

ANÁLISIS DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS DEL VOLCÁN PURACÉ

FÉLIX RODRIGO RODRÍGUEZ CARDOZO

**UNIVERSIDAD DEL CAUCA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES, EXACTAS Y DE LA
EDUCACIÓN PROGRAMA DE INGENIERÍA FÍSICA
POPAYÁN
2012**

ANÁLISIS DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS DEL VOLCÁN PURACÉ

FÉLIX RODRIGO RODRÍGUEZ CARDOZO

**Trabajo de tesis para optar el título de
Ingeniero Físico**

**DIRECTOR
GEÓLOGA MARIA PATRICIA TORRES**

**UNIVERSIDAD DEL CAUCA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES, EXACTAS Y DE LA EDUCACIÓN
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
POPAYÁN
2012**

NOTA DE ACEPTACIÓN

Directora _____
MSc. Geología. Maria Patricia Torres Hernández

Jurado _____
PhD. Ciencias de la Tierra. Lina Constanza García Cano

Jurado _____
MSc. Física. Jorge Washington Coronel García

Popayán, 4 de mayo de 2012

A mi madre y mis hermanas, mis mejores maestras
A mi hermano, mi mejor compañero
A mi sobrino, mi mejor alumno

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer a Dios, que en su infinita bondad ha dispuesto en mi camino a todas y a cada una de las personas que relaciono a continuación y las que aún después de tenderme su mano, nombrar aquí olvidare:

- A mi madre Rosa por su fe, a mi hermana Diana por su disciplina, a mi hermana Martha por su ternura, a mi hermano Miguel por su tesón y a mi sobrino Samuel por su amor.
- A Yair, María José y Diana Carolina. Que son mi otra familia en Bogotá.
- A Diana Jaramillo, Daniela Cárdenas, Zulma Salamanca y Nubia Villescás. Quienes llevo siempre en el corazón a pesar de la distancia.
- A Julio Rodríguez, Carlos Alberto Ospina, Adriana Burbano, Carol Certuche, Eliana Hurtado, Sara Tejada, Fabián Vásquez, Luis David Quiñones, Diego Gallego, Camilo Bernal y José Aguilar. Por la constante hermandad que encontré en sus corazones.
- A Viviana Delgado, María Lucía Vargas y sus familias; al igual que a las familias Ospina Caicedo, Quiñones Manrique y Gallego Rojas. Donde me ofrecieron siempre el calor de sus hogares.
- A mis amigos: Karen, Andrea, Ginna, Mary, Luza, Laura, Yady, Leidy, Alejandra, Alex, Juliana, Marcela, Claudia, William, Rodrigo, Ximena, Julián, Martha, Lina, Aury, Javier y demás. Que en un momento dado de mi vida me tendieron generosamente su mano.
- A los Profesores Washington Coronel, Jaury León Téllez, Jorge Bermúdez, Servio Pérez, Luis Fernando Echeverry, Carlos Rincón y Óscar Alvarado. Quienes más que docentes, fueron padres del conocimiento.
- A los profesores Mario Córdoba, Leonairo Pencué y Mario Patiño. Quienes aparte de su conocimiento, me brindaron su amistad.
- A los funcionarias Ana Julia Muñoz y Ana Milena Escobar. Quienes con su valiosa gestión administrativa facilitaron la presentación de este proyecto.
- Al personal del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán: Adriana, Bernardo, Alma, Rosa, Jorge, Hermilson, Gerardo, Rodrigo, Marleni, Andrea y Sara. Que siempre me hicieron sentir en casa. Y particularmente a: Nicolás, Carlos Eduardo, Adrián, Óscar, Andrés, Cristian, Carlos Andrés, Diana, Nancy, Ruth y Lina. Que siempre estuvieron prestos a resolver cualquier duda

surgida durante el desarrollo de este trabajo con valiosos y críticos aportes que enriquecieron este documento.

- A mis compañeros monitores que durante estos 3 años y 8 meses que participé del proyecto de vigilancia volcánica, me prestaron su apoyo para el adecuado cumplimiento de mis funciones.
- A mi directora María Patricia Torres por su invaluable gestión entre el Servicio Geológico Colombiano y la Universidad del Cauca y acompañamiento en este proyecto.
- A la Dra, Lina García. Por las valiosas correcciones al proyecto y por su notable esfuerzo de desplazarse hasta la ciudad de Popayán.

LISTA DE TABLAS

TABLA 1. CARACTERÍSTICAS FUNDAMENTALES DE LA RED SÍSMICA QUE CUBRE EL VOLCÁN PURACÉ. NOMENCLATURA: V:VERTICAL N:NORTE E:ESTE W:OESTE	23
TABLA 2 MODELO DE CORTEZA DE VELOCIDAD DE LAS ONDAS P UTILIZADO PARA LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL DE LOS EVENTOS SÍSMICOS DEL VOLCÁN PURACÉ.	28
TABLA 3 PARÁMETROS PARA PONDERAR LA CALIDAD DE LOCALIZACIÓN DE UN SISMO	30
TABLA 4. RESUMEN DE LOS PARÁMETROS DE LAS ECUACIONES DE Q QUE SE OBTUVIERAN PARA LAS DISTINTAS FUENTES VT DEL PURACÉ	99
TABLA 5. MECANISMOS FOCALES FUENTE 1.....	101
TABLA 6. MECANISMOS FOCALES FUENTE 2.....	101
TABLA 7. MECANISMOS FOCALES FUENTE 3.....	103
TABLA 8. MECANISMOS FOCALES FUENTE 4.....	104

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. ERUPCIÓN VOLCÁN PURACÉ 1949 Y VISTA ACTUAL DEL VOLCÁN.	21
FIGURA 2. RED DE VIGILANCIA DE LA CADENA VOLCÁNICA DE LOS COCONUCOS.	22
FIGURA 3. EJEMPLO DE REGISTRO DE UNA ONDA P Y UNA ONDA S EN UN SISMOGRAMA ANALÓGICO.	25
FIGURA 4. TRAZAS Y ESPECTROS DE SEÑALES TÍPICAS VOLCÁNICAS DEL VOLCÁN PURACÉ A) SISMO VT B) SISMO LP C) SISMO TORNILLO D) SISMO TREMOR.....	27
FIGURA 5. REPRESENTACIÓN DE UN GAP DE UN EVENTO SÍSMICO.	29

FIGURA 6. POSIBLES LOCALIZACIONES ARROJADAS POR EL PROGRAMA HYPO71.	31
FIGURA 7. CURVA DE ATENUACIÓN PARA UN LP DEL VOLCÁN PURACÉ	32
FIGURA 8. DISTRIBUCIÓN DE COMPRESIÓN (CUADRANTES NEGROS) Y DILATACIONES (EN BLANCO) SOBRE LA ESFERA FOCAL Y DESPLAZAMIENTOS DE LA ONDA P EN LA SUPERFICIE.	34
FIGURA 9. EQUIVALENCIA ENTRE MECANISMOS FOCALES Y TIPOS DE FALLAS	35
FIGURA 10. ESQUEMA DEL MOVIMIENTO DE LAS PARTÍCULAS DE UNA ONDA RAYLEIGH.	38
FIGURA 11. ESQUEMA DEL MOVIMIENTO DE LAS PARTÍCULAS DE UNA ONDA LOVE	38
FIGURA 12. SISTEMA DE COORDENADAS DEL SISMÓMETRO (Z,E,N), HASTA LLEGAR AL NUEVO SISTEMA DE COORDENADAS.	39
FIGURA 13. HISTOGRAMA DE MAGNITUD DE SISMOS VS NÚMERO DE EVENTOS.	42
FIGURA 14. HISTOGRAMA DE DISTRIBUCIÓN DE SISMOS Y CURVA DE PARÁMETRO B QUE SE ESPERA OBTENER.....	48
FIGURA 15. EJEMPLO DE UNA EJECUCIÓN EXITOSA DE CODA Q	50
FIGURA 16. CURVAS DE NIVEL DEL VOLCÁN PURACÉ EN EL PROGRAMA LOCALI4 Y SEÑALIZACIÓN DE LOS DIFERENTES PARÁMETROS QUE MUESTRA.	52
FIGURA 17. IDENTIFICACIÓN DE LAS 4 FUENTES VT (1-4) Y LAS 2 ZONAS RESIDUALES (5-6).....	53
FIGURA 18. FUENTE SÍSMICA 1VT.	54
FIGURA 19. SISMO FUENTE 1 (0.5KM-2KM) CON SU RESPECTIVO ESPECTRO DE FRECUENCIA.....	56
FIGURA 20. SISMO FUENTE 1 (3KM-6KM) CON SU RESPECTIVO ESPECTRO DE FRECUENCIA.....	56

FIGURA 21. UNO DE LOS DISPAROS VT OCURRIDOS ENTRE ENERO Y FEBRERO DE 2008.....	56
FIGURA 22. FUENTE SÍSMICA 2, CON SUS RESPECTIVAS SUBFUENTES.	58
FIGURA 23. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE FRECUENCIA, SISMO SUPERFICIAL SUB FUENTE 2A.....	61
FIGURA 24. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE FRECUENCIA, SISMO PROFUNDO SUBFUENTE 2A.....	62
FIGURA 25. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE FRECUENCIA, SISMO SUPERFICIAL SUB FUENTE 2B.....	62
FIGURA 26. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE FRECUENCIA, SISMO PROFUNDO SUB FUENTE 2B.....	62
FIGURA 27. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE FRECUENCIA, SISMO SUPERFICIAL SUB FUENTE 2C.....	62
FIGURA 28. DISPARO VT AÑO 2009 SUBFUENTE 2C.....	63
FIGURA 29. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE FRECUENCIA, SISMO PROFUNDO SUB FUENTE 2C.....	63
FIGURA 30. FUENTE SÍSMICA 3.....	65
FIGURA 31. FORMA DE ONDA DEL SISMO DE MAYOR MAGNITUD REGISTRADO EN EL VOLCÁN PURACÉ DURANTE ESTE ESTUDIO.....	67
FIGURA 32. SISMO TÍPICO DE MAGNITUD SUPERIOR A 2 DE LA FUENTE 3...	68
FIGURA 33. SISMO TÍPICO DE MAGNITUD INFERIOR A 2 DE LA FUENTE 3	68
FIGURA 34. DISPARO VT DEL 20 DE MARZO DE 2007.....	69
FIGURA 35. FUENTE SÍSMICA 4.....	70
FIGURA 36. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE SISMO FUENTE 4.....	72
FIGURA 37. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE SISMO DE CODA ALARGADA FUENTE 4.....	73
FIGURA 38. LOCALIZACIÓN EPICENTRAL SISMOS LP VOLCÁN PURACÉ ENERO 2007 A MARZO DE 2011.....	74

FIGURA 39. ATENUACIÓN TÍPICA DE UN LP DE LA FUENTE 1	75
FIGURA 40. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO DE SISMO LP FUENTE 1.....	76
FIGURA 41. FORMA DE ONDA SÍSMICA MODULADA Y ESPECTRO DE FRECUENCIA.	77
FIGURA 42. ATENUACIÓN TÍPICA DE UN LP DE LA FUENTE 2.....	78
FIGURA 43. FORMA DE ONDA Y ESPECTRO SISMO FUENTE 2 LP.....	80
FIGURA 44. DISPARO 2008 FUENTE 2 LP.....	81
FIGURA 45. LOCALIZACIÓN EPICENTRAL SISMOS TO VOLCÁN PURACÉ ENERO 2007 A MARZO DE 2011	82
FIGURA 46. ESPECTRO Y FORMA DE ONDA DE UN TORNILLO TIPO 1.....	84
FIGURA 47. ESPECTRO Y FORMA DE ONDA DE UN TORNILLO TIPO 2.....	84
FIGURA 48. ESPECTRO Y FORMA DE ONDA DE UN TORNILLO TIPO 3.....	84
FIGURA 49. ESPECTRO Y FORMA DE ONDA TREMOR TIPO 1.....	87
FIGURA 50. ESPECTRO Y FORMA DE ONDA TREMOR TIPO 2.....	87
FIGURA 51. ESPECTRO Y FORMA DE ONDA TREMOR TIPO 3.....	88
FIGURA 52. MECANISMOS FOCALES VOLCÁN PURACÉ Y POSIBLES FALLAS CIRCUNDANTES.	100
FIGURA 53. MOVIMIENTO DE PARTÍCULAS EN LOS PLANOS N-S, E-W Y HORIZONTAL RESPECTIVAMENTE DE SISMOS: A) LP FUENTE1, B) LP FUENTE2, C) TO TIPO1, D) TO TIPO2.....	107
FIGURA 54. REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DEL MODELO DE HELMHOLTZ CON SU EQUIVALENTE MECÁNICO	113
FIGURA 55. SEÑAL DE “TREMOR” REGISTRADA ENTRE ENERO Y MARZO DE 2008	116
FIGURA 56. IZQUIERDA: FUENTES VT ENCONTRADAS EN ESTE ESTUDIO. DERECHA: FUENTES VT ENCONTRADAS EN 1998 POR CARDONA	119

LISTA DE GRÁFICAS

GRÁFICA 1. DISTRIBUCIÓN SISMICIDAD VT FUENTE 1 RESPECTO A LA PROFUNDIDAD.	57
GRÁFICA 2. DISTRIBUCIÓN SISMICIDAD VT FUENTE 1 EN EL TIEMPO.	57
GRÁFICA 3. FRECUENCIA PROMEDIO (HZ) VS PROFUNDIDAD (KM).	57
GRÁFICA 4. PROFUNDIDAD SÍSMICA VERSUS MAGNITUD DE CODA PROMEDIO FUENTE 2	61
GRÁFICA 5. DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS DE CADA SUBFUENTE RESPECTO A LAS PROFUNDIDADES.	63
GRÁFICA 6. DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD RESPECTO A LA PROFUNDIDAD.	64
GRÁFICA 7. DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD RESPECTO AL TIEMPO.	64
GRÁFICA 8. DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD RESPECTO A LAS SUBFUENTES.	64
GRÁFICA 9. PROFUNDIDAD SÍSMICA VS MAGNITUD DE CODA PROMEDIO FUENTE 3.	67
GRÁFICA 10. PROFUNDIDAD SÍSMICA VS FRECUENCIA DOMINANTE FUENTE 3.	67
GRÁFICA 11. MAGNITUD DE CODA PROMEDIO VS FRECUENCIA DOMINANTE FUENTE 3	68
GRÁFICA 12. DISTRIBUCIÓN SISMICIDAD VT DE LA FUENTE 3 EN EL TIEMPO.	69
GRÁFICA 13. DISTRIBUCIÓN POR PROFUNDIDADES DE LA SISMICIDAD VT DE LA FUENTE 3.	69
GRÁFICA 14. DISTRIBUCIÓN POR PROFUNDIDADES DE LA SISMICIDAD VT DE LA FUENTE 4.	71
GRÁFICA 15. PROFUNDIDAD SÍSMICA VS MAGNITUD DE CODA PROMEDIO FUENTE 4.	72

GRÁFICA 16. PROFUNDIDAD SÍSMICA VS MAGNITUD DE CODA PROMEDIO FUENTE 4.	72
GRÁFICA 17. DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA FUENTE 4.....	73
GRÁFICA 18. DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE: A) CODA PROMEDIO, B) MAGNITUD PROMEDIO.	75
GRÁFICA 19. DISTRIBUCIÓN DE LA FRECUENCIA DOMINANTE EN EL TIEMPO.....	76
GRÁFICA 20. DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD LP DE LA FUENTE 1 EN EL TIEMPO.....	77
GRÁFICA 21. DISTRIBUCIÓN DE A)CODA PROMEDIO Y B)MAGNITUD PROMEDIO EN EL TIEMPO.	78
GRÁFICA 22. DISTRIBUCIÓN DE LA FRECUENCIA DOMINANTE DE LA FUENTE 2 LP EN EL TIEMPO.	79
GRÁFICA 23. DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA FUENTE 2 LP.....	80
GRÁFICA 24. NÚMERO DE EVENTOS DE 2007 A 2011 DE LAS 2 FUENTES LP IDENTIFICADAS	81
GRÁFICA 25. DISTRIBUCIÓN EN EL TIEMPO DE LAS CODAS Y LAS MAGNITUDES DE LOS TO.	83
GRÁFICA 26. DISTRIBUCIÓN ESPECTRAL EN EL TIEMPO DE LOS TORNILLOS DEL PURACÉ.....	85
GRÁFICA 27. DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA SISMICIDAD TO.	85
GRÁFICA 28. DISTRIBUCIÓN DE LAS FRECUENCIAS DOMINANTES DE LOS TR EN EL TIEMPO.	87
GRÁFICA 29. DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA SISMICIDAD TR.....	88
GRÁFICA 30. DISTRIBUCIÓN DEL NÚMERO DE EVENTOS EN EL TIEMPO.....	88
GRÁFICA 31. DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO B EN EL TIEMPO (MÁXIMA VEROSIMILITUD).....	89
GRÁFICA 32. DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO B EN EL TIEMPO (MÍNIMOS CUADRADOS).	89

