los reportes de localización de la Red Sismológica Nacional de Colombia y con los registros sísmicos de las estaciones del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP). De igual manera se revisaron la bitácoras de las estaciones sísmicas y se estudió las pruebas de laboratorio sobre los instrumentos para determinar sus polaridades.

Lamentablemente el periodo de validez de las polaridades de las estaciones está restringido a la época en que se hicieron las pruebas que no cubre todo el periodo de estudio desde 1989. A consecuencia de lo anterior se consideraron los resultados de los estudios de polaridad adelantados por Gómez y Torres (1996) a partir de la observación de sismos lejanos.

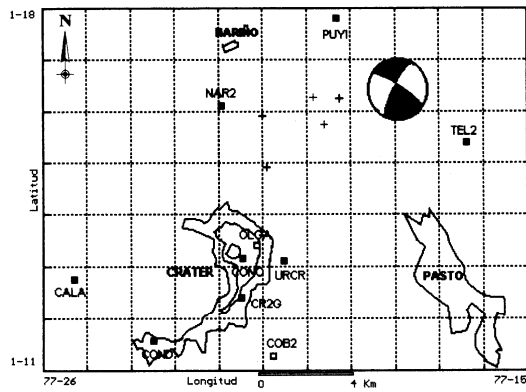




### Group No. 1

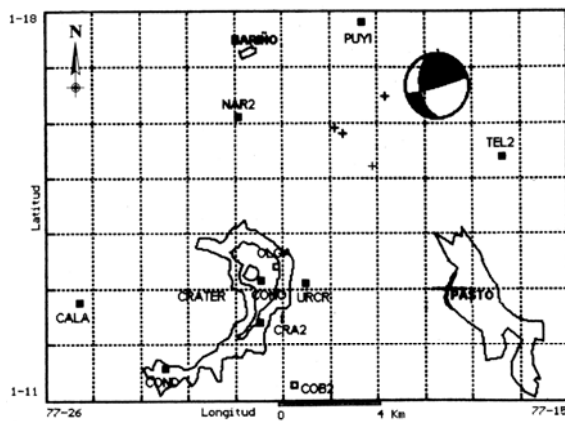
Black-shaded areas are compressional first motions

Figura 116. Mecanismo Focal para el grupo 1. [Tomado de Torres, Gómez y Ortega, 1997]



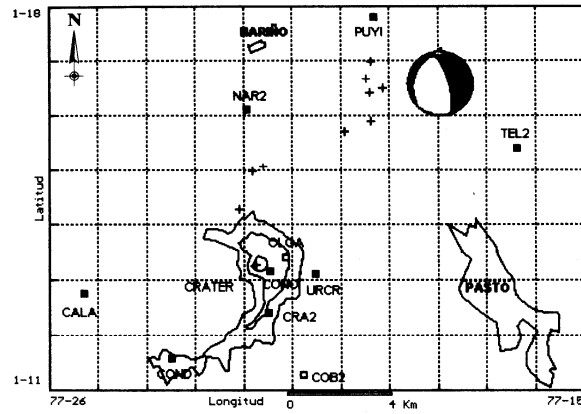
### Group No. 2

Figura 117. Mecanismo Focal para el grupo 2. [Tomado de Torres, Gómez y Ortega, 1997]



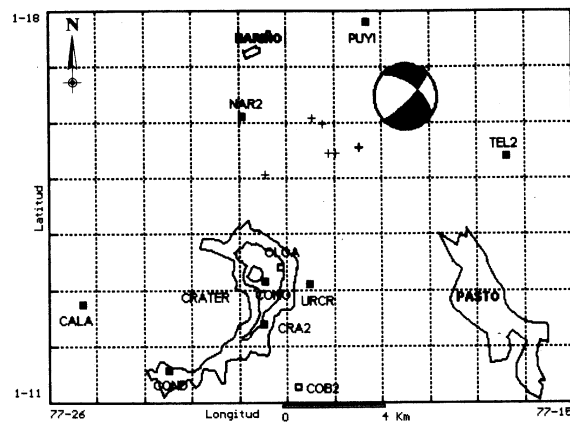
### Group No. 3

Figura 118. Mecanismo Focal para el grupo 3. [Tomado de Torres, Gómez y Ortega, 1997]