GRÁFICA 33. DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO B EN EL TIEMPO (M.C. Y M.V.).	90
GRÁFICA 34. DISTRIBUCIÓN DEL NÚMERO DE EVENTOS EN EL TIEMPO.....	91
GRÁFICA 35. DISTRIBUCIÓN DE LA MAGNITUD PROMEDIO EN EL TIEMPO..	91
GRÁFICA 36. DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO B EN LA PROFUNDIDAD (MÍNIMOS CUADRADOS).	92
GRÁFICA 37. DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO B EN LA PROFUNDIDAD (MÁXIMA VEROSIMILITUD).	92
GRÁFICA 38. DISTRIBUCIÓN DEL PARÁMETRO B EN LA PROFUNDIDAD (M.C Y M.V).	92
GRÁFICA 39. DISTRIBUCIÓN DE LA MAGNITUD DE CODA DE ACUERDO A LAS PROFUNDIDADES.	93
GRÁFICA 40. DISTRIBUCIÓN DEL NÚMERO DE SISMOS DE ACUERDO A LAS PROFUNDIDADES.	94
GRÁFICA 41. DECAIMIENTO DE Q^{-1} RESPECTO A LA FRECUENCIA DE FILTRADO FUENTE 1.	95
GRÁFICA 42. DECAIMIENTO DEL LOG (Q^{-1}) RESPECTO AL LOG DE LA FRECUENCIA DE FILTRADO.	95
GRÁFICA 43. DECAIMIENTO DE Q^{-1} RESPECTO A LA FRECUENCIA DE FILTRADO FUENTE 2.	96
GRÁFICA 44. DECAIMIENTO DEL LOG (Q^{-1}) RESPECTO AL LOG DE LA FRECUENCIA DE FILTRADO.	96
GRÁFICA 45. DECAIMIENTO DE Q^{-1} RESPECTO A LA FRECUENCIA DE FILTRADO FUENTE 3.	97
GRÁFICA 46. DECAIMIENTO DEL LOG (Q^{-1}) RESPECTO AL LOG DE LA FRECUENCIA DE FILTRADO.	97
GRÁFICA 47. DECAIMIENTO DE Q^{-1} RESPECTO A LA FRECUENCIA DE FILTRADO FUENTE 4.	98
GRÁFICA 48. DECAIMIENTO DEL LOG (Q^{-1}) RESPECTO AL LOG DE LA FRECUENCIA DE FILTRADO.	98

GRÁFICA 49. DIAGRAMAS DE ROSAS PARA AZIMUTH E INCIDENCIA LP FUENTE 1	105
GRÁFICA 50. DIAGRAMAS DE ROSAS PARA AZIMUTH E INCIDENCIA LP FUENTE 2	106
GRÁFICA 51. DIAGRAMAS DE ROSAS PARA AZIMUTH E INCIDENCIA SISMOS TO	106
GRÁFICA 52. PRECIPITACIÓN EN MM DE LA ESTACIÓN METEOROLÓGICA DEL IDEAM DE “EL POSTE”. UBICADA EN EL MUNICIPIO DE PURACÉ.	115
GRÁFICA 53. CANTIDAD DE EVENTOS TO REGISTRADOS EN EL VOLCÁN PURACÉ	115

TABLA DE CONTENIDO

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	17
2. OBJETIVOS.....	18
2.1. GENERAL	18
2.2. ESPECÍFICOS.....	18
3. JUSTIFICACIÓN.....	19
4. MARCO TEÓRICO.....	20
4.1. GEOLOGÍA	20
4.2. RED DE VIGILANCIA SÍSMICA.....	21
4.3. SEÑALES SÍSMICAS VOLCÁNICAS.....	24
4.3.1. Sismos Volcano-Tectónicos (VT).....	24
4.3.2. Eventos de Largo periodo (LP).....	25
4.3.3. Tremor Volcánico (TR).....	26
4.4. LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL.....	28
4.5. ATENUACIÓN	31
4.6. ANÁLISIS ESPECTRAL.....	32
4.6.1. Espectros.....	32
4.6.2. Espectrogramas.....	33
4.7. MECANISMO FOCAL.....	33
4.8. ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN.....	36
4.9. PARÁMETRO “b”	40
4.10. CODA Q (ONDAS DE CODA)	42
5. METODOLOGÍA.....	46
5.1. SISMICIDAD VT	46
5.1.1. Relocalización y Análisis de Calidad.....	46
5.1.2. Análisis Espectral VT	47
5.1.3. Inversión de Onda y Mecanismo Focal Asociado.....	47
5.1.4. Parámetro “b”.....	47
5.2. SISMICIDAD LP	48
5.2.1. Relocalización LP.....	48
5.2.2. Análisis Espectral LP.....	48

5.2.3. Polarización.....	49
5.3. CODA Q.....	50
6. RESULTADOS.....	51
6.1 RELOCALIZACIÓN Y ANÁLISIS DE CALIDAD DE SISMICIDAD VT DEL VOLCÁN PURACÉ.....	51
6.1.1 Fuente 1.....	54
6.1.2 Fuente 2.....	58
6.1.3 Fuente 3.....	65
6.1.4 Fuente 4.....	70
6.2 REATENUACIÓN Y ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD LP.....	74
6.2.2 Fuente 1.....	75
6.2.3 Fuente 2.....	78
6.3 REATENUACIÓN Y ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD TIPO TORNILLO.....	82
6.4 ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD TIPO TREMOR.....	86
6.5 ANÁLISIS DEL PARÁMETRO b.....	89
6.5.2 Análisis parámetro b por año.....	89
6.5.3 Análisis parámetro b por profundidad.....	91
6.6 ANÁLISIS DE CODA Q.....	94
6.6.2 Fuente 1.....	94
6.6.3 Fuente 2.....	95
6.6.4 Fuente 3.....	96
6.6.5 Fuente 4.....	97
6.7 MECANISMO FOCAL.....	100
6.7.2 Fuente 1.....	101
6.7.3 Fuente 2.....	101
6.7.4 Fuente 3.....	103
6.7.5 Fuente 4.....	104
6.8 ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN.....	105
7. DISCUSIÓN.....	108
7.1 Localización Hipocentral de la Sismicidad VT.....	108
7.2 Localización epicentral de la sismicidad LP y TO por el método de atenuación y sismicidad tipo TR.....	110
7.3 Análisis del Parámetro b.....	117

7.4	Análisis de atenuación (coda Q)	118
7.5	Mecanismo Focal asociado a los eventos VT	120
7.6	Análisis de Polarización	122
8.	CONCLUSIONES	125
9.	RECOMENDACIONES	128
10.	BIBLIOGRAFÍA	129

RESUMEN

Debido a la reactivación y posterior erupción del Volcán Nevado del Ruiz en 1985, el gobierno nacional asignó a INGEOMINAS (Ahora Servicio Geológico Colombiano) la responsabilidad de efectuar el seguimiento de la evolución de los volcanes activos en el país, fundándose en el año 1986 el Observatorio Vulcanológico de Colombia que posteriormente se denominó Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OVSM); luego en 1989, el volcán Galeras también entró en una etapa de reactivación por lo que en ese año se creó el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP); por último, en el año de 1993, y como medida preventiva, se creó el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (OVSPop), sin que en el momento existiera una crisis volcánica en la zona. Actualmente, este observatorio tiene por misión, efectuar la vigilancia sobre los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotaró. Pertenecientes al denominado segmento volcánico central del país.

En este documento se presentan los resultados del Trabajo de Grado “Análisis de las Fuentes Sismogénicas del volcán Puracé”; que tuvo como objetivo tomar la información sísmica registrada por la red de vigilancia volcánica del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán durante el periodo 2007 a 2011, y con base en ésta, lograr la identificación de cuatro fuentes sísmicas VT (dos sobre el edificio volcánico y dos en sus inmediaciones); dos fuentes LP que coincidieron con dos fuentes VT y una fuente TO sobre el edificio volcánico. Dichas fuentes, fueron caracterizadas por forma de onda, contenido espectral, tamaño, cantidad de eventos que registraron y profundidad a la cual fueron localizados sus sismos. Hecho esto, se pudo calcular para las fuentes VT la evolución del parámetro b en el espacio y en el tiempo. Y analizar temporalmente la coda Q . Por último, para algunos eventos VT fue posible calcular los mecanismos focales y para algunos LP, realizar diagramas de polarización.

INTRODUCCIÓN

El proyecto de investigación “Análisis de las Fuentes Sismógenicas del Volcán Puracé”, tiene su origen en la necesidad de estudiar el comportamiento volcánico y su evolución en niveles de actividad primarios (Ej. Nivel IV: Volcán Activo y Comportamiento Estable) de actividad como las que muestra actualmente el Puracé, para establecer una línea base sobre la cual se puedan sugerir escenarios probables en el momento de tratar con futuras crisis volcánicas, mejorando así considerablemente la gestión del riesgo en la zona de influencia del volcán Puracé.

En este trabajo, se trazaron como objetivos fundamentales, re-localizar y re atenuar la actividad sísmica VT y LP en el edificio volcánico del Puracé y sus alrededores; posterior a ello, utilizar dichas localizaciones y atenuaciones en la identificación de fuentes sísmicas, para una caracterización de éstas por contenido espectral, forma de onda, tamaño de la fuente, número de eventos y el rango de profundidades en las cuales fueron localizados; hecho esto, estudiar la evolución del parámetro b de los eventos VT que fueron localizados, tanto en el espacio como en el tiempo; Por último, estudiar los mecanismos de atenuación de las ondas sísmicas a través del análisis temporal de la coda Q; Obtener los diagramas de polarización de las ondas sísmicas e identificar los mecanismos y las fallas que influyeron en la generación de los eventos VT a través del estudio del mecanismos focal.

La elaboración de este trabajo de grado estuvo limitada a la cantidad de información registrada a través de la red de vigilancia del volcán Puracé durante el periodo comprendido entre el 1 de enero de 2007 y el 31 de marzo de 2011. La cual, pasó a través de un proceso de filtrado, en el cual sólo se tomaron aquellos eventos cuya calidad (relación señal ruido superior o igual a 10) permitiera obtener los resultados de la calidad que el trabajo amerita.

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El volcán Puracé es un estrato-volcán activo, siendo el más joven y septentrional de la cadena volcánica de los Coconucos (compuesta por 15 centros eruptivos) (Monsalve y Pulgarín, 1999). Localizado a $2^{\circ} 19' 01'' N$ y $76^{\circ} 23' 53'' W$ y a una distancia de 26 km al SE de la ciudad de Popayán.

De acuerdo al mapa de amenaza volcánica del volcán Puracé (Ingeominas 1993) algunos centros poblados como Coconuco y Puracé se encuentran ubicados en la zona de amenaza media; de igual forma, los ríos Anambío, San Francisco, Cocuy y Vinagre pueden servir de canales de flujos piroclásticos y flujos de escombros, fenómenos volcánicos altamente peligrosos, que pueden afectar importante infraestructura económica de la región como la Mina de Azufre el Vinagre y algunas concentraciones menores de poblaciones ubicadas en la zona de influencia de estos drenajes. Además, la ciudad de Popayán, capital del departamento del Cauca, puede verse afectada por caídas de cenizas en una eventual reactivación de este volcán.

De acuerdo a lo anterior, es de vital importancia realizar permanentemente el monitoreo y vigilancia del volcán Puracé, labor que realiza el Servicio Geológico Nacional a través del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de la ciudad de Popayán desde el año 1993; así como adelantar estudios que permitan avanzar en el entendimiento de la dinámica de su sistema volcánico y en la definición y funcionamiento de las fuentes sismogénicas que actúan en la zona de influencia del volcán; y así contribuir en el conocimiento de su amenaza, y trabajar en la disminución de su vulnerabilidad y contribuyendo a una mejor gestión del riesgo de las poblaciones aledañas.

2. OBJETIVOS

2.1. GENERAL

Realizar un estudio de las fuentes sismogénicas del volcán Puracé, a partir de la sismicidad volcánica registrada durante los años 2007 al 2011. Se plantea caracterizar las fuentes sísmicas que sean identificadas y mejorar el conocimiento de las ya establecidas previamente.

2.2. ESPECÍFICOS

- Seleccionar entre la sismicidad registrada durante los años 2007 al 2010 aquellas señales que sean de calidad óptima según los parámetros establecidos para el procesamiento de la información por el OVSPopayán, y así efectuar una selección adecuada para aplicar las metodologías propuestas.
- Relocalizar y separar por fuentes sísmicas los eventos VT.
- Atenuar y separar por fuentes sísmicas los eventos LP.
- Efectuar un análisis espectral de señales sísmicas tanto VT como LP.
- Estimar el parámetro “b” de la sismicidad VT seleccionada.
- Obtener el mecanismo de foco de las fuentes sísmicas elegidas mediante estudios de inversión de onda sísmica.
- Analizar temporalmente el parámetro de Coda Q.
- Obtener diagramas de polarización de ondas sísmicas.
- Analizar los datos obtenidos y concluir sobre posibles nuevas fuentes sismogénicas y/o evolución temporal y espacial de las encontradas en estudios anteriores.

3. JUSTIFICACIÓN

Los registros históricos de erupciones del volcán Puracé datan desde 1559 hasta 1977¹, estos eventos van desde pequeñas emisiones de ceniza y actividad fumarólica, pasando por emisión de flujos piroclásticos y lahares, hasta fuertes explosiones de domo y emisión de bombas que han causado muertes (16 en la erupción de 1949)¹, lo cual implica que el volcán Puracé es uno de los volcanes más activos de Colombia y si bien su última erupción fue en 1977, es de vital importancia realizar estudios de su sismicidad, ya que al conocer su comportamiento en niveles bajos de actividad, se logra obtener una línea base de referencia de su comportamiento, con el propósito de obtener nuevas herramientas para la evaluación temporal del fenómeno e inclusive en el pronóstico de futuras crisis volcánicas. De esta forma con este trabajo, se realiza una importante contribución a la actualización, estudio y evolución temporal y espacial de las fuentes sismogénicas del volcán Puracé, con el fin de aportar nuevos datos que contribuyan al entendimiento de su dinámica interna.

Cabe resaltar, que este trabajo también contribuye a ampliar el perfil profesional y ocupacional del Ingeniero Físico, al incursionar en el área de la geofísica y la vulcanología, campo de estudio de vital importancia e impacto social en una región con las características geológicas del Departamento del Cauca, aportando, de igual forma, al cumplimiento de la función social que las universidades del país en general y en particular de la región, como la Universidad del Cauca tienen en el cumplimiento de su misión.

¹ María Luisa Monsalve et al. 1993. Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial de Volcán Puracé Revista Ingeominas N°2. Tabla 1 Página 7

4. MARCO TEÓRICO

4.1. GEOLOGÍA

El volcán Puracé es un estrato volcán activo de 4650m de altitud con forma de cono truncado, que posee un cráter doble de 500m de diámetro interno y 900m de diámetro externo², se encuentra edificado sobre la cordillera Central, cuyo núcleo está compuesto principalmente por rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Arquía.

La intensa actividad volcánica que ha registrado el volcán Puracé (Figura 1) ha hecho que la morfología del cráter y del cono, hayan sufrido cambios sustanciales en los últimos dos siglos. Los productos asociados a su actividad entre los cuales se han registrado, depósitos de coladas de lavas y más recientemente depósitos de flujos de ceniza y bloques, de flujos de ceniza y escoria y piroclastos de caída son de composición basáltica a andesítica y riolítica pertenecientes a un vulcanismo calcoalcalino rico en potasio³.

La actividad volcánica del Puracé tiene lugar desde el Mioceno medio al Pleistoceno, lo cual, representa una actividad volcánica que persiste en la actualidad y es atribuida a la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Suramericana.⁴

² Cadena Volcánica de los Coconucos.
OVSPop.<http://intranet.ingeminas.gov.co/popayan/Purace>. Marzo de 2011

³ Cardona, c.e; garcia, l.c; lópez, c.m; trujillo, n.2010. Estudio de Polarización de Onda Sísmica para las Señales Sísmicas Asociadas a la Dinámica de Fluidos en los Volcanes Nevado del Ruíz y Nevado del Huila. INGEOMINAS. Página 12

⁴ Actividad Histórica y Actual del Volcán Puracé. Colombia. Bernardo Pulgarín et ál. Boletín Geológico Número 34. 1993. Página 43.

Figura 1. Erupción Volcán Puracé 1949 y Vista Actual del Volcán.



Fuente. Fotografías de Luis Ledezma y Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

4.2. RED DE VIGILANCIA SÍSMICA

La red de vigilancia sísmica permanente del volcán Puracé (Figura 2) se encuentra constituida actualmente por diez estaciones telemétricas, tres de banda ancha y siete de corto periodo (ver Tabla 1). Dentro de las estaciones de corto periodo cinco están provistas con sensores uniaxiales y dos con un sensor triaxial, en tanto, las estaciones de banda ancha poseen todos los sensores triaxiales. Las estaciones uniaxiales poseen sensores marca Sercel modelo L4-C. La estación triaxial de corto periodo posee un sensor marca Sercel modelo L4-3D. Los sensores de banda ancha son marca Güralp modelo CMG-3T. La telemetría está compuesta por un sistema analógico para campo, comúnmente llamado VCO, que convierte las señales eléctricas del sensor a variaciones eléctricas de frecuencia modelos PTS-3BG para una y para tres componentes, acoplados mediante radios analógicos a discriminadores modelo J-120 desarrollados por la U.S.G.S (United States Geological Survey). Las señales de corto periodo se registran tanto en sistema analógico como en digital.⁵

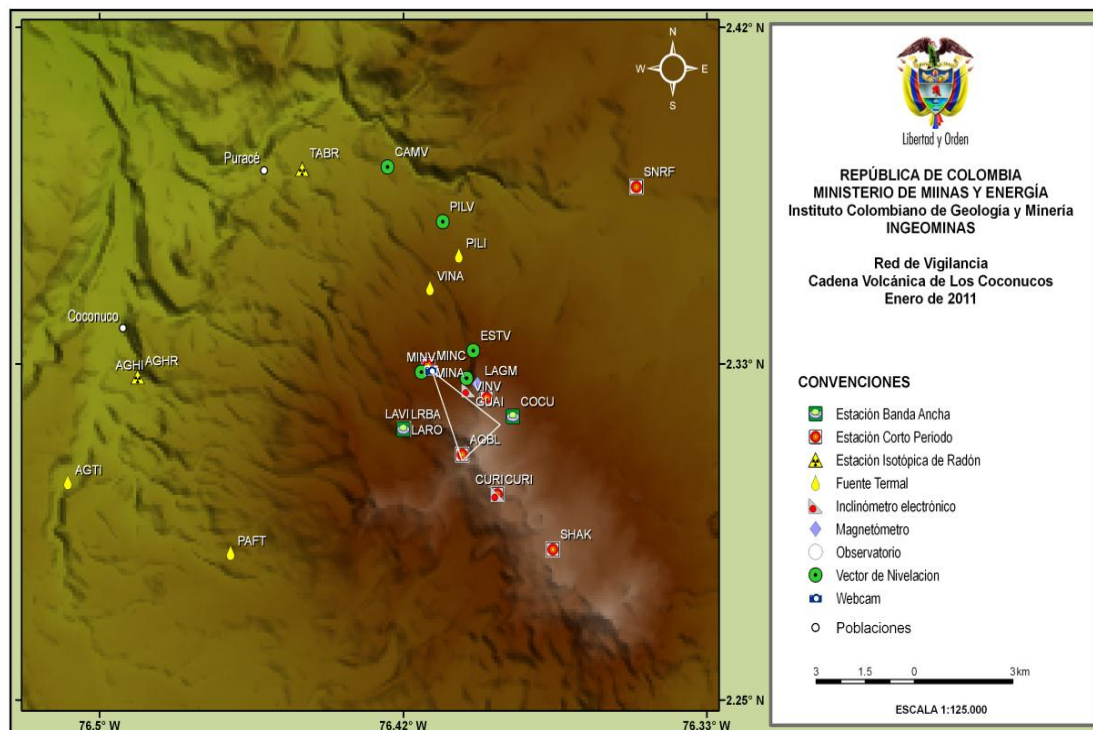
Los sismogramas analógicos se obtienen a través de registradores Kinematics modelo PS-2. Los sismogramas digitales son obtenidos por medio de un sistema de adquisición de datos sísmicos para computadora en tiempo real, equipado con un convertidor A/D de 12 bits con una tasa de muestreo de 100 muestras/segundo.

⁵ Nicolás Oliveras. 1997. Teoría Métodos y Aplicación de Demodulación por Software de Señales FM en el Rango de Audio para Telemetría. OVSPop-Universidad del Cauca. Página 9.

Las estaciones de banda ancha se registran en modo digital y en tiempo real a través del programa Scream que es desarrollado por los mismos fabricantes de los sismómetros de banda ancha. Posteriormente, el procesamiento primario y secundario de la información sismológica se realiza con software especializado desarrollado por personal de los observatorios vulcanológicos de Colombia.

Existe otro tipo de instrumentación que complementa a la vigilancia volcánica en la cadena de los Coconucos tales como: estaciones de Inclinometría Electrónica y medición de vectores de movimiento del suelo que permiten medir deformaciones en el edificio volcánico, Magnetómetros, Cámaras web que muestran imágenes del volcán en tiempo real, estaciones isotópicas de Radón que a través de las cuales se detecta este gas y es posible inferir posibles zonas de contacto entre fallas y su relación con la actividad volcánica así como muestreos - composición, temperatura, Ph, conductividad - in situ de fuentes termales y fumarolas.

Figura 2. Red de Vigilancia de la Cadena Volcánica de los Coconucos.



Modificado de Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, 2011.

Tabla 1. Características Fundamentales de la red sísmica que cubre el Volcán Puracé. Nomenclatura: V:Vertical N:Norte E:Este W:Oeste

Estación	Tipo	Código	Distancia Cráter (Km)	Latitud	Longitud	Altitud m.s.n.m	Sensibilidad cuenta/(cm/s)
Curiqinga	V	CURI	1.60SE	2°18'16.2 "	76°23'39"	4450	3,63*10 ⁷
Cóndor	V	COND	1.22N	2°19'39.6 "	76°23'49.2"	4150	1,15*10 ⁷
San Rafael	V	SNRF	8.3NE	2°22'48"	76°21'21.6"	3450	1,60*10 ⁷
Lavas Rojas	V	LARO	2.37E	2°19'12 "	76°25'11.4"	4046	3,13*10 ⁷
Mina	N	MINN	2.79NW	2°20'09 "	76°24'47.7"	3990	1,02*10 ⁷
	E	MINE	2.79NW	2°20'09 "	76°24'47.7"	3990	1,00*10 ⁷
	V	MINV	2.79NW	2°20'09 "	76°24'47.7"	3990	1,01*10 ⁷
Shaka	V	SHAK	3.74SE	2°17'36.6"	2°17'36.6"	4478	2,82*10 ⁷
Cóndor Banda Ancha	N	COBN	1.22N	2°19'39.6 "	76°23'49.2"	4150	1,82*10 ⁷
	E	COBZ					1,85*10 ⁷
	V	COBE					1,84*10 ⁷
Cocuy Banda Ancha	N	COCN		2°18'16.2 "	76°23'39"		4,68*10 ⁷
	E	COCZ					4,65*10 ⁷
	V	COCE					4,66*10 ⁷
Lava Rojas Banda Ancha	N	LARN	2.37E	2°19'12"	76°25'11.4"	4046	1,87*10 ⁷
	E	LARZ					1,83*10 ⁷
	V	LARE					1,87*10 ⁷
Agua Blanca	V	AGBL	0.67E	2°18'49.2 "	76°24'13.8"	4374	6,59*10 ⁷

Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán.

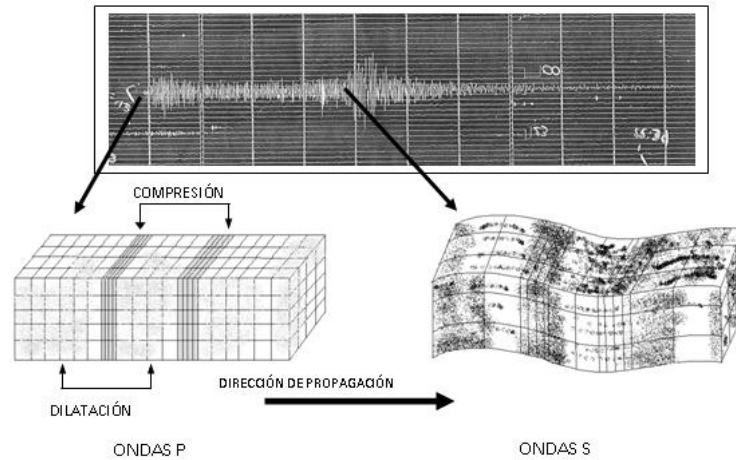
4.3. SEÑALES SÍSMICAS VOLCÁNICAS

Existen diversas clasificaciones de señales sísmicas volcánicas, siendo las más difundidas las propuestas por Koyanagi (1982) para los volcanes Kilauea y Maunaloa; Shimozoru et al (1969) para el volcán Merapi; Tokarev (1981) para los volcanes de Kamchatka; Zobin (1979) para el volcán Merapi; Latter (1979) para los volcanes Ruapehu y Ngauruhoe en Nueva Zelanda; Malone (1983) para el Mount St Helens; Minaki et al (1951,1960), Minaki (1974) y Shick (1981) para sismicidad volcánica en general, y Lahr et al (1994) para el volcán Redoubt. La clasificación sísmica que se ha de seguir para realizar este estudio será la basada en los criterios de Lar et al (1994), ya que esta clasificación diferencia los eventos sísmicos volcánicos de acuerdo a los procesos de origen que generan las diferentes señales. Básicamente, a través de tres parámetros se emite un juicio premilitar para clasificar un sismo volcánico: el primero es la apariencia de la señal en el sismograma con base en el dominio del tiempo, el segundo y el tercero consisten en realizar un análisis espectral a través del espectro de frecuencia y el espectro de amplitud. Los tipos de sismicidad que presenta el volcán Puracé son: Sismos Volcano-Tectónicos (VT), eventos de largo periodo (LP) y tornillos (TO), tipo Híbrido (HB) y tremores volcánicos (TR).

4.3.1. Sismos Volcano-Tectónicos (VT). Estos eventos (Figura 4A) son de características similares a los asociados con actividad volcánica y se caracterizan porque sus señales poseen en su mayoría altas frecuencias (más de 5Hz). En caso que ocurran bajo el edificio volcánico o en las proximidades de éste (radio de 30 Km), se asume que su ocurrencia es debido a fracturamientos de roca ocasionados por presiones en presencia y/o tránsito de fluidos en los conductos volcánicos, o a cambios de esfuerzos relacionados con dichas presiones. La señal que se genera en este tipo de eventos es registrada en los sismógrafos en el dominio del tiempo, se caracterizan por tener un claro arribo impulsivo de dos frentes de ondas que son fácilmente diferenciables. El primer frente que arriba corresponde a las ondas P (primarias) que constituyen la componente longitudinal de la onda sísmica, en un tiempo inferior a 5 segundos arriban las ondas S ("shear" esfuerzo de corte) que representan la componente transversal de la onda sísmica (Figura 3). En el dominio de la frecuencia estos sismos muestran un amplio ancho de banda que puede ir desde 1 hasta 16Hz⁶.

⁶ Carlos Eduardo Cardona Idárraga. 1998. Caracterización de las Fuentes Sísmicas del Volcán Puracé. OVSPop-Universidad de Caldas. Página 19

Figura 3. Ejemplo de registro de una onda P y una Onda S en un sismograma analógico.



JOHN MAKARIO LONDOÑO.2002.Manual de Sismología Básica (Vigilancia Volcánica Sísmica). Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales-INGEOMINAS.

4.3.2. Eventos de Largo periodo (LP). Los eventos de Largo Periodo (LP), también conocidos como de Baja Frecuencia (LF por sus siglas en inglés) o terremotos de tipo B (Figura 4b). Son señales típicas de ambientes volcánicos que se caracterizan por tener duraciones comprendidas entre unos pocos segundos hasta cerca de un minuto (o un poco más) y un contenido espectral que suele contener anchos de banda reducidos ($0.5\text{Hz} < 5\text{Hz}$) que muestran valores bajos de frecuencia (menor a 6Hz).

Estos eventos están relacionados a la actividad de los fluidos dentro de los conductos volcánicos y si bien, abarcan una gran variedad de posibles orígenes, se conoce como principal causa, efectos de inestabilidad o resonancia de los fluidos dentro de los conductos que los contienen.

El inicio del registro de estos eventos suele ser emergente, dificultando así determinar con exactitud el comienzo del sismo. De igual manera, normalmente no presenta llegadas definidas de ningún tipo de fase y no es posible detectar ondas S, puesto que el movimiento de partículas que propagan este tipo de ondas es de carácter transversal y a través de los fluidos sólo se propagan ondas longitudinales, imposibilitando así, que en el mecanismo generador de un sismo LP se produzcan ondas S. Por lo tanto, estos eventos, debido a su forma de onda y composición, son bastante difíciles de localizar usando técnicas clásicas. (Lahr et al. 1994).

La detección de la sismicidad LP es de vital importancia puesto que se ha podido observar una estrecha relación entre la aparición de enjambres de LP y la ocurrencia de erupciones volcánicas. Siendo este tipo de eventos parámetros fundamentales a usarse en la determinación de niveles de actividad volcánica o como precursores de una posterior erupción (Chouet, 1996).

Como un caso particular, existen eventos LP en los cuales la resonancia es sostenida en el tiempo, estos eventos reciben el nombre de **Tornillos** (Figura 4c) y se caracterizan en el registro del dominio del tiempo, por poseer varios paquetes de onda claramente diferenciables cuya envolvente decae exponencialmente en el tiempo. En el dominio de la frecuencia estos eventos se caracterizan por ser altamente monocromáticos, haciendo que su ancho de banda sea sumamente restringido y sólo se observen picos de valores particulares de frecuencias, que en algunos casos pueden alcanzar valores de altas frecuencias ($>10\text{Hz}$)⁷.

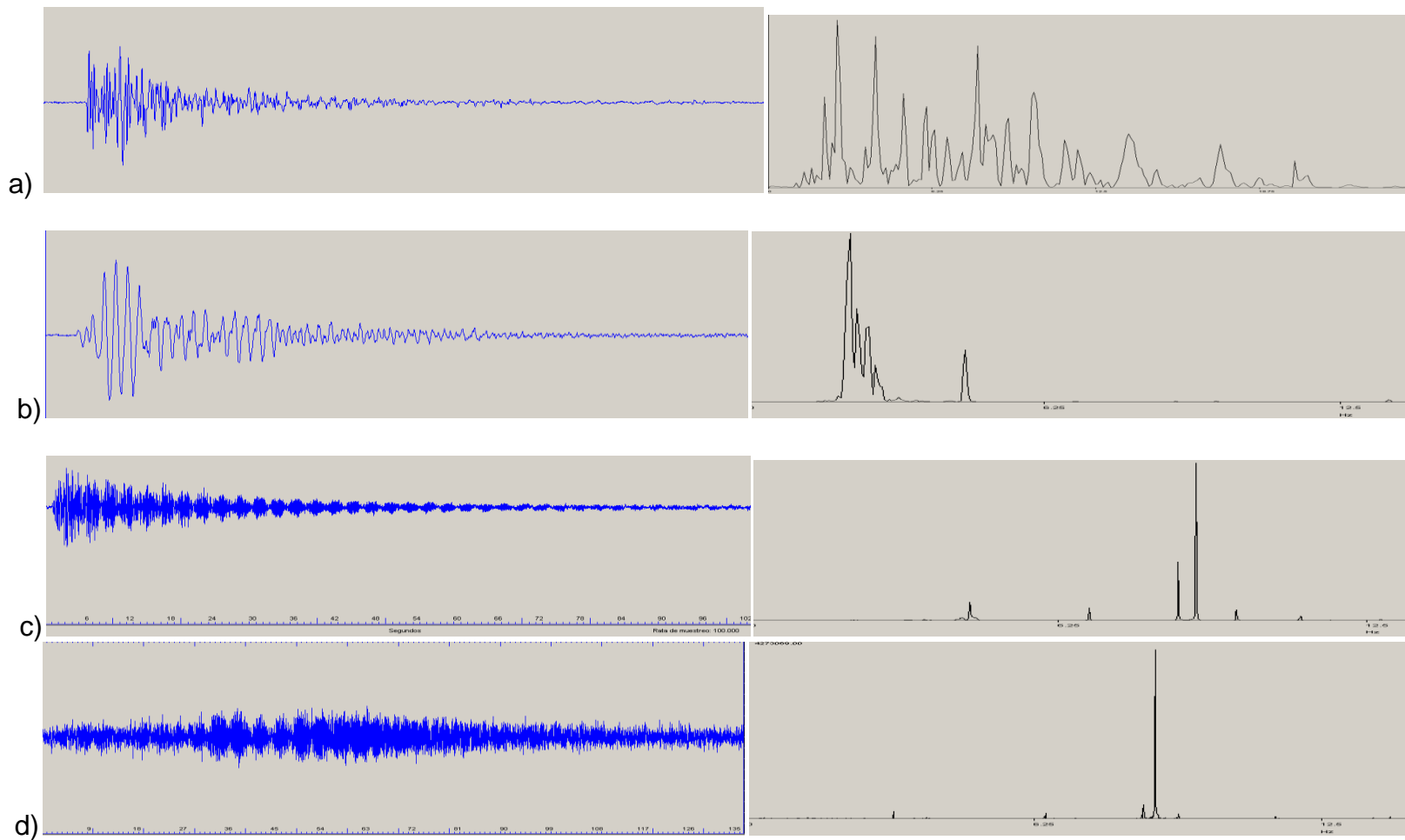
4.3.3. Tremor Volcánico (TR). Sismo de naturaleza similar a los eventos LP pero con una duración mucho mayor (Figura 4d), representando así una excitación sostenida en el tiempo de la señal sísmica. Este tipo de eventos son de rara ocurrencia en el volcán Puracé puesto que su aparición está asociada con liberaciones súbitas de energía, emisión de material al exterior o ascensos magmáticos. Comportamientos propios de volcanes que se encuentran en niveles de actividad mayor al que ha mostrado en Puracé desde que se instaló la Red de Vigilancia Volcánica.

Los tremores volcánicos pueden diferenciarse de acuerdo a su contenido espectral y prolongación en el tiempo en: Espasmódico, Armónico y en Bandas.

- **Espasmódico:** Se caracteriza por presentar registros con un contenido espectral amplio y forma de onda inhomogénea. Su ocurrencia está asociada a liberaciones súbitas de energía como emisiones de ceniza.
- **Armónico:** Se caracteriza por presentar registros con un contenido espectral restringido (monocromático) y forma de onda homogénea, las cuales se prolongan durante intervalos de tiempo de horas e incluso días enteros. Su ocurrencia está asociada a ascensos o aportes magmáticos.
- **Bandas:** Sus características son semejantes a los tremores armónicos, salvo que poseen más de una amplitud dominante, generando “bandas” de diversas amplitudes que son fácilmente diferenciables.