Group No. 4

Figura 119. Mecanismo Focal para el grupo 4. [Tomado de Torres, Gómez y Ortega, 1997]



Group No. 5

Figura 120. Mecanismo Focal para el grupo 5. [Tomado de Torres, Gómez y Ortega, 1997]

Dado que la determinación del mecanismo focal está condicionada a la necesidad de tener un número grande sismogramas (40 o más) en estaciones sísmicas bien distribuidas y debido a la configuración y al número de estaciones limitadas con que cuenta la Red Sísmica del OVSP, se hizo indispensable la incorporación de la técnica del mecanismo focal compuesto que se fundamenta en la determinación de la observación de un grupo de varios sismos de una región con cierto grado de parentesco. Adicionalmente para que el mecanismo focal refleje información de la fuente es necesario que éste se aplique sobre sismos grandes (magnitudes mayores de 3.0). En busca de definir este umbral de magnitud a la fuente de estudio, se encontró que la máxima magnitud es de 2.88. Teniendo en cuenta las magnitudes disponibles en las familias se optó por un umbral de magnitud mínima de 0.7, a riesgo de sacrificar aún más el número de sismos. Otra de las dificultades que se vislumbró estuvo relacionada con las condiciones de campo (cercano o lejano) teniendo en cuenta la distancia entre observador y la fuente, la longitud del plano de ruptura y la longitud de onda, en especial si se tiene en cuenta que esta teoría básicamente se aplica en condiciones de campo lejano.

En general pudo observarse que no resulta fácil definir los planos principales y auxiliares para las familias A a D y prácticamente imposible para la última familia. No obstante, con un alto número de datos inconsistentes es posible pensar que los mecanismos focales característicos con base a un mecanismo de doble cupla reflejarían tipos de falla predominantemente de rumbo transcurrentes con ligeras componentes normales para las familias A y C e inversas para las familias B y D. Ante la ausencia de estudios neotectónicos en la región epicentral correspondiente a la fuente sismogénica Occidente

Galeras (llamada Sur occidente en Alexander, 1999) lo cual se caracteriza por la acumulación de productos volcánicos emplazados en una topografía predominantemente montañosa, no resulta fácil la determinación de rasgos estructurales correspondientes a fallamientos que se puedan relacionar con algunos de los planos obtenidos en los mecanismos focales. No se puede descartar que en general los mecanismos obtenidos caben dentro de los denominados anómalos [Fröhlich, 1994; en Alexander, 1999], sismos para los cuales la radiación de las ondas sísmicas no se puede explicar a partir de un modelo de doble cupla y el caso más claro se observa en la familia E donde básicamente la polaridad de las ondas P resultan ser de compresión.

La complejidad de los mecanismos focales obtenidos, que podría obedecer a que éstos no se pueden explicar a partir de un modelo de doble cupla y que podrían enmarcarse dentro de los denominado sismos anómalos, cabe dentro de los casos bien conocidos que se tienen de la ocurrencia de sismos en regiones volcánicas y en campos geotérmicos.

## 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Zona del Complejo Volcánico Galeras ha mostrado desde la reactivación del volcán Galeras en 1988 una alta recurrencia de sismicidad, particularmente de sismos VT. Con el fin de instrumentar tal actividad en 1989 se implementó la RSVVG, la cual se configuró inicialmente en la región del cráter debido a la marcada ocurrencia de actividad sísmica en esta zona y a medida que se presentó sismicidad al NE del cráter se la amplió con el fin de obtener mejor calidad de registro y localización de los sismos hacia estos sectores. Como consecuencia de esto se mejoró la sensibilidad lográndose ampliar el umbral de detección y por lo tanto una identificación más acertada de las fuentes sismogénicas. Es muy complejo definir si la sismicidad generada en estas fuentes está relacionada más con procesos volcánicos o con procesos tectónicos debido a su ocurrencia en una zona donde existe actividad volcánica y procesos tectónicos como los relacionados con el sistema de fallas Romeral que ha evidenciado actividad neotectónica [Murcia y Cepeda, 1991]. La determinación de su origen es fundamental para estudios de amenaza sísmica ya que los sismos asociados con procesos volcánicos son generalmente superficiales y de magnitudes pequeñas a moderadas (magnitudes de hasta 5 grados) y no han presentado mayores consecuencias en sitios alejados, por otra parte, de sismos relacionados con procesos tectónicos pueden esperarse magnitudes mayores (magnitudes mayores de 7 grados), revistiendo así un mayor peligro.