⁷ Caracterización de las Fuentes Sísmicas del Volcán Puracé. 1998. Carlos Eduardo Cardona Idárraga. Página 20

Figura 4. Trazas y espectros de señales típicas volcánicas del volcán Puracé a) Sismo VT b) Sismo LP c) Sismo Tornillo d) Sismo Tremor.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y sismológico Popayán

4.4. LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL

La localización de eventos sísmicos volcánicos provenientes del volcán Puracé se realizará a través del programa HYPO71PC (Lee and Lahr,1985) el cual permite determinar hipocentros y magnitudes (Figura 6). Para hallar estos hipocentros el programa utiliza un algoritmo denominado algoritmo de Geiger (1924). Éste calcula teóricamente los tiempos de arribo a las diferentes estaciones y su comparación con los tiempos de arribo de las ondas P y S en las mismas estaciones. Mediante un ajuste estadístico obtenido en la comparación, se realizan iteraciones variando el origen inicialmente asumido hasta alcanzar una solución que cumpla un valor de convergencia aceptable. Para tal efecto, se emplea un modelo de corteza de capas planas en el cual el límite superior de la capa más superficial se considera como el nivel de referencia. Para tener en cuenta las diferentes altitudes de las estaciones sísmicas de la red, se incorpora al programa un retardo o avance, según sea el caso, con respecto al mencionado nivel de referencia, el cual se encuentra a una altura de 4530 m.s.n.m (el fondo del cráter tiene una altitud de 4480 m.s.n.m). Para comprobar la eficacia del modelo de corteza, se realizaron localizaciones para explosiones realizadas en la mina El Vinagre, utilizando un modelo de velocidades propuestas por Gil Cruz en el marco del Proyecto Nariño (Pennington 1981). A continuación, se muestra una tabla en la cual se exponen las distintas velocidades de las ondas P a diferentes profundidades del modelo de corteza propuesto, para calcular la velocidad de las Ondas S, se emplea una relación de proporción empírica en la cual $\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{3}$.

Tabla 2. Modelo de Corteza de Velocidad de las ondas P utilizado para localización hipocentral de los eventos sísmicos del volcán Puracé.

Profundidad al Tope de la capa (Km)	Velocidad (Km/seg)
0.00	3.5
2.00	3.7
4.00	4.0
8.00	6.0
26.00	6.8
44.00	8.0

Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Las localizaciones hipocentrales contienen ciertos parámetros que permiten establecer la calidad de la localización y así, elegir la más adecuada de todas las posibles que arroja el programa, estos parámetros son:

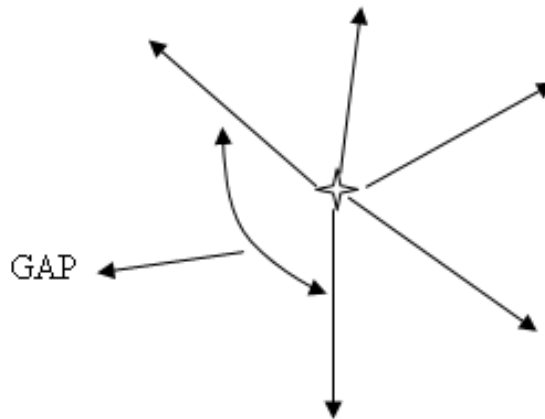
RMS: Es un cálculo o diferencia (residuos) entre los tiempos de viaje observados en el sismograma y los tiempos de viaje calculados por el programa. Al final elabora un RMS o una raíz cuadrada de las medias de los residuos (o diferencias) al cuadrado. Este parámetro es útil para determinar si la convergencia de la localización es buena o no, ya que entre menor sea el RMS, más cerca estarán los tiempos calculados de los observados. Por lo general valores de $RMS \leq 0.1$ seg. , se consideran buenos.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum R_i^2}{NO}} \quad (1)$$

Donde R_i es el tiempo residual para la i -ésima estación y NO es el número de estaciones en las cuales se han hecho lecturas de fases para localizar el sismo.

GAP: Es el mayor ángulo que se puede medir entre dos estaciones sísmicas consecutivas tomando como punto de partida de las semirectas, el epicentro calculado para el evento sísmico (Figura 5). Su importancia radica en que da una medida cuantitativa de qué tan bien cubierto por la red sísmica se encuentra la localización obtenida y su valor es determinante en el cálculo de la calidad de la misma. Para la red de vigilancia sísmica que rodea el volcán Puracé se considera una buena localización, aquella que arroje un GAP inferior a 100° .

Figura 5. Representación de un GAP de un evento sísmico.



JOHN MAKARIO LONDOÑO. Manual de Sismología Básica (Vigilancia Volcánica Sísmica). Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales INGEOMINAS.2002

ERZ / ERH: Son los errores estándar en la vertical (profundidad) y la horizontal (epicentro). Estos errores permiten determinar qué tan grande es el elipsoide de error en la localización. Entre más pequeños sean el ERH y ERZ, menos error hay en la localización. Por lo general valores de ERZ/ ERH menores a 1 km son considerados buenos. Además, que la profundidad que arroje la localización del sismo no sea comparable con el error vertical. En el caso del cálculo del error ERH se hace una superposición de los errores de latitud y longitud (x,y) ya que es un error que implica desplazamientos bidimensionales. En tanto, el error ERZ sólo implica una coordenada (z).

$$ERH = \sqrt{SDX^2 + SDY^2} \quad (2)$$

Donde SDX y SDY son los errores estándar en latitud y longitud respectivamente del epicentro.

Q: Es la calidad del sismo, en esencia da una indicación del resultado de la localización general del sismo. Puede tener valores entre A y D. La mejor Calidad es la A y la peor es la D. Calidades A y B son consideradas buenas, Calidad C, regular, y calidad D, mala. Los parámetros que se tienen en cuenta para determinar la calidad del sismo es una combinación de los valores de RMS, ERH, ERZ y GAP. Los cuales, se agrupan en dos tipos de parámetros: QS, que incluye (RMS, ERH, ERZ) y QD, que incluye (NO y GAP). Un promedio de los dos, arroja el valor de Q (Ver Tabla 3). Cabe resaltar que la calidad Q no se relaciona con nada en el de las ondas de coda (coda Q) que se estudia en el numeral **4.10**.

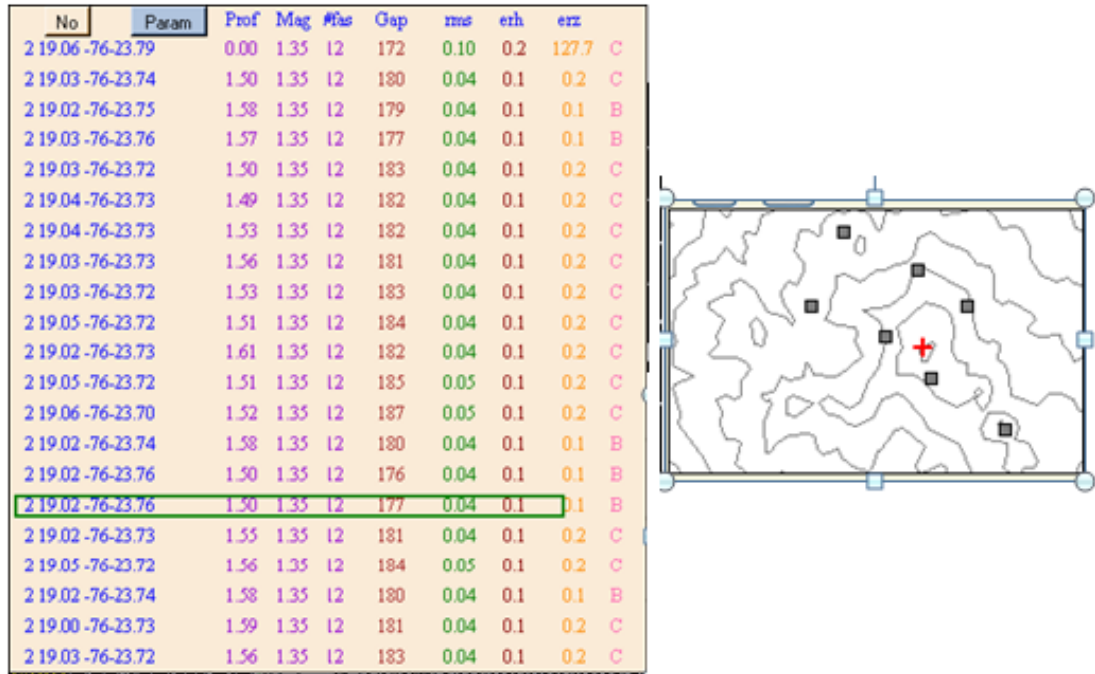
Tabla 3. Parámetros para ponderar la calidad de localización de un Sismo

QS	RMS (sec)	ERH (km)	ERZ (km)	QD	NO	GAP
A	<= 0.15	<= 1.0	<= 2.0	A	≥ 6	<= 90°
B	<= 0.30	<= 2.5	<= 5.0	B	≥ 6	<= 135°
C	<= 0.50	<= 5.0	Otros	C	≥ 6	<= 180°
D	Otros	Otros	Otros	D	Otros	Otros

Fuente. LEE W.H, Lahr, J.C. 1975. HYPO 71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. United States Geological Survey. Open-file Report. p.p. 27

En los promedios de QS y QD, siempre prima el peor valor de calidad obtenido, es decir, Que si se obtiene un valor QS=A Y QD=B. El valor ponderado de Q es B y de igual forma para cualquier combinación de valores de calidad que se obtengan.]

Figura 6. Posibles localizaciones arrojadas por el programa HYPO71. Prof (Profundidad); Mag (Magnitud); #fas (Número de fases o cantidad de Arribos P y S que se han tenido en cuenta para la localización)



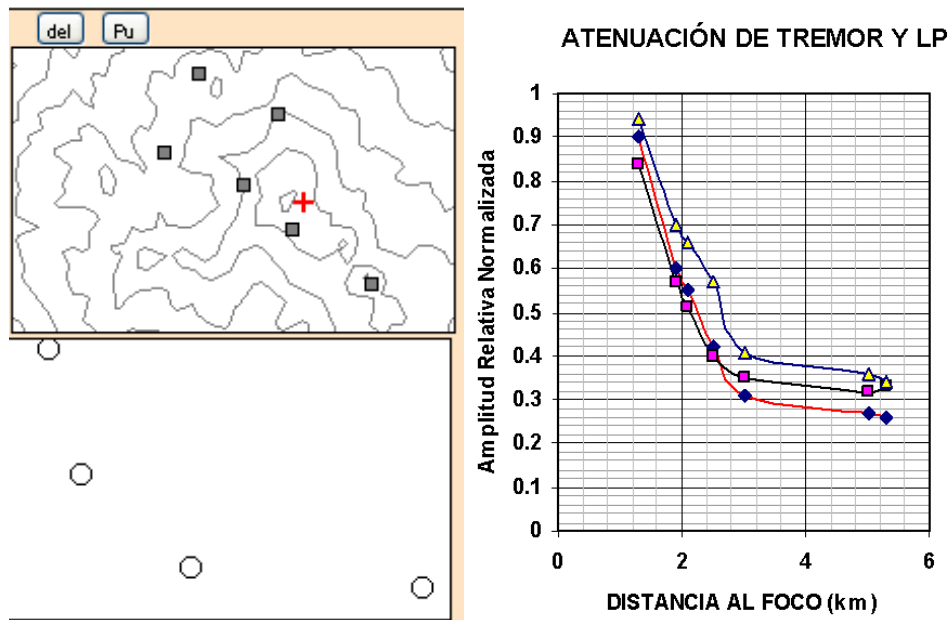
Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

4.5. ATENUACIÓN

A los eventos VT les resulta adecuado aplicarles el algoritmo de HYPO71 para su localización, sin embargo, los eventos LP al no registrar ondas S y tener registros emergentes de ondas P, no son adecuados para aplicarles dicho método. En este caso, existe una rutina alternativa para su localización denominada Atenuación (Figura 7), la cual consiste en una solución gráfica donde se seleccionan las máximas amplitudes de las señales registradas en las estaciones que muestren con claridad el sismo (relación señal ruido mayor a 10). Con esta información, la rutina muestra una gráfica interactiva de amplitud versus arribo de la señal a partir de un foco que se define arbitrariamente. La gráfica es interactiva ya que el usuario puede elegir a voluntad el punto donde considera ocurrió el sismo (foco) y el programa inmediatamente grafica de acuerdo a la ubicación señalada. Siendo la localización (atenuación) correcta del sismo, aquella donde la gráfica obtenida a partir del punto señalado sea la correspondiente a un decaimiento exponencial, esto es, debido a que la máxima amplitud de un sismo LP se atenúa de forma exponencial respecto a la distancia que la separa del foco. En el momento en que se defina una curva relativamente confiable, se puede asumir el foco encontrado como el origen posible de dicho sismo LP o tremor. En concreto, Los únicos

factores que se tienen en cuenta para el proceso de atenuación, son la máxima amplitud de la señal sísmica registrada en cada una de las estaciones que se consideren (ordenada) y la distancia de las estaciones al foco que se ha elegido iterativamente (abscisa). Otros factores, como el tiempo de arribo de arribo de las fases en cada una de las estaciones no son tenidos en cuentas, por lo que en este tipo de “localización”, sólo resulta factible estimar el epicentro. Para obtener localizaciones más fiables y obteniendo valores de hipocentro, es posible utilizar una metodología llamada Análisis Polarización (Ver numeral 4.8).

Figura 7. Curva de atenuación para un LP del volcán Puracé



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

4.6. ANÁLISIS ESPECTRAL

4.6.1. Espectros. Un espectro sísmico es la transformación de una función en el tiempo (un sismo) en su gama de frecuencias. Para efectuar dicha transformación se suele usar el algoritmo de FTT o transformada rápida de Fourier (Seeley 1970). El algoritmo FTT es útil para analizar el espectro de frecuencias y conocer varios aspectos del sismo como su frecuencia dominante, el efecto de sitio y el efecto de la fuente generadora de dicho sismo.

Un espectro puede ser descrito a través de una función compleja, la cual puede expresarse como:

$$F(\omega) = a(\omega) - ib(\omega) \quad (3)$$

$$F(\omega) = |F\omega|e^{i\varphi(\omega)} \quad (4)$$

$$F(\omega) = [a^2(\omega) + b^2(\omega)]^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

$$\varphi(\omega) = \text{Tan}^{-1} \left[\frac{-b(\omega)}{a(\omega)} \right] + 2n\pi \quad (6)$$

Donde: $F(\omega)$ es el espectro; $a(\omega)$ y $b(\omega)$ son las amplitudes en la parte real e imaginaria respectivamente; $|F(\omega)|$ es la amplitud de espectro y $\varphi(\omega)$ corresponde a la fase del espectro.

4.6.2. Espectrogramas. Un espectrograma es la transformación de la amplitud de un registro analógico o digital que está en el dominio del tiempo, a una gráfica bidimensional que incluye tres variables: frecuencia, amplitud y tiempo. Para su elaboración, la señal sísmica es fragmentada en ventanas de igual magnitud en el tiempo, donde a cada una se le aplica el algoritmo FTT, lo que permite obtener una matriz tridimensional, en donde cada columna representa un incremento de tiempo, cada fila un incremento de frecuencia y los datos de la matriz representan los valores de amplitud para una frecuencia y tiempo dados. La visualización de los datos de la matriz se hace a través de un mapa de contornos, cada uno representando un valor de amplitud. El espectrograma resulta de gran utilidad para observar la evolución del contenido frecuencia en el tiempo para una señal sísmica.

4.7. MECANISMO FOCAL

El mecanismo focal es un método muy útil para determinar la orientación de los planos de falla y la dinámica de la fuente de un sismo de origen tectónico (Cardona 1998). El movimiento de una onda sísmica respecto al foco de origen puede ser de compresión (C) o de dilatación (D). Se dice compresión cuando el desplazamiento de la onda está en la dirección del foco al punto de observación y dilatación si es en sentido contrario, del punto de observación hacia el foco. Lo cual implica, que en una compresión la componente vertical del movimiento es hacia arriba y la horizontal opuesta a la dirección del epicentro. En una dilatación el movimiento vertical es hacia abajo y el horizontal hacia el epicentro. Al aplicar este método se logran separar las zonas de compresión de las de dilatación (Figura 8) utilizando la polaridad del primer impulso de las ondas P registradas en los sismógrafos.

Para emplearlo se hace uso de una esfera denominada Esfera Focal, que es una esfera tridimensional de radio unidad, sobre la cual son proyectadas las estaciones de registro que se unen al foco por el rayo sísmico, al que le

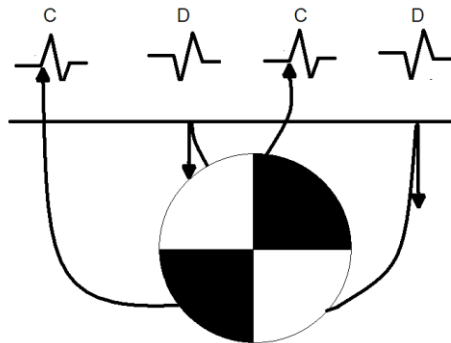
corresponde un ángulo de incidencia “i”. Este ángulo depende de la distancia (Δ) epicentral mediante la relación:

$$\text{Sen}(i) = \frac{Vdt}{d\Delta} \quad (7)$$

Donde V es la velocidad de la Onda P en la zona del foco.

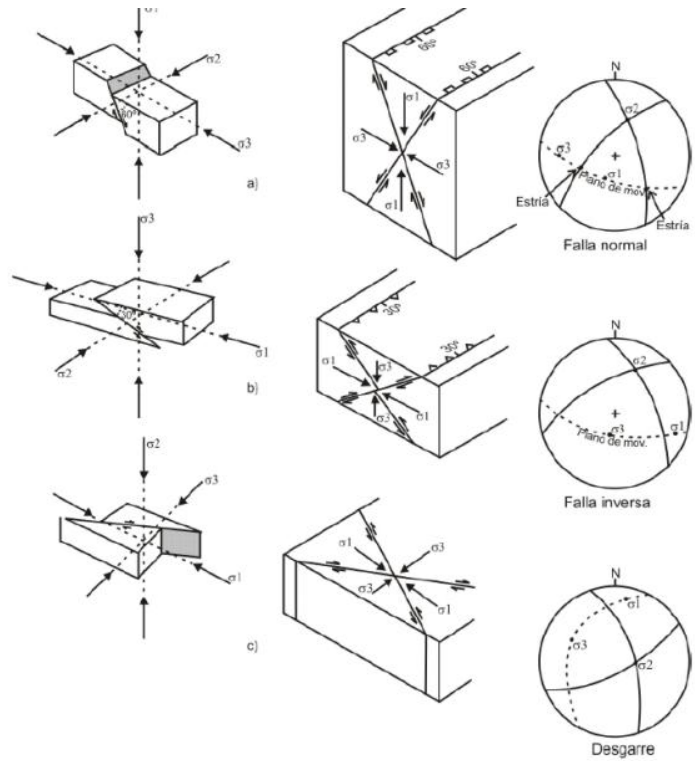
De acuerdo con este procedimiento, cada estación es representada por un punto sobre la esfera focal unitaria a la que le corresponden unas coordenadas de azimut y un ángulo de incidencia, al igual que la polarización registrada. Los planos nodales quedan registrados por el azimut de la traza ϕ , el buzamiento del plano δ y el ángulo de desplazamiento λ . Los ejes de presión y tensión equivalentes se sitúan en los ángulos bisectores de los ángulos sólidos entre los planos nodales. La relación que guardan los mecanismos focales con los tipos de falla se muestran en la Figura 9.

Figura 8. Distribución de compresión (cuadrantes negros) y dilataciones (en blanco) sobre la esfera focal y desplazamientos de la onda p en la superficie.



Fuente. CARLOS CARDONA. Caracterización de las Fuentes Sísmicas del Volcán Puracé. 1998

Figura 9. Equivalencia entre mecanismos focales y tipos de fallas



Fuente. CARDONA CARLOS, et al, 2010. Informe de avance sobre el estudio del tensor de momento sísmico en los volcanes Nevado del Huila y Cerro Machín.

Para el presente proyecto, se utilizará un programa que calcula de manera automática los mecanismos focales a partir de la naturaleza del impulso, azimut y ángulo de incidencia de una estación con respecto al foco sísmico. El programa efectúa iteraciones en la cual se barren azimuts de 0 a 360 grados y ángulos de incidencia de 0 a 90 grados, seleccionando las mejores soluciones a través de mayores aciertos porcentuales. Debido a que los sismos a estudiar son de naturaleza volcánica, los cuales son relativamente pequeños respecto a sismos tectónicos, se imposibilita el hecho de obtener un buen número de polaridades por cada sismo de manera individual. Se opta por seguir la metodología de Mecanismos focales propuesta por Buforn (1985), en la cual se grafican las polaridades de varios sismos localizados en un área cercana en la misma esfera local, obteniendo con cierto grado de certeza acerca de la naturaleza del movimiento de la estructura.

Con la determinación de los mecanismos focales, se pretende obtener información sobre la actividad Volcano-tectónica de la zona del volcán Puracé, las características de sus fallas y la distribución de esfuerzos de las mismas. Además, de la naturaleza de las ondas sísmicas generadas por la fuente y su patrón de radiación.

4.8. ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN

Muchos esfuerzos han sido dedicados a tomar ventaja de las propiedades de la polarización de las ondas y muchos métodos han sido implementados de manera exitosa principalmente en sismología⁸.

El análisis de polarización de las ondas para eventos sísmicos que se efectúan a través de sismómetros triaxiales, permiten obtener información acerca del campo de onda de estas señales, expresando los parámetros que indican la localización de su foco, tales como el azimut, el ángulo de incidencia aparente del rayo sísmico, y el tipo de onda dominante en su espectro. Ésta última, también permite obtener información acerca del mecanismo generador de la señal. Por lo tanto, el análisis de polarización es de gran relevancia en este proyecto, al permitir diferenciar y caracterizar fuentes sísmicas. Cabe resaltar, que los registros triaxiales también aportan información sobre fenómenos de las ondas sísmicas asociados a los medios por los cuales se desplazan, tales como reflexión, refracción y dispersión. Dicha información, por ende, puede emplearse en la caracterización mecánica de los suelos adyacentes a las fuentes sísmicas.

Existen diversos métodos para el análisis de la polarización tales como los propuestos por FuruzawayIrikura (1970), Matsumura (1981), Plesinger, Hellweg y Seidl (1986) y Seidl y Hellweg (1991). Un sismograma en el dominio del tiempo es una superposición de grupos de onda que producen los múltiples picos observados en el espectro de la señal. El análisis espectral por medio de la transformada rápida de Fourier (FFT) revela varios picos angostos con frecuencias centrales f_n y anchos de banda B_n excitados en un corto intervalo de tiempo. Un filtro pasabanda angosto, (f_n, B_n) es capaz de extraer de los registros de tres componentes, el movimiento de partículas asociado con cada pico, lo que permite obtener las direcciones de propagación y polarización para la señal completa. Midiendo la polarización en las bandas de frecuencia de los orígenes discretos así como la coherencia espacio temporal, será posible determinar los focos y revelar la física de los procesos elementales de radiación (Seidl y Hellweg, 1991). El método de la trayectoria de Matsumara (1981) calcula la polarización en tres dimensiones por medio de elipsoides de polarización ajustando a través del método de mínimos cuadrados los ejes de ésta. Con lo cual, se obtiene el azimut y el ángulo de incidencia como valores medios con errores estándares. Sin embargo, dichos parámetros no se expresan en términos de las coordenadas del sismógrafo, si no, que se realiza una rotación adecuada para trabajar en el sistema de coordenadas local de la onda, teniendo en cuenta que en un medio lateralmente heterogéneo, el movimiento de partículas de las ondas sísmicas es polarizado tridimensionalmente.

⁸Saul E. Guevara and Robert Stewart Multicomponent Seismic Polarization Analysis. 1998. CREWES Research Report –Volumen 10. Página (7-1).

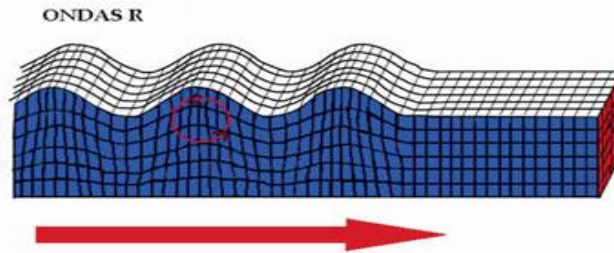
Un parámetro de gran importancia en el análisis de polarización es el tiempo de coherencia, t_c , definido como el tiempo durante el cual la amplitud y la fase del vector desplazamiento permanecen cuasi-constantes y viene dado por:

$$t_c = \frac{1}{\pi B_n} \quad (8)$$

Donde B_n es el ancho de banda de un pico espectral determinado. Para obtener un elipsoide de polarización considerablemente estable, el intervalo de tiempo de análisis t_a , debe ser menor que el tiempo de coherencia t_c , ya que se supone que se está analizando una onda “constante” en sus parámetros de amplitud y fase, y si el tiempo de análisis excede el tiempo en el cual la onda cumple estas condiciones, se dificulta de sobremanera obtener el elipsoide de polarización deseado. Los diagramas de polarización resultan de graficar amplitudes de una componente con respecto a otra a un intervalo de tiempo determinado (t_a); si los diagramas de polarización muestran cercanamente los mismos elipsoides de polarización, entonces se dice que el campo de onda de la señal que produce un pico espectral con una frecuencia central y un ancho de banda determinados, consiste de muchos grupos de onda con un azimut de propagación dominante. Sin embargo, si los elipsoides de polarización tienen una distribución amplia, se dice que el campo de onda consiste en varios grupos de onda que se propagan de forma independiente en varias direcciones.

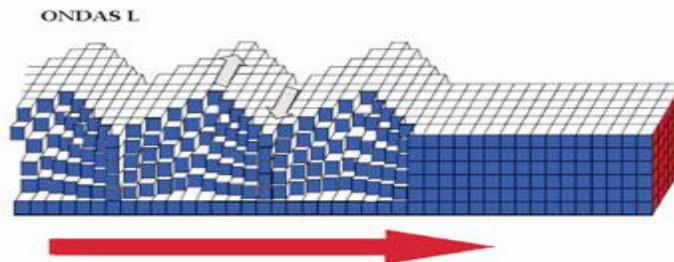
Los tipos de onda que son reconocibles con el análisis espectral son: las ondas tipo P, cuyo movimiento es caracterizado por compresiones y distensiones en la dirección de propagación del rayo sísmico, de tal forma que el eje principal de su elipse de polarización está orientado en la dirección de propagación de la onda; las ondas SV (onda S en plano vertical), cuyo movimiento es de cizalla, perpendicular a un plano perpendicular en un plano vertical a la dirección de las ondas P, es decir, al rayo sísmico; las ondas SH (onda S en plano horizontal), también perpendiculares a las ondas P, pero en un plano horizontal a la dirección de estas ; por último están las ondas superficiales, en la que la mayor componente del movimiento es localizado en la superficie y las amplitudes decrecen conforme aumenta la profundidad. De ésta última, los dos tipos principales son las ondas Love y Rayleigh. Las ondas Love poseen un movimiento en el plano horizontal, normal a la dirección de propagación de las ondas, no existe movimiento en la vertical y tiene la misma polarización que las ondas SH. Las ondas Rayleigh hacen que las partículas del medio oscilen en ambos sentidos, hacia arriba y hacia abajo y lateralmente, conformando una trayectoria elíptica con sentido retrógrado, es decir, que el movimiento es restringido a un plano vertical apuntando a la dirección de propagación, siendo el movimiento de la partícula contrario al sentido de propagación. Ver Figuras 10 y 11.

Figura 10. Esquema del movimiento de las partículas de una onda Rayleigh.



Fuente: http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/love_web.jpg

Figura 11. Esquema del movimiento de las partículas de una onda Love



Fuente: http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/love_web.jpg

Según Plesinger et al (1986), las rotaciones del sistema de coordenadas del sismómetro (Z,E,N), donde Z=Vertical, E=Este y N=Norte, al sistema de la onda (L,Q,T), donde L=Longitudinal, Q=Normal al Longitudinal y T=Transversal., deben pasar primero por un sistema rotado (Z,R,T), donde Z=Vertical, R=Radial y T=Transversal (Figura 12). Dados los sismogramas $S_Z(t)$, $S_E(t)$, $S_N(t)$ de la estación de tres componentes registrados en el sistema (Z,E,N) con vectores base (e_Z, e_L, e_N) , la orientación del sistema local de la onda con base en los vectores (e_i, e_Q, e_T) puede ser definida por dos ángulos: "a" e "i"; el ángulo "a" es el azimut de la dirección de propagación de la onda y se obtiene al graficar los ejes N y E (Figura 12); el ángulo "i" es el ángulo de incidencia aparente de la propagación de las ondas y se obtiene graficando los ejes Z y R. El vector unitario e_L (dirección de la onda P) está dado en el sistema del sismómetro por:

$$e_L = (\cos i, -\text{seni sena}, -\text{seni cosa}) \quad (9)$$

Donde "a" está restringido entre 0° y 360° y es el contra-azimut (hacia el epicentro) de la proyección de e_L en el plano horizontal contra el norte, "i" está limitado entre 0° y 90° para una estación ubicada superficialmente y es el ángulo de incidencia entre e_L y e_Z . El vector unitario e_T (dirección de la onda SH) está dado por el producto cruz:

$$e_t = \frac{(e_L \times e_Z)}{|e_L \times e_Z|} \quad (10)$$

De donde:

$$e_T = (0, -\cos a, \text{sena}) \quad (11)$$

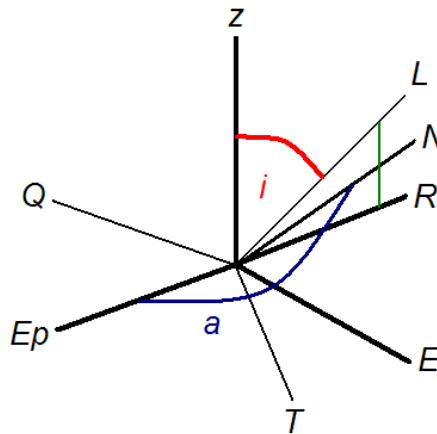
El vector unitario e_Q (dirección de la onda SV) está determinado por el producto vectorial $e_T \times e_L$, tal que los vectores base (e_T, e_L, e_Q) forman un sistema de mano derecha de forma que:

$$e_Q = (\text{sen } i, \cos i \text{ sena}, \cos i \cos a) \quad (12)$$

Las relaciones que transforman de las coordenadas del sismógrafo $S = (S_Z, S_E, S_N)$ al sistema coordenado de la onda $U = (U_L, U_Q, U_T)$ en el sistema de la onda puede ser descrito en notación matricial como:

$$\begin{bmatrix} U_L \\ U_Q \\ U_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos i & -\text{seni} \text{ sena} & -\text{seni} \cos a \\ \text{seni} & \cos i \text{ sena} & \cos i \cos a \\ 0 & -\cos a & \text{sena} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} S_Z \\ S_E \\ S_N \end{bmatrix} \quad (13)$$

Figura 12. Sistema de coordenadas del sismómetro (Z,E,N), hasta llegar al nuevo sistema de coordenadas.



Donde:

- N: Norte del sensor.
- Z: Plano Vertical.
- E: Plano Este.
- Ep: Contrarumbo.
- R: Dirección de propagación de las ondas
- L, Q, T : Nuevo sistema de coordenadas.
- i: Ángulo de incidencia aparente.
- a: Ángulo de Contrarumbo.

4.9. PARÁMETRO “b”

Si se tiene la información de la magnitud de los eventos sísmicos ocurridos en un periodo de tiempo y se efectúa una gráfica de magnitudes versus número de eventos acumulados (Figura 13) se tiene una distribución normal de la sismicidad, al linealizar dicha gráfica, la pendiente de la recta que mejor se ajuste estadísticamente a dicha gráfica se denomina “parámetro b” y es de gran utilidad porque define la relación entre el número de sismos pequeños y grandes. A pesar que no existe un acuerdo acerca de un valor específico que deba adquirir dicho parámetro o si debe aumentar o disminuir previo a un evento sísmico relevante, se tiene claridad que éste adquiere valores típicos, los cuales son particulares de cada región y que puede emplearse como una variable premonitoria de sismos mayores (Smith, 1981 Suyehiro, 1966 en Salcedo et Al, 2001).

La distribución de la magnitud de los sismos en una región puede ser descritos por una ley, la cual fue identificada por Ishimoto y Lidia en 1939, y posteriormente por Gutenberg y Richter en 1944:

$$\text{Log } N = a - bM \quad (14)$$

Donde N es la cantidad de sismos con magnitud mayor o igual que M. a y b son constantes que describen la actividad de una región sismogénica y la distribución relativa de la magnitud de los sismos, respectivamente. Si se grafica el número de sismos acumulados versus las magnitudes, el parámetro b representa la pendiente de la mejor línea de ajuste para un rango de magnitudes dado y es inversamente proporcional al tamaño promedio de las fallas que se rompen durante el sismo (Aki, 1965).

Para hacer el análisis estadístico que permita obtener un valor acertado de b, se manejan dos métodos:

Mínimos Cuadrados: Este método calcula la recta que mejor se ajuste a partir de la dispersión de los datos que resulta de graficar M versus Log (N) y cuya pendiente es b y el intercepto con el eje la constante “a” a través de la cual se obtiene la magnitud máxima esperada (m_{\max}). Para tal ajuste, únicamente se tienen en cuenta los datos sobre la magnitud de mínima homogeneidad (m_0) que es el valor bajo el cual se empieza a considerar el catálogo completo.

Máxima Verosimilitud: Para calcular el b mediante el método de máxima verosimilitud se puede utilizar el método iterativo de Newton-Raphson (Press et al, 1987) que tiene en cuenta la magnitud media regional esperada $E(m)$ descrita por

Bender (1983) y la β calculada por Aki (1965). Es decir reescribiendo la ecuación (13) se tiene:

$$\begin{aligned} \ln(N) &= \alpha + \beta M \\ \alpha &= a \ln(10) \quad (15) \\ \beta &= b \ln(10) \end{aligned}$$

Según Bender (1983) la magnitud media regional esperada es $E(m)$:

$$E(m) = \int_{m_0}^{m_{max}} m f(m) dm = \frac{m_0 e^{-\beta m_0} - m_{max} e^{-\beta m_{max}}}{e^{-\beta m_0} - e^{-\beta m_{max}}} \quad (16)$$

Donde $f(m)$ es la probabilidad de magnitud dada por:

$$f(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_0)}}; m_0 \leq m_{max} \quad (17)$$

Según Aki (1965), la magnitud mínima m_0 es la única que se conoce y la m_{max} tiende al infinito por lo que se calcula así:

$$\beta = \frac{1}{m - m_0} \quad (18)$$

Donde m es la magnitud media de la muestra de datos.

El valor de β en (14) se calcula iterativamente, a partir del β calculado con 16.

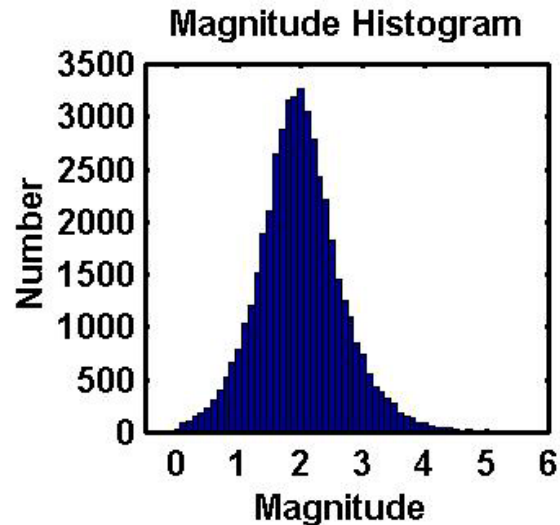
Para estimar el valor de β se calcula la varianza con (17) y a partir de ello la desviación estándar con (19)

$$var(\beta) = \frac{1}{n} \left[\frac{1}{\beta^2} - \frac{(m_{max} - m_0)^2 e^{-\beta(m_{max} - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{max} - m_0)}} \right] \quad (19)$$

$$\sigma(\beta) = \sqrt{var(\beta)} \quad (20)$$

$$\sigma(b) = \frac{\sigma(\beta)}{\ln(10)} \quad (21)$$

Figura 13. Histograma de Magnitud de Sismos vs Número de Eventos.