- A partir de 1989 con la implementación de la Red Sismológica de Vigilancia del Volcán Galeras (RSVVG), se ha podido instrumentar el registro de la actividad sísmica de la zona de influencia del volcán Galeras. Parte de esta actividad sísmica coincide con la reactivación del volcán, con algunos fenómenos como el ascenso de un cuerpo magmático que dio lugar a lo que se conoce como el Domo y su posterior emplazamiento en Octubre de 1991. Con la expansión que tuvo la Red hacia el N con Lomalarga y al E con Puyito y Plazuelas, fue posible aumentar la sensibilidad en el registro de actividad pequeña profunda y lograr mayor precisión en las localizaciones.
- La calidad de registro y localización, en cuanto a la geometría de una red, depende principalmente del número de estaciones y su distribución espacial como de su estabilidad temporal y del tipo de instrumento empleado, dependiendo de la calidad la credibilidad de las soluciones de localización.
- Se destaca la importancia que tiene una amplia distancia de una estación a un eventual epicentro de un sismo en la certera localización hipocentral. Esto se pudo observar en que con la implementación de la estación Lomalarga al Norte (estación más lejana hacia el norte de la RSVVG), que además de ampliar el área de calidades de la red, se logró mayor cobertura en profundidad con las fuentes NN y NP.
- Es un factor muy importante la precisa localización de la actividad sísmica y la selección de la misma ya que basándose en información correcta con un alto grado de confiabilidad, los

procesos y análisis que se derivan de su utilización tienen, así mismo, un buen nivel de fiabilidad.

- El momento sísmico ( $M_0$ ), la dislocación media del plano de falla ( $\Delta u$ ) y la caída de esfuerzos ( $\Delta \sigma$ ), tienen una estrecha relación con la ubicación de un sismo siendo en este orden parámetros muy sensibles a la localización hipocentral. Por lo tanto si una localización ha tenido algún desfase en su estimación, esto influirá dando valores erróneos de las características del sismo y que en conjunto la valoración de la Amenaza Sísmica será falsa en el sentido que se sobrestime o que en el peor caso se subestime esta Amenaza.
- Esta es la importancia de que, en primer lugar, exista una distribución adecuada con un conveniente número de estaciones en la red sismológica y una estabilidad en el tiempo de funcionamiento; en segundo lugar, de una acertada determinación del modelo de corteza y velocidades, y por último, un buen criterio, basado en una correcta capacitación, de la persona encargada de la localización para poder discernir el ruido sísmico del movimiento como tal y poder determinar correctamente los arribos de las ondas P y S, teniendo en cuenta que la intervención de numerosas personas en el proceso de localización resultaría ser inconveniente debido a la variedad de criterios que se aplicarían.
- De acuerdo a los resultados encontrados para los parámetros cinemáticos de fuente, se encontró que las fuentes más energéticas, con base en los sismos de magnitud de duración ( $M_d$ ) que no saturaron ( $mag < 2$ ) en el registro digital, con valores máximos de órdenes de  $10^{15}$  ergios, están a mayor distancia y profundidad del cráter del volcán Galeras y en su orden