Fuente. MAX WYSS, et al. Zmap a tool for analyses of seismicity patterns

4.10. CODA Q (ONDAS DE CODA)

Al final de un registro sísmico en una estación de corto periodo (1-50Hz) se pueden observar las ondas de coda, las cuales se caracterizan por tener una envolvente de forma más o menos homogénea para una región del espacio, lo cual ocurre de manera independiente a la energía liberada por el evento sísmico; así mismo, su duración es una función creciente de la magnitud y llega a ser aproximadamente el 60% del registro de un sismograma (Lee et al, 1972).

La naturaleza de las ondas de coda no difiere en mucho de las anteriormente explicadas, puesto que al igual que las otras ondas sísmicas en su propagación por el interior de la Tierra, sufre una atenuación en su amplitud que se denomina absorción intrínseca, en donde ocurre una transformación irreversible de energía elástica a otro tipo de energía como térmica o piezoeléctrica⁹ y aunque el mecanismo de conversión de energía no está claramente explicado y se hace referencia a fenómenos de reducción de viscosidad de los fluidos que ocupan los espacios (porosidad) de las rocas por donde se propaga la onda (Telford et al 1995) , es claro que la observación del decaimiento de la amplitud de la onda sísmica, puede brindar información sobre las condiciones de atenuación del medio.

⁹ Carlos a. Vargas, Héctor Mora. 2000. Conceptos Sobre Atenuación de Ondas Coda. Red Sismológica regional del eje cafetero viejo Caldas y Tolima. Página 37.

A través de un parámetro adimensional denominado factor de calidad Q , o su inversa Q^{-1} , se mide el factor específico de atenuación, que se define como:

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E} \quad (22)$$

Donde ΔE representa la energía disipada por ciclo en un excitación armónica en un volumen dado y E es la energía elástica almacenada durante el mismo ciclo. Contrario al parámetro anterior, se tiene un factor de atenuación γ debido a factores anelásticos, el cual se define a través de la ecuación diferencial:

$$\gamma = -\frac{dA/A}{dr} \quad (23)$$

Donde dA/A define la variación de amplitud y dr es la variación de la distancia, lo cual, hace que en definitiva el factor de atenuación anelástico sea la variación de amplitud respecto a la distancia.

La ecuación diferencial anterior es una ecuación diferencial ordinaria de variables separable, la cual se resuelve de forma sencilla integrando directamente, quedando entonces una función que define el decaimiento de la amplitud de manera exponencial como:

$$A = A_0 e^{-\gamma(r-r_0)} \quad (24)$$

Donde A_0 y r_0 son valores dados por las condiciones iniciales del problema (amplitud inicial y radio inicial respectivamente). Para poder relacionar tanto Q como γ se puede emplear la ecuación de energía en movimiento armónico:

$$E = \frac{1}{2}KA^2 \quad (25)$$

Donde K es la constante elástica y A la amplitud del movimiento. Obteniendo el cociente $\frac{\Delta E}{E}$ a partir de la ecuación 19 y sustituyendo en la ecuación 16 se puede obtener:

$$\frac{dA}{A} = -\frac{\pi}{QT} dt \quad (26)$$

Donde el signo menos implica que hay una pérdida de energía. Ahora, si se considera un medio cuasi-elástico que posee disipación débil, es posible hacer la siguiente aproximación:

$$-\frac{\Delta A}{A} \approx -\frac{dA}{dt} \quad (27)$$

Ahora, si se integra la ecuación 20 sobre el tiempo (t) y recordando la relación entre frecuencia angular (ω) y periodo (T) donde $T = \frac{2\pi}{\omega}$ se llega a:

$$A = A_0 e^{-\frac{\omega}{2Q}(t-t_0)} \quad (28)$$

Que es una ecuación que representa la variación de la amplitud de la onda sísmica con el tiempo y A_0 y t_0 son constantes producto de las condiciones iniciales del problema. Si se comparan las dos ecuaciones de amplitud a las cuales se ha llegado (18 y 22), puede verse que γ y Q tienen en cuenta los efectos de la disipación de la energía manifestados sobre la amplitud del movimiento, sin embargo, γ evalúa la variación espacial, en tanto que Q la variación temporal de la energía anelástico en un punto. Igualando dichas expresiones y considerando que la energía de la onda se propaga a una velocidad v se llega a:

$$\gamma = \frac{\pi f}{Qv} \quad (29)$$

Sin embargo, el efecto de atenuación total de una onda es la combinación de dos efectos: la atenuación efectiva por dispersión y la atenuación intrínseca¹⁰ por lo que Dainty en 1981 propuso la siguiente expresión para calcular la atenuación total de la onda:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_c} + \frac{1}{Q_s} \quad (30)$$

Donde $\frac{1}{Q_c}$ representa la absorción intrínseca y $\frac{1}{Q_s}$ la atenuación por dispersión, sin embargo, esta ecuación puede ser reescrita como:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{1}{Q_1} + \frac{gv}{\omega} \quad (31)$$

Siendo g el coeficiente de esparcimiento, v la velocidad y ω la frecuencia angular. Aunque cabe aclarar que esta ecuación ha sido blanco de algunas críticas ya que se asume que la absorción intrínseca no depende de la frecuencia y lo realmente importante es ver que $\frac{1}{Q_c}$ y $\frac{1}{Q_s}$ en una región dada tienen una gran influencia en la forma como un registro sísmográfico detecta las ondas, puesto que una región que posea una absorción intrínseca despreciable en comparación con la absorción, hará que los sismogramas registren ondas relativamente más largas y viceversa.

¹⁰ Leif Wennerberg. 1993. Multiple Scattering Interpretations of Coda Q Measurements. Bulletin of the Seismological Society of America, vol 83, N^o. 1. Página 281.

Alternativamente a esta teoría, se desarrolló una metodología en la cual sí se considera que existe una relación entre la absorción intrínseca y la frecuencia, y se relaciona a través de la siguiente ecuación empírica:

$$Q_c = Q_0 f^n \quad (32)$$

O en su forma inversa:

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_0} f^{-n} \quad (33)$$

Si se le aplica Logaritmo en base 10 se puede linealizar (29) quedando finalmente:

$$\log\left(\frac{1}{Q_c}\right) = -\text{Log}\left(\frac{1}{Q_0}\right) - nf \quad (34)$$

A esta ecuación es la que finalmente se quiere llegar y a través de algún tipo de análisis estadístico como el método de mínimos cuadrados, se puede obtener el valor de n , que marca la estrechez de la relación entre el valor de Q y la frecuencia. En este caso, Q_0 (que es Q_c para $n=0$), indica la homogeneidad del medio en cuestión, siendo un valor alto, un parámetro que indica alta uniformidad del medio en cual se atenúa la onda y viceversa¹¹.

¹¹ A Paul, S C Gupt, Charu C. Pan. December 2003. coda Q estimates for Kumaun Himalaya. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). Vol. 112. No. 4. pp. 569-576

5. METODOLOGÍA

Para llevar a cabo el estudio de las fuentes sismogénicas del volcán Puracé, se seleccionaron sismos registrados por la red de estaciones sísmicas de dicho volcán, clasificadas en el Observatorio Vulcanológico del Servicio Geológico Colombiano en Popayán.

Esta red, se encuentra constituida actualmente por diez estaciones telemétricas: 3 de banda ancha y 7 de corto periodo (Numeral 4. 2). Debido a que estas estaciones se encuentran expuestas a diferentes efectos aparte de la sismicidad volcánica y tectónica, tales como sismicidad inducida o efectos naturales. La calidad de la señal que éstas envían y por ende, que se reciban en los sismógrafos del observatorio sismológico y vulcanológico de Popayán, variará de acuerdo a los parámetros ambientales que primen en el lugar donde se encuentran las estaciones. Dichas variaciones, hacen que a algunas señales sísmicas, no sea posible extraer los parámetros mínimos necesarios o bien que estos no sean lo suficientemente confiables para conseguir datos certeros sobre las características que se desean obtener en este estudio. Así pues, a pesar que todos las señales sísmicas son procesadas de forma analógica y digital, no todas son aptas para efectuar este estudio, por lo tanto, el primer paso consistió en hacer un minucioso proceso de filtrado de señales, seleccionando aquellas que poseían un arribo claro de onda y cuya relación señal ruido, fuera lo suficientemente alta para que la información que se extrajera de ésta, reprodujera de la forma más fiel posible, la realidad sísmica del volcán Puracé.

Hecho esto, la sismicidad a trabajar se dividió en cuatro grandes grupos: Sismicidad VT, LP, TR y TO.

5.1. SISMICIDAD VT

5.1.1. Relocalización y Análisis de Calidad. El primer tratamiento por el que debió pasar la sismicidad VT consistió en la relocalización y análisis de calidad. El software utilizado para este procedimiento, fue el HYPO71 (Numeral 4.4), al cual se accedió a través del programa de REVISOR que fue desarrollado por el equipo de los Observatorios Vulcanológicos y Sismológicos de Colombia. Con este procedimiento, se pretendió mejorar las calidades de las localizaciones buscando que en la medida de lo posible todas las que se obtuvieran fueran de calidad A o B y los errores que arrojaran las iteraciones del algoritmo de localización no fueran superiores a 0.5km tanto en vertical como en horizontal, aunque en el peor de los casos fue admisible una calidad C y unos errores inferiores a 1Km para la sismicidad localizada fuera del edificio volcánico, puesto que ésta arroja valores de GAP altos (mayores a 180°) al estar diseñada la red de sismómetros para rodear idealmente los sismos que ocurren en el volcán. Una vez terminado este

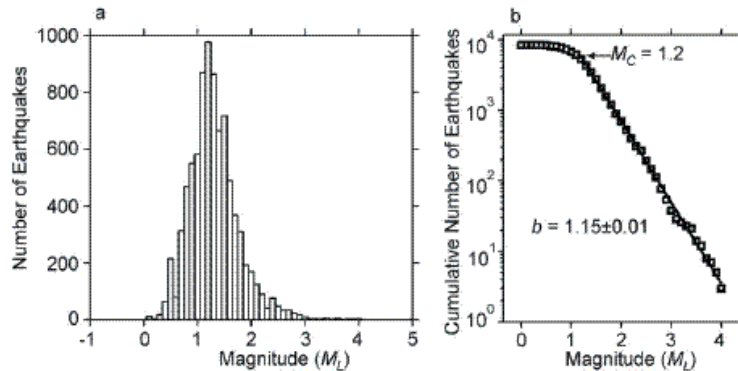
procedimiento, se pudo identificar geográficamente diversas fuentes sísmicas del volcán y caracterizar las zonas aledañas del mismo de acuerdo a la cantidad e intensidad de los sismos que allí se produjeron.

5.1.2. Análisis Espectral VT. Una vez identificadas las fuentes sísmicas del volcán, se hizo necesario caracterizarlas a través de su contenido espectral. Este procedimiento se efectuó por medio del programa PSW al cual se accedió por medio del programa REVISOR. El PSW permitió observar las frecuencias que componían los sismos y cuáles eran las más repetitivas del mismo (frecuencias dominantes) éste último, era el parámetro fundamental a extraer en esta parte del estudio. Con esto, se buscó caracterizar las fuentes sísmicas a través de la frecuencia y con ello, tratar de inferir a través de la frecuencia las posibles causas geofísicas que originaron el evento y correlacionarlo con algún tipo de proceso o mecanismo que se estuviera produciendo en el volcán.

5.1.3. Inversión de Onda y Mecanismo Focal Asociado. Para poder realizar el estudio del mecanismo focal asociado a una serie de eventos volcano-tectónicos, se utilizó el programa FocMec. El cual, empleó el método del primer impulso de la onda P, que permitió calcular la orientación del deslizamiento en el plano de fractura. En este método, a través de la lectura de los arribos de todas las estaciones triaxiales que registraron adecuadamente los sismos, se pudo determinar que estaciones recibieron el arribo de esfuerzos distensivos y cuáles el arribo de esfuerzos compresivos. A partir de este parámetro y el modelo de corteza que se tuvo de la zona, se pudo graficar las esferas focales que caracterizaron la propagación de los sismos en el espacio.

5.1.4. Parámetro “b”. El parámetro “b” se estimó a partir de la información obtenida en la relocalización de los eventos VT. El primer análisis se hizo **en el tiempo**, obteniendo a través del REVISOR el número de eventos que tenían una magnitud de coda mayor o igual a n en un determinado año, tomando n desde 0.0 y efectuando incrementos de 0.1 hasta que el número de eventos fuera 1. Posterior a ello, se calculó a través del método de mínimos cuadrados y de máxima verosimilitud (M.C y M.V), la curva que mejor se ajustara a los puntos obtenidos (Figura 14) y por ende, teniendo la pendiente de la misma (que es el parámetro b). Luego, se graficaron los valores de b obtenidos a través del tiempo y se analizó el comportamiento de este parámetro desde 2007 hasta 2011. El segundo análisis se hizo **en el espacio**, obteniendo a través del Revisor la cantidad de eventos que tenían una magnitud de coda mayor o igual a n a una determinada profundidad, los incrementos de n fueron iguales a los empleados en el parámetro b a través del tiempo y los incrementos de profundidad fueron de 1km, desde 0.5km hasta los 15km. Posterior a ello, se realizó el mismo análisis estadístico ya expuesto y se graficaron los datos obtenidos de b vs la profundidad y se analizó la dinámica de este parámetro en el espacio.

Figura 14. Histograma de distribución de sismos y curva de parámetro b que se espera obtener.



Tomado de SANCHEZ *et al.* 2005, spatial mapping of the b-value at galeras volcano, colombia, using earthquakes recorded from 1995 to 2002. *Earth Sci. Res. J.*, Jan./June, vol.9, no.1, p.29-35. ISSN 1794-6190

5.2. SISMICIDAD LP

5.2.1. Relocalización LP. Al igual que la sismicidad VT, la sismicidad LP requirió de una revisión y mejoramiento, sin embargo, el proceso de localización de eventos LP fue la atenuación y la medición de la calidad de las atenuaciones no se hizo de manera cuantitativa como en los eventos VT, ya que se buscó obtener una gráfica de amplitud vs distancia que tomara la forma de un decaimiento exponencial. Esta gráfica, la realiza el programa de REVISOR por medio de una rutina desarrollada por el equipo de los Observatorios Vulcanológicos y Sismológicos de Colombia. Así pues, El mejoramiento de la calidad de las atenuaciones consistió en obtener mejores curvas de atenuación, es decir, que se adecuaran mejor a la forma de decaimiento exponencial ideal que se busca. Hecho esto, se pudo encontrar las fuentes de eventos LP y caracterizarlas por intensidad y frecuencia de ocurrencia de los sismos.

5.2.2. Análisis Espectral LP. Este procedimiento fue el mismo tanto para eventos LP como para eventos VT, por lo tanto, se empleó de nuevo el PSW y se discriminaron las fuentes sísmicas de acuerdo a la frecuencia dominante que las componían. Con esto, se buscó caracterizar las fuentes sísmicas a través de la frecuencia y con ello, tratar de inferir a través de la frecuencia los diversos tránsitos de fluidos que estuvieron asociados a la ocurrencia del LP. Ya sea actividad hidrotermal, fumarólica o movimiento de magma.

Debido a que los efectos de sitio y trayectoria inherentes al lugar donde se encuentran instalados los sismómetros, pueden alterar la distribución espectral o inducir frecuencias que no provienen de la fuente sísmica. Se realizó un filtrado pasabanda entre 0.5Hz y 20Hz, retirando así la mayoría del ruido de baja

frecuencia propio de las estaciones de banda ancha. Sin embargo, las frecuencias de ruido que se encuentran inmersas dentro de la banda espectral de la fuente no fue posible retirarlas, y esto, sumado a que no se cuenta con estudios detallados sobre los efectos de sitio en las estaciones sísmicas más allá de los estudios preliminares que se hacen para elegir un lugar adecuado para enterrar el sensor (una roca que no proceda de un canto rodado o no sea porosa, entre otras condiciones). Dificultaron la labor de retirar dichas frecuencias. No obstante, ya que el área epicentral es cercana a las estaciones sísmicas (distinto a lo que puede ocurrir con la sismicidad tectónica donde los radios epicentrales pueden ser de más de 100Km), se recurrió a la correlación de formas de espectro para determinar si un espectro en efecto, estaba asociado a la sismicidad de la fuente. Esta correlación, se llevó a cabo comparando la forma y distribución de los espectros en distintas estaciones, y aquellas formas espectrales que se mantuvieran cuasi constantes en la mayoría de los espectros de frecuencia de las distintas estaciones, eran las que se tenían en cuenta para el análisis.