están las fuentes NN, NP, SE, NEG, NG, S, teniendo  $M_0$  del orden de  $10^{19}$  y  $10^{18}$   $\text{dn}\cdot\text{cm}$  y rupturas de hasta 1360 m. Las fuentes OG y CG, menos energéticas, más superficiales y cercanas al cráter, alcanzaron valores de energía del orden de  $10^{14}$  y  $10^{13}$  ergios y con longitudes de ruptura menores de 600 m, siendo la magnitud más alta registrada de 2.8 grados, lo cual indica que esta actividad sísmica es de baja magnitud comparada con la de otros volcanes (Volcán Nevado del Ruiz, por ejemplo) y mucho más con sismicidad tectónica. Los valores de parámetros cinemáticos para las fuentes más energéticas son comparables con los que son reportados usualmente para sismos tectónicos relativamente moderados (de hasta seis grados); los valores y características de superficialidad y distancia a un cráter activo de las fuentes menos energéticas son similares y aún más bajos que los encontrados para sismos generados por actividad volcánica [Dimaté, 1998; En Alexander, 1999].

- Para los mecanismos focales, que se han desarrollado para algunas fuentes, se ha encontrado soluciones complejas, como es el caso del estudio de Alexander (1999) para la fuente OG, donde esta complejidad obedece a que no es posible explicarlos a partir de modelos de doble cupla y que se los puede enmarcar dentro de los llamados sismos anómalos y que caben dentro de los casos bien conocidos que se tienen de la ocurrencia de sismos en regiones volcánicas y campos geotérmicos. Para las demás fuentes NG, NEG y NP [Torres, R., Gómez, D. y Ortega, A., 1997] se ha podido encontrar la solución acercándose al modelo de doble cupla, determinando fallas normal, de rumbo y de normal con componente de rumbo, estas características es posible encontrarlas en zonas donde existe alta evidencia de procesos tectónicos.



- Según los resultados arrojados en la determinación del parámetro  $b$ , las fuentes con valor de  $b$  más alto fueron la OG y la CG (1.01 y 0.93 respectivamente), con menor profundidad y menor distancia del cono activo de volcán Galeras, lo que puede indicar un medio de alta heterogeneidad tendiendo la roca a ser débil y heterogénea, fracturándose con poca acumulación de esfuerzos y esperándose como consecuencia sismos de pequeña magnitud (2.8 y 3.1), a diferencia las fuentes restantes (NN, S, NEG, NG, NP, SE), más alejadas y profundas y que obtuvieron valores de  $b$  bajo (0.53, 0.70, 0.63, 0.51, 0.61 y 0.63 respectivamente), lo que indica la posibilidad de que el medio ofrezca mayor resistencia presentando mayor homogeneidad y una distribución más uniforme de los esfuerzos, teniéndose que acumular tensiones y esfuerzos elevados para el fracturamiento de éstas esperándose sismos de mayor magnitud (3.8, 3.7, 4.4, 5.5, 4.7 y 3.8 respectivamente).
- Lo descrito anteriormente, muestra que la ocurrencia de sismos en las fuentes OG y CG, podría estar relacionada más con procesos de actividad volcánica producidos por la intrusión o la regresión de un cuerpo magmático que modifica el campo de esfuerzos de la roca adyacente o en general causados por la presión ejercida por cualquier tipo de fluido como gases o magma en un conducto o fisura, teniendo en cuenta, además, que la localización hipocentral de los enjambres de sismos volcanotectónicos más característicos y persistentes en esta zona coinciden con la localización de un reservorio de magma identificado por Calvache [Cruz, F., y Chouet, B., 1997]. Dado esto, el peligro que representan estas fuentes, para zonas relativamente alejadas es mínimo y su mayor impacto se registraría en zonas cercanas. Sin embargo, su estudio y vigilancia es muy importante, ya que esta actividad sísmica puede constituirse en un mecanismo indicador, como sismos premonitorios, de

actividad volcánica y por lo tanto de eventos mucho más peligrosos como erupciones volcánicas.

- Por otro lado, los sismos generados por las fuentes NN, S, NP, NEG, NG y SE, se los podría relacionar más con procesos tectónicos, en especial con parte del Sistema de Fallas Romeral (Fallas Romeral y Buesaco) o con fallamientos secundarios producidos por éstos, sin descartar que los procesos generados por el volcán modifiquen el campo de esfuerzos de las fallas, ejerciendo una fuerte Amenaza Sísmica, considerando que de la actividad tectónica han ocurrido y se esperan los mayores terremotos alrededor del mundo, mucho más teniendo en cuenta sus cercanía con centros poblados, incrementando de este modo el peligro, generando probablemente una cantidad de víctimas y daños considerables como consecuencia de un eventual sismo severo, esto debido a la baja calidad de construcción por falta de la aplicación de normas sismorresistentes específicas para nuestro medio.

- Hay que resaltar el valor que tiene una buena calidad de registro de la sismicidad, el mejoramiento de las técnicas de monitoreo y los procedimientos de estudio y análisis de los fenómenos sísmicos, ya que, entre otros, de la certeza que se tenga de la información recopilada dependerá el entendimiento de los procesos geodinámicos y por lo tanto de la correcta contribución a la aplicación de planes territoriales y mejoramiento de normas de construcción y medidas orientadas a la mitigación de la Amenaza Sísmica.

## BIBLIOGRAFÍA

AKI, K., 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault. J.V.G.R., Volume 84. 6140-6148.

ALEXANDER, G., 1999. Análisis de una fuente sismogénica como una contribución al estudio de la amenaza sísmica de la región. San Juan de Pasto. Trabajo de grado (Ingeniero Civil). Universidad de Nariño. Facultad de Ingeniería. Departamento de diseño y construcción.

ARTUNDUAGA, A., Y CORTÉS, G., 1997. Third version of the hazard map of Galeras volcano, Colombia. In: J. Stix, M.L. Calvache and S.N. Williams (Editors). Galeras Volcano, Colombia; interdisciplinary study of a decade volcano, May 1997. J.V.G.R., Volume 77, Nos 1 - 4. Netherlands: Elsevier science.

BLONG, R. J., 1984. Volcanic Hazards: A sourcebook on the effects of eruptions. Australia: Academic Press.

BULLEN, K., 1985. An introduction to the theory of seismology. Fourth edition. Cambridge: University Press Cambridge.

CASAS, L., 1991. Parámetro b como premonitorio de fases eruptivas en el volcán Nevado del Ruiz, periodo 1986-1990. Manizales. Universidad de Caldas. Facultad de geología y minas. Ingeominas, OVC.

CARDONA, O., 1997. Management of the volcanic crises of Galeras volcano: social, economic and institutional aspects. In: J. Stix, M.L. Calvache and S.N. Williams (Editors). Galeras Volcano, Colombia; interdisciplinary study of a decade volcano, May 1997. J.V.G.R, Volume 77, Nos 1 - 4. Netherlands: Elsevier science.

CORAL, H., 1993. Zonificación Geotécnica Urbana para Pasto. Santafe de Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.

CÓRDOBA, G., 1998. An approach to the volcanic risk assessment due to shock wave hazard at Galeras volcano influenced area. San Juan de Pasto: Universidad de Nariño en colaboración con el Ingeominas.

DE GREIFF, P., 1991. Estudio de la sismicidad de alta frecuencia del volcán Galeras en el periodo comprendido entre Marzo de 1989 a Diciembre de 1990. San Juan de Pasto: Universidad EAFIT.

ESPINOSA, A., 1989. Actividad del volcán Galeras en épocas históricas. Popayán: Ingeominas.

GIL, F. y CHOUEY, B., 1997. Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991. In: J. Stix, M.L. Calvache and S.N. Williams (Editors). Galeras Volcano, Colombia; interdisciplinary study of a decade volcano, May 1997. J.V.G.R, Volume 77, Nos 1 - 4. Netherlands: Elsevier science.

GÓMEZ, D. y TORRES, R., 1993. Aspectos relevantes de la actividad volcánica del Galeras desde 1991 y Estudio de algunos parámetros cinemáticos de las fuentes sísmicas de alta frecuencia. San Juan de Pasto: Ingeominas, OVSP.

GÓMEZ, D. y TORRES, R., 1996. Actividad sísmica en la región del volcán Galeras. Memorias Taller Sismotectónica de las regiones volcánicas de Colombia, Región Galeras. San Juan de Pasto: Ingeominas, OVSP.

HERRAIZ, S. M., 1996. Origen de los terremotos. Conferencia Internacional Sismología para Ingenieros. Santafe de Bogotá: Pontificia Universidad Javeriana.