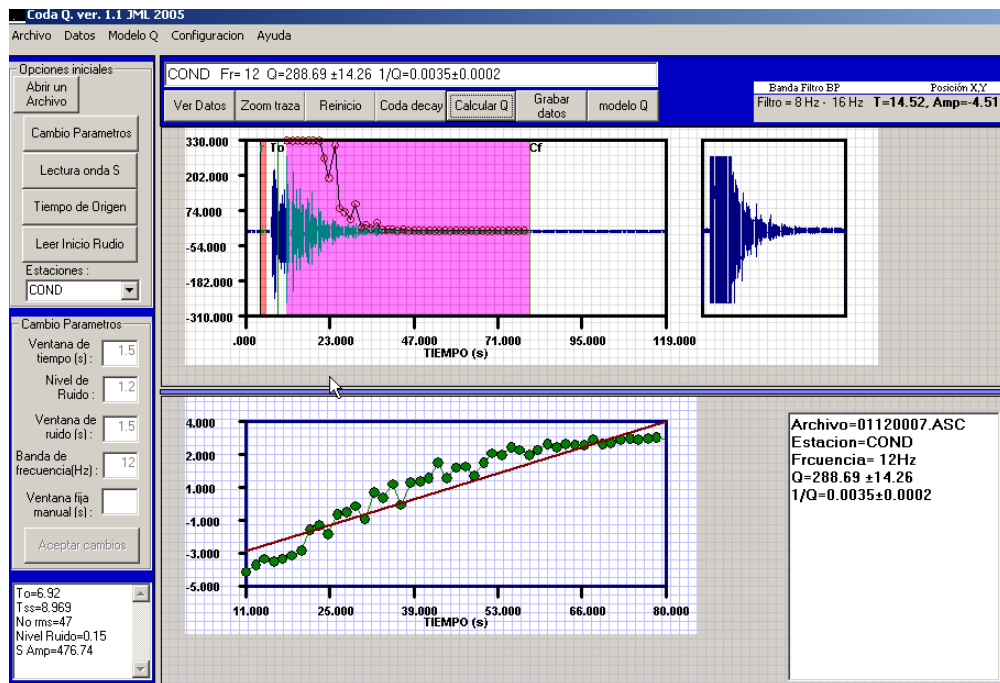
5.2.3. Polarización. Estudiar los parámetros de polarización de los eventos LP permitió obtener información acerca de las características intrínsecas de las capas por donde se desplazó, al igual que conocer los movimientos de las partículas que permitieron la propagación de las ondas sísmicas y por ende, poder diferenciar los tipos de onda que generó el evento, ya sean ondas P, Love o Rayleigh (las ondas S no se generan en este tipo de eventos). Para conseguirlo, una vez hecho el análisis espectral, se hizo un filtrado de la señal a través del PSW, el valor de la ventana del filtrado fue individual para cada evento y para calcularlo, se dividió entre dos el ancho de banda del pico dominante del espectro, luego a éste se le restó y se le sumó dicho resultado, siendo este último valor la ventana del filtro pasabanda aplicada a cada evento. Una vez calculada la ventana de filtrado, se aplicó un filtro Butterworth de dos polos con corte de fase cero, frecuencia en -6dB y una caída después de la frecuencia de corte de 40dB por década. Finalizado el filtrado, se empleó una rutina en Matlab llamada Movimi, en la cual, seleccionando el primer arribo de la onda, éste arrojó elipsoides en los diferentes planos del espacio, los cuales, describieron el movimiento de las partículas que hicieron posible la propagación del sismo. Considerándose como solución, el elipsoide mejor formado que se pudo obtener después de efectuar varios intentos.

5.3. CODA Q

Para hacer el análisis de coda Q en esta investigación se empleó un software desarrollado por el Ph.D. John Makario Londoño (Figura 15), el cual, debió ser alimentado con señales sísmicas de eventos VT cuya coda o parte final del registro se pudiera observar muy claramente (relación señal ruido superior a 10), además que fueran diferenciables de forma nítida la P y la S y el momento en que comenzara a presentarse el ruido inherente al registro. En el programa, estos sismos fueron filtrados en diferentes bandas de frecuencias, que partieron desde 1 Hz hasta 24Hz con saltos de 1Hz para observar la dependencia de Q con la frecuencia. Para un sismo bien registrado en una estación de corto periodo, el programa mostró una recta teórica y una experimental, si las dos no diferían mucho, entonces se consideraba que el algoritmo había procesado exitosamente el VT en cuestión.

Una vez terminado el procesamiento de la coda Q de todos los sismos bien registrados, se pudo inferir las características de los medios en los que se propagaron los diversos trenes de onda, además de discriminar las condiciones de absorción intrínseca y atenuación por dispersión de los suelos. Lo cual, fue un factor fundamental en la tarea de caracterizar la región en función de su actividad geotectónica.

Figura 15. Ejemplo de una ejecución exitosa de Coda Q



Fuente. Observatorio Volcanológico y Sismológico de Popayán

6. RESULTADOS

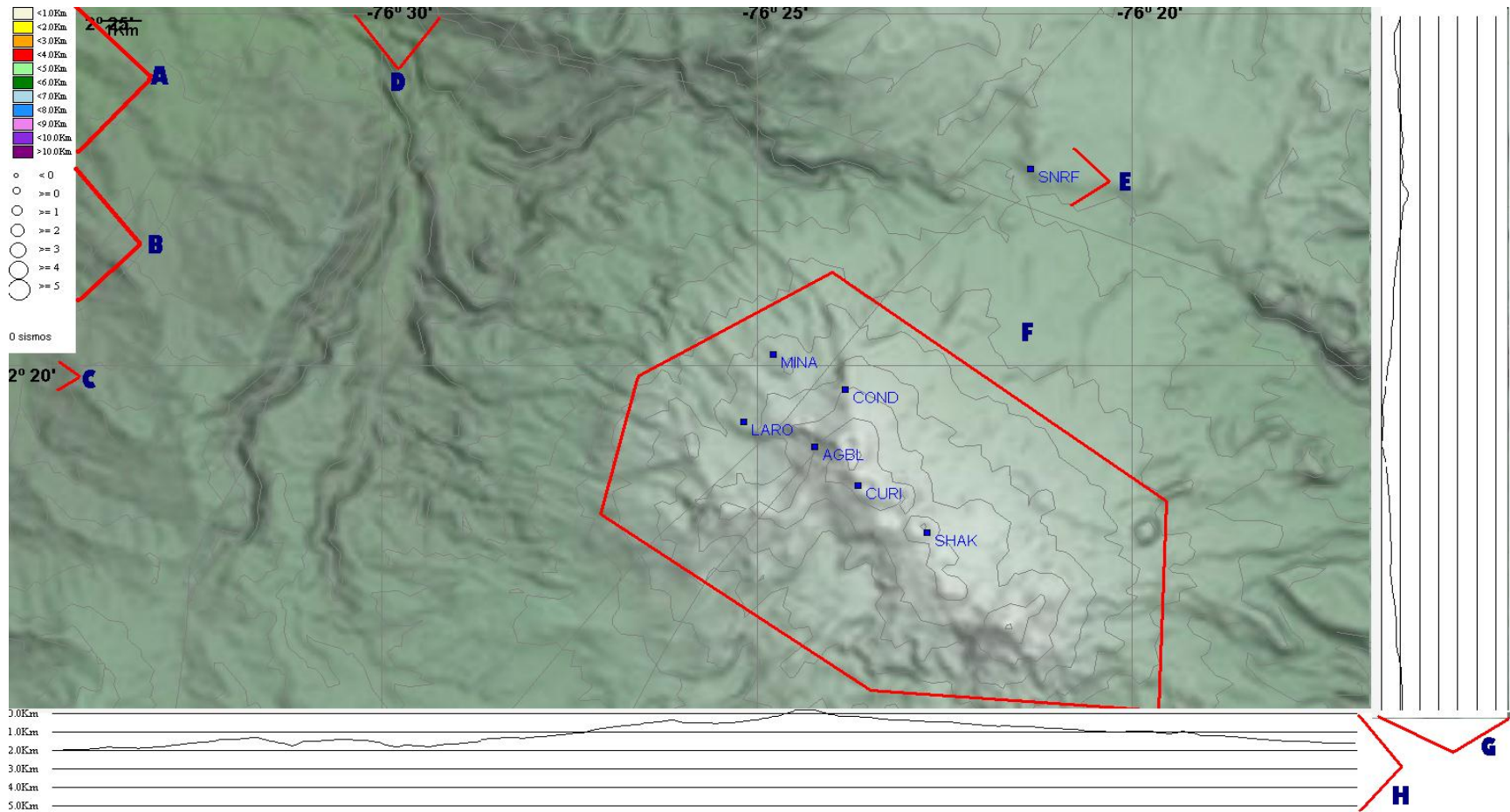
6.1 RELOCALIZACIÓN Y ANÁLISIS DE CALIDAD DE SISMICIDAD VT DEL VOLCÁN PURACÉ

Desde Enero de 2007 hasta Marzo de 2011 se relocalizaron un total de 2409 eventos VT cuyas profundidades oscilaron entre los 0.5km y 22km y sus magnitudes de coda entre 0.5 y 2.6. Así mismo, para diferenciar las fuentes donde se localizaron los diversos eventos, se empleó el programa LOCALI4, el cual, para poder interpretar los resultados obtenidos muestra en pantalla los siguientes parámetros que se resaltan en la Figura 16:

- A.** En la parte superior izquierda de la Figura se observa una leyenda que a través de los colores discrimina la profundidad de los sismos, siendo los eventos más superficiales aquellos que se muestren de color blanco (profundidad menor a 1Km) y los eventos más profundos, los que se observen de color violeta oscuro (profundidad mayor a 10Km). El intervalo entre una tonalidad y otra implica una diferencia de profundidad de 1Km.
- B.** Abajo del apartado **A**, se resaltan círculos de diferente diámetro, a través de los cuales se puede inferir gráficamente la magnitud de los sismos. La circunferencia de radio inferior equivale a un sismo de magnitud de coda menor a 0 y la más grande hace referencia a uno mayor o igual a 5. El intervalo entre un círculo y otro implica una diferencia de magnitud de 1.
- C.** Allí se muestran la(s) latitud(es) en grados y minutos, que caracterizan el lugar geográfico donde se trazan las curvas de nivel.
- D.** Allí se muestran la(s) longitud(es) en grados y minutos, que caracterizan el lugar geográfico donde se trazan las curvas de nivel.
- E.** En este apartado, se muestra la ubicación de una de las estaciones sísmicas que rodean el edificio volcánico.
- F.** Edificio Volcánico del Puracé.
- G.** Corte lateral del plano sobre el cual se trazan las curvas de nivel.
- H.** Corte Frontal (Con perfil de Profundidades) del plano sobre el cual se trazan las curvas de nivel.

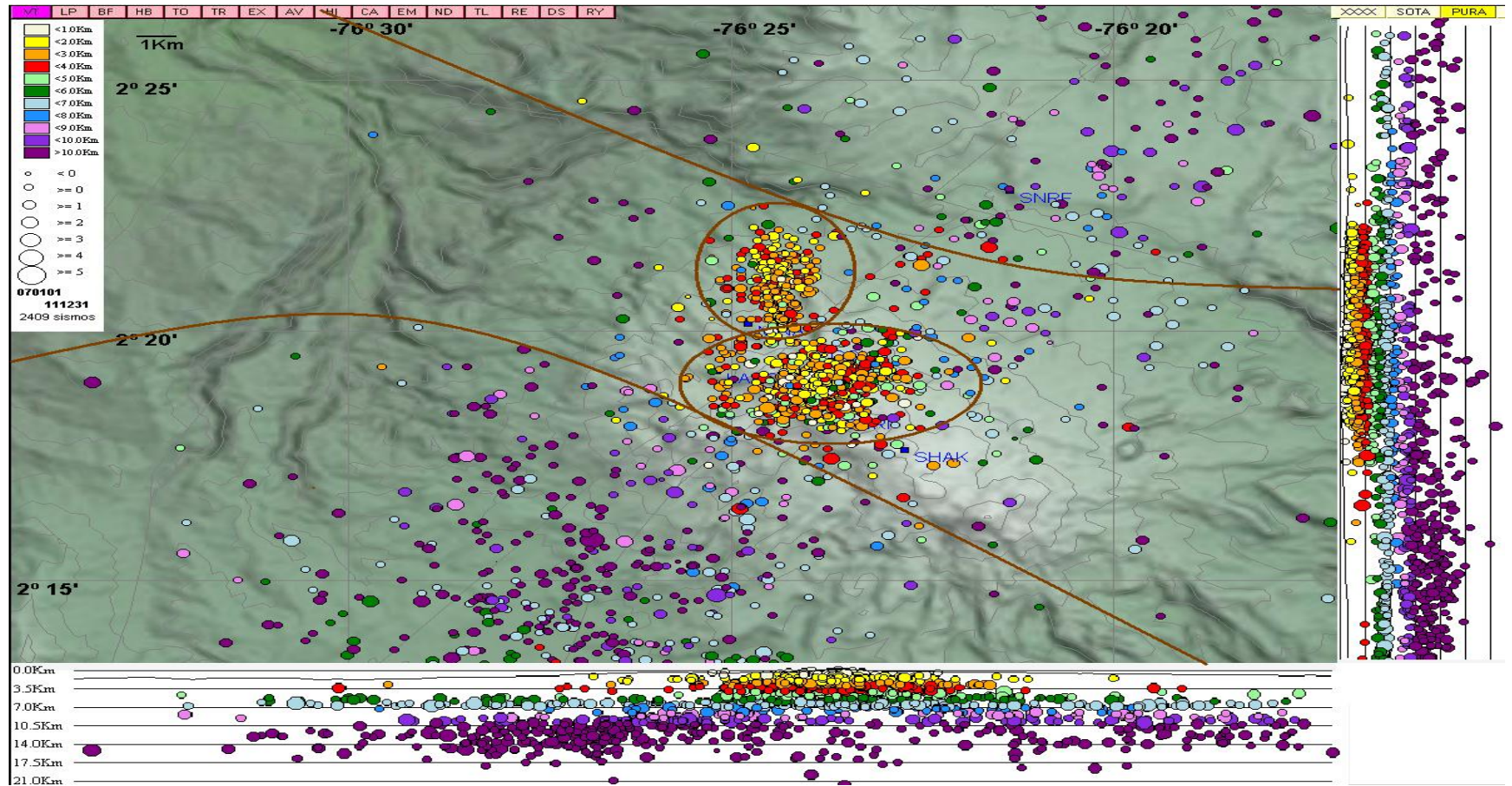
A través de la observación de las localizaciones en el programa LOCALI4, se pudo distinguir con considerable claridad 6 diferentes zonas (Figura 17). Cuatro de ellas (1-4) estuvieron activas de forma regular durante el intervalo de tiempo que se tuvo en cuenta para este estudio y se pueden considerar 4 fuentes sísmicas bien definidas. En cambio, las dos zonas residuales (5-6) presentaron una sismicidad más esporádica, dispersa e irregular tanto en magnitud, profundidad y espectros de frecuencia.

Figura 16. Curvas de Nivel del Volcán Puracé en el programa LOCALI4 y señalización de los diferentes parámetros que muestra.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

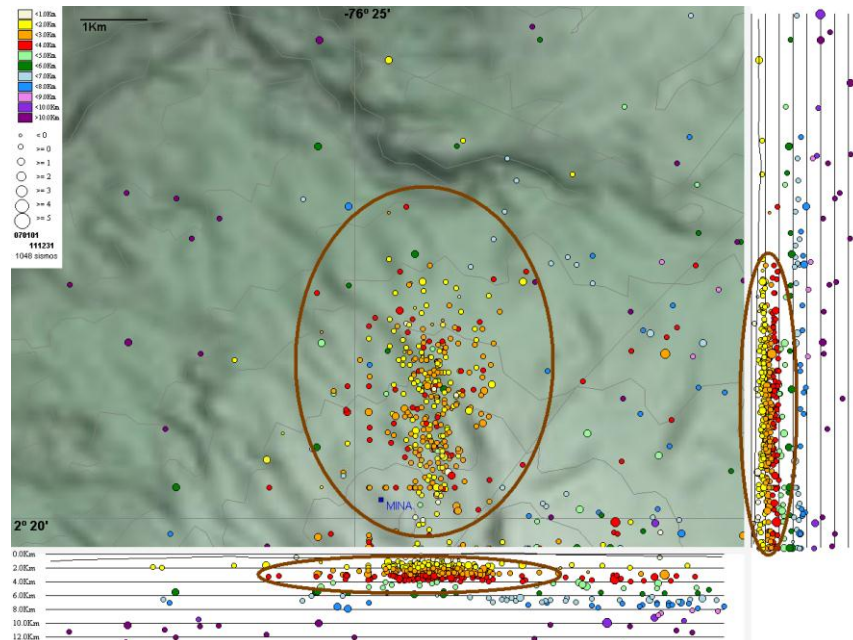
Figura 17. Identificación de las 4 fuentes VT (1-4) y las 2 zonas residuales (5-6)



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

6.1.1 Fuente 1

Figura 18. Fuente Sísmica 1VT.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

De la totalidad de sismos localizados, en esta fuente se encontraron un total de 473 sismos, es decir, que aportó cerca del 19.6% de la sismicidad VT del Puracé. Así mismo, dicha sismicidad se extiende a lo largo de un área aproximada de 30.05Km² (asumiendo una forma elíptica que es la forma geométrica que más se aproxima a la forma real de la fuente) y se localiza cerca de la estación MINA, a una distancia media de 4.15Km del cráter del Puracé.

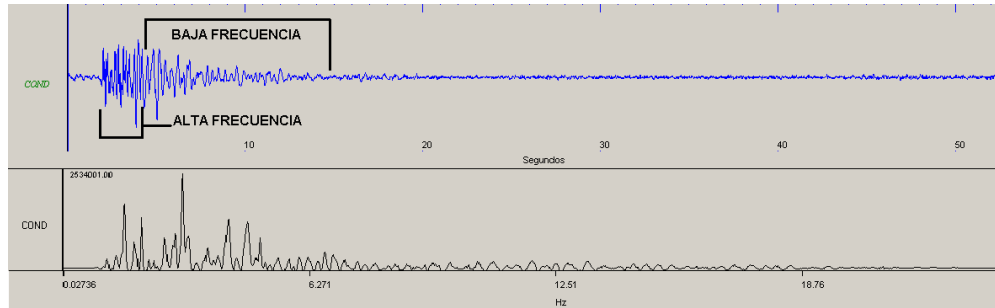
- **Profundidad Sísmica:** Como característica fundamental de esta fuente, se tiene la superficialidad de los sismos registrados. Éstos, se encontraron a una profundidad entre 0.5km y 6.0km, siendo la profundidad promedio 2.1km (Gráfica 1).
- **Magnitud de Coda:** La magnitud de coda de los sismos localizados en esta fuente se encontraron en un rango que oscilaba entre -0.62 y 1.2, siendo la magnitud promedio 0.62. Cabe resaltar, que en la magnitud de coda se observó una fuerte correlación con la profundidad, ya que los sismos de mayor magnitud tienden a ser localizados a una mayor profundidad, aunque con algunas excepciones, tanto así, que el sismo de mayor magnitud (1.2) no coincidió con el sismo de mayor profundidad (un sismo de profundidad 5.9km y magnitud 1). Coincidencia que sí se observó en el evento de menor magnitud (-0.63 a una

profundidad de 0.5km). Esta relación, no tiene que ser necesariamente causal y puede ser debida a que sismos de mayor profundidad requieren una magnitud mayor para ser detectados por una estación sísmica, por lo cual sismos profundos y de magnitudes muy bajas (menores o cercanas a cero) tienen poca posibilidad de ser detectados o en caso de que así ocurriera, la relación señal ruido de su firma sobre los sismógrafos no es lo suficientemente alta para poder distinguir claramente los arribos de ondas S y P y por ende, ser localizados.

- **Contenido Espectral y Forma de Onda:** Al igual que la magnitud de coda, este parámetro también mostró alguna correlación con la profundidad sísmica. Básicamente, se hallaron 2 grupos de frecuencias dominantes: La primera correspondía a sismos cuya profundidad comprendía entre 0.5Km y 2Km que mostraron en promedio una frecuencia dominante entre 2.6Hz y 2.8Hz, la forma de onda correspondiente a estos sismos mostró un marcado contraste de altas y bajas frecuencias asemejándose a un sismo tipo híbrido. Sin embargo, las amplitudes de los picos espectrales de alta frecuencia fueron considerablemente inferiores a las amplitudes registradas por los picos de las bajas frecuencias, siendo entonces, el valor de frecuencia dominante, un pico de baja frecuencia en todos los sismos de esta clase (Figura19). En tanto, el segundo grupo de frecuencias dominantes mostró valores que oscilaban en promedio entre 3.7Hz y 3.9 Hz y fueron localizados a una profundidad desde 3Km hasta 6Km (Gráfica 3), la forma de onda de estos sismos, mostró una distribución más homogénea y sin saltos irregulares entre altas y bajas frecuencias (Figura 20). El aumento que se puede apreciar en los valores de frecuencia cuando la profundidad aumenta puede explicarse por el hecho de que los sismos superficiales son más propensos a interactuar con fuentes de fluidos del edificio volcánico, tales como fumarolas, sistemas hidrotermales o aguas lluvias que percolan el volcán para transformarse en aguas subterráneas. La interacción del sismo con estas fuentes, puede provocar un descenso en sus frecuencias dominantes y por ende, en la forma de onda.

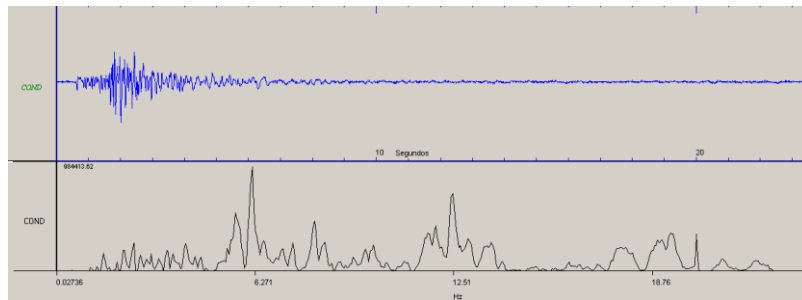
- **Evolución Temporal:** La sismicidad VT de la Fuente 1 se dividió así: en el 2007, se registraron 70 eventos; en 2008 hubo 195, siendo el año de mayor actividad; en 2009, 115; en 2010, 88 y en 2011 hasta el mes de marzo se habían registrado 5 eventos (Gráfica 2). La superioridad sísmica del año 2008 se debe a un comportamiento atípico en la cantidad de eventos sísmicos y su frecuencia de ocurrencia respecto a los demás años mostró el volcán, ya que registró disparos de enjambres VT (Figura 21), en donde las estaciones sísmicas alcanzaron a registrar hasta 7 sismos en casi un minuto de registro en algunos episodios. Este comportamiento se presentó durante los primeros días del mes de enero hasta mediados de febrero y aportó 98 sismos (52.25%) del total de 195 registrados en 2008.

Figura 19. Sismo Fuente 1 (0.5Km-2Km) con su respectivo espectro de frecuencia.



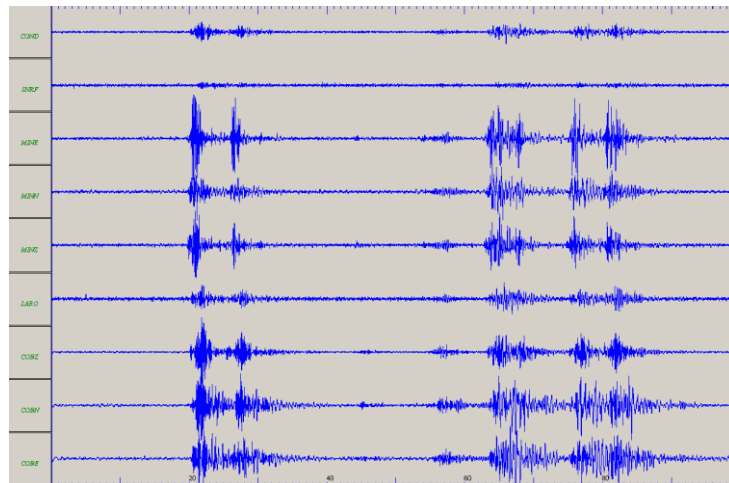
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 20. Sismo Fuente 1 (3km-6Km) con su respectivo espectro de frecuencia.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

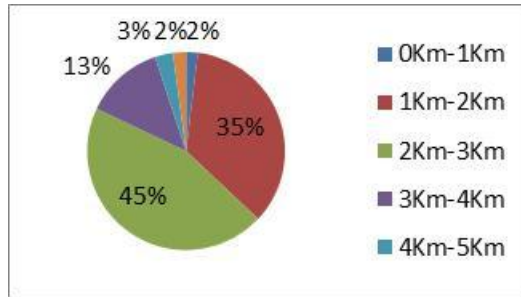
Figura 21. Uno de los disparos VT ocurridos entre enero y febrero de 2008.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

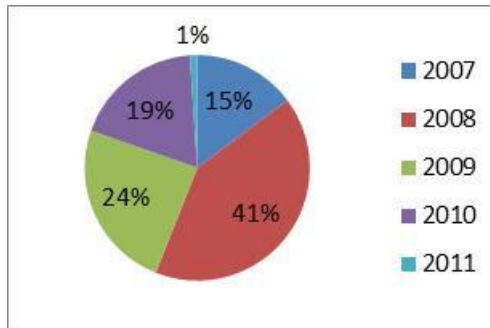
Las siguientes Gráficas resumen los resultados observados en la fuente 1:

Gráfica 1. Distribución sismicidad VT fuente 1 respecto a la profundidad.



Fuente. Autor

Gráfica 2. Distribución sismicidad VT fuente 1 en el tiempo.



Fuente. Autor

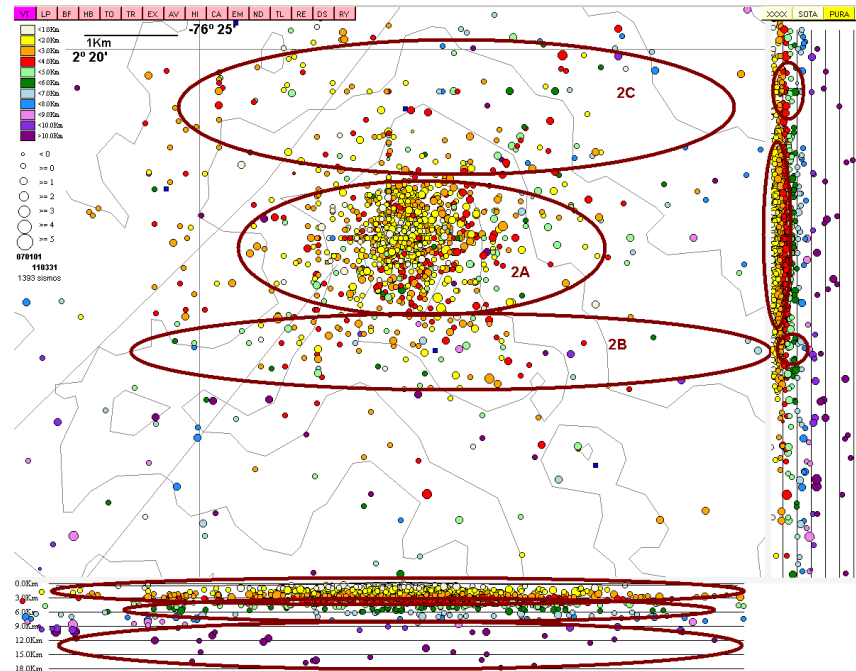
Gráfica 3. Frecuencia Promedio (Hz) vs Profundidad (Km).



Fuente. Autor

6.1.2 Fuente 2.

Figura 22. Fuente Sísmica 2, con sus respectivas subfuentes.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Esta fuente reportó un total de 1377 sismos, lo que equivale a cerca del 57.16% de los eventos registrados. La fuente, mostró una extensión aproximada de 60.49km^2 (asumiendo una forma elíptica) y tiene como característica principal, que es la única fuente que se ubicó sobre el edificio volcánico y cuyos sismos estadísticamente arrojaron mejor calidad (la mayoría calidad B). Esto es, debido a que la fuente se halla sobre las estaciones de Agua Blanca, Curiquinga y Cóndor; y a una distancia media de 2.62km de la Estación Lava Rojas. Haciendo que los sismos que allí ocurran, sean adecuadamente rodeados por las estaciones sísmicas, reduciendo considerablemente el GAP respecto a otras fuentes. Así mismo, dentro de esta fuente, se pudieron identificar tres subfuentes (2A, 2B y 2C) cuyos sismos se diferenciaron en ubicación geográfica y profundidad. La fuente 2A fue la que más sismos registró con el 84% (1157 eventos) del total de la fuente, seguida por la subfuente 2C con el 9% (124 eventos) y por último, la fuente 2B con el 7% (96 eventos).

- **Profundidad Sísmica:** A diferencia de la fuente anterior, el rango de profundidades que se obtuvo fue mucho mayor, ya que se alcanzaron a localizar sismos cuyo hipocentro fue calculado a 21.7km de profundidad. Sin embargo, sigue presentándose predominio de la actividad VT superficial (Gráfica 6), sobre todo, en las cercanías del cráter, por lo cual, se obtuvo una sismicidad promedio de 3.22km.

- Subfuente 2A: Esta subfuente registró los sismos más superficiales (desde 0.5km-8km). Con un fuerte predominio de la sismicidad entre 1-2km.
 - Subfuente 2B: Esta subfuente mostró un espectro amplio de profundidades (0.95km- 21.7km).Con un fuerte predominio de la sismicidad entre 2-3km.
 - Subfuente 2C: Los sismos de esta subfuente oscilaron entre 1.12km y 10.27km y la sismicidad predominante estuvo localizada entre 4-6km.
- **Magnitud de Coda:**Las magnitudes de coda observadas en esta fuente ocuparon un rango que comprendía desde -0.65 hasta 2.6 y su correlación respecto a la profundidad fue más irregular que la observada en la fuente 1 (Gráfica 4).Aquí, los intervalos crecientes no fueron constantes, el primero, se puso de manifiesto desde una profundidad de 0.5km hasta 5km, en el cual, la magnitud local promedio ascendió desde 0.69 (para una profundidad entre 0-1km) hasta 0.92 (para una profundidad entre 4-5km). A partir de allí, para el intervalo entre 5-6km la magnitud promedio decreció a 0.75, para luego mostrar una vez más, un comportamiento creciente que sostuvo hasta el intervalo de profundidad de 12-15km donde se registró el máximo valor de magnitud promedio (1.01). Posterior a ello, volvió a registrar un comportamiento irregular decreciendo el promedio de magnitud hasta 0.84 (15-18km), para finalmente, aumentar hasta 0.94 en el último intervalo (18-21km). Una de las posibles causas de este comportamiento irregular en la magnitud respecto a la profundidad, es debido a la localización de los sismos, ya que al generarse éstos en el edificio volcánico, la inhomogeneidad inherente a los ambientes volcánicos,es uno de los muchos factores que genera diversas condiciones de propagación de las ondas, llegando en algunos casos a atenuarlas o amplificarlas. Dicha magnitud se distribuyó de la siguiente forma en las subfuentes:
 - Subfuente 2A: La magnitud promedio de esta fuente fue la más baja (0.62) y el sismo de mayor magnitud que registró fue 1.92.
 - Subfuente 2B: Esta subfuente mostró la sismicidad promedio más alta (1.13) e igualmente, registró el sismo de mayor magnitud (2.6).
 - Subfuente 2C: La magnitud promedio de esta subfuente fue de 0.82 y el registro de mayor magnitud correspondió a un sismo de 1.30.
 - **Contenido Espectral y Forma de Onda:**Espectralmente esta fuente mostró gran variedad y su contenido se puede clasificar por profundidad y por las subfuentes (Gráfica 5).
 - Subfuente 2A: Esta subfuente registró un ascenso en su promedio de frecuencias dominantes desde 0.5Km (2.4Hz) hasta 4Km (6.1Hz) donde alcanzó su máximo valor. Posteriormente, los valores de frecuencias dominantes promedio empezaron a decrecer hasta los 8Km (2.5Hz) que fue la profundidad máxima en la cual se registraron sismos en esta fuente. Por último,las formas de onda asociadas a las frecuencias dominantes, muestran una dificultad para distinguir los arribos de las ondas S y P en los

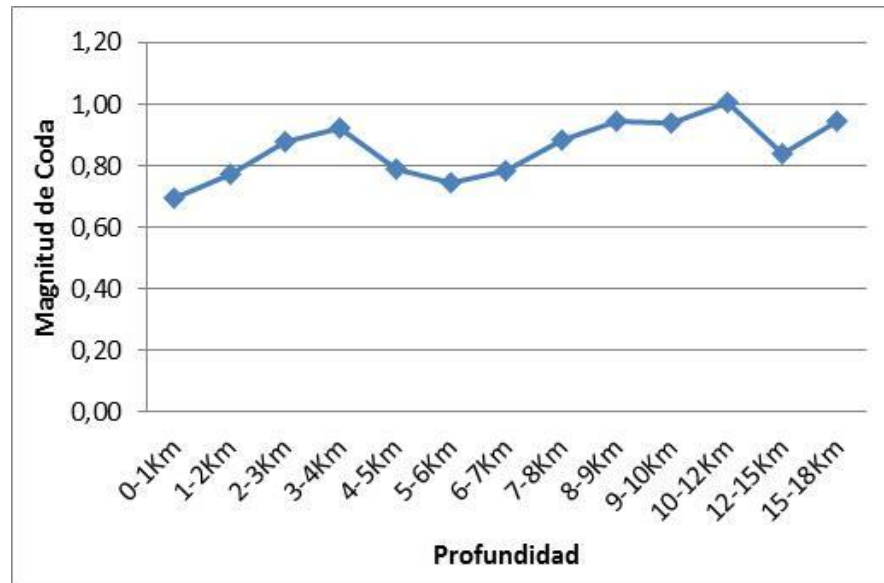
sismos más superficiales (<4Km, Figura 23) ya que debido a la cercanía que tiene la fuente con la estación sísmica de referencia (Cóndor) los arribos son muy próximos. Sin embargo, para los sismos más profundos, es más fácil distinguir las ondas S y P, a pesar de que la forma de onda reveló un aumento en la longitud de onda del sismo, lo que produjo la reducción de la frecuencia dominante del evento (Figura 24).

- Subfuente 2B: Los sismos más superficiales de esta subfuente (0.95-10Km) mostraron una forma de envolvente muy suave (semejante a un LP) con una amplitud comparable en las ondas S y P (Figura 25). En tanto, los sismos mayores a 10Km mostraron una forma de onda más típica de un sismo VT, en la cual, se pudo distinguir claramente los arribos S y P, y en donde las ondas S, tuvieron una amplitud considerablemente mayor a las ondas P (Figura 26). En términos espectrales, los valores son más irregulares en sismos superficiales, mostrando una gran variabilidad de la frecuencia dominante que fluctuó entre 2Hz y 6.3Hz en un rango de profundidades entre 0.55Km hasta 7Km. Sin embargo, a partir de los 7Km, los valores de frecuencia dominante se estabilizaron oscilando levemente alrededor de 4Hz.
- Subfuente 2C: Los valores de frecuencia dominante de esta fuente, también mostraron fuertes fluctuaciones a nivel superficial (Desde 0.8km hasta 10km), allí los valores picos de frecuencia fueron 8Hz (para 0.8Km) y 2.8Hz (para 10km). A partir de los 10km de profundidad, los valores de frecuencia dominante se regularon alrededor de 5Hz. En lo correspondiente a forma de onda, los sismos superficiales mostraron una característica coda alargada (Figura 27) que permite inferir fenómenos de resonancia en la zona. Así mismo, en el año 2009, se observó un peculiar fenómeno, en el cual, pequeños disparos de 3 o 4 VT iban precedidos de sismicidad LP (Figura 28) de baja frecuencia (1Hz), evidenciando que esta sismicidad VT probablemente no se encuentra asociada a acción de fallas