INGEOMINAS, 1994. Ocurrencia y Pronóstico de Erupciones en Galeras y Volcanes del Sur. San Juan de Pasto: OVSP.

INGEOMINAS, 1995. Informes mensuales, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto.

LEE, W., and LAHR, J., 1975. HYPO71PC: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. California: U.S.G.S.

LEE, W.H., and STEWART, S.W., 1981. Principles and Applications of Microearthquake networks. London: Academic Press.

MAHDYIAR, M., 1998. Earthquake (Advanced) [CD-ROM]. U.S.A., California: Vortex Rock Consultants, Inc.

MEISSNER, R., FLUNCH, E., STIBANC, F. and BERG, E., 1977. Dinámica del límite de placas activo en el SW de Colombia, de acuerdo a recientes mediciones geofísicas. La transición oceánico-continente en el suroeste de Colombia. Santafé de Bogotá: Instituto geofísico Universidad Javeriana.

MURCIA, L., y CEPEDA B., 1986. Memoria geológica de la plancha 410 – La Unión. Versión resumida Ingeominas.

MURCIA, L., y CEPEDA B., 1991. Memoria explicativa de la plancha 429 – San Juan de Pasto. Popayán: Versión resumida Ingeominas.

PELÁEZ, L., 1990. Informe de práctica industrial: Análisis de fuentes sismogénicas en el volcán Galeras. San Juan de Pasto: Universidad EAFIT.

RAMÍREZ, S. J., 1975. Historia de los terremotos en Colombia. Segunda Edición..

Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Editorial Andes.

RED SISMOLÓGICA NACIONAL DE COLOMBIA (RSNC), 1995. Boletín trimestral de simos, Enero – Marzo de 1995. Santafé de Bogotá: Ingeominas Vol. 3. No. 1.

SARRIA, A., 1995. Ingeniería Sísmica. Santafé de Bogotá: UniAndes.

SAUTER, F., 1989. Introducción a la Sismología: Fundamentos de Ingeniería Sísmica I. Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.

TILLING, R. I., KOYANAGI, R.Y., LIPMAN, P.W. LOCKWOOD, J.P., MOORE, J.G., and SWANSON, D.A., 1976. Earthquakes and related catastrophic events, island of Hawaii: A preliminary Report, U.S.G.S. Circular 740.

TILLING, R., 1993. Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos. Santafé Nuevo México (USA): Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, Asociación Internacional de Vulcanología y Química del interior de la Tierra.

TORRES, R., 1990. Parámetros cinemáticos de fuente. Informe interno del Ingeominas. San Juan de Pasto: Ingeominas, OVPS.

TORRES, R., 1994. Generalidades en vigilancia volcánica. Informe Interno del Ingeominas. San Juan de Pasto: Ingeominas, OVPS.

TORRES, R., 1996. Notas curso laboratorio de sismología. Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas, Universidad de Nariño. San Juan de Pasto: Editorial Universitaria.

TORRES, R., 1999. Sismicidad en el departamento de Nariño. En: Revista de Investigación Geográfica. San Juan de Pasto: Publicación Universidad de Nariño.

TORRES, R., y AGUDELO, W., 2000. Análisis de Calidad Geométrica de la configuración de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia. Santafé de Bogotá: Ingeominas, RSNC.

TORRES, R., GÓMEZ, D., y ORTEGA, A., 1997. Vulcano – Tectonic (VT) Earthquakes originated at NNE Galeras Vulcano, Colombia. General Assembly. Puerto Vallarta, México: IAVCEI.

UDÍAS, A. y MÉZCUA, J., 1997. Fundamentos de Sismología. Universidad centroamericana José Simeón. El Salvador: Editores UCA. Vol. 25.

UDÍAS, A.; MUÑOZ, D. y BUFORN, E., 1985. Mecanismo de los terremotos y tectónica. Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense. España: Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.

WALPOLE, R.; MEYERS, R. y MEYERS, S., 1998. Probabilidad y estadística para ingenieros. Sexta edición. México: Prentice Hall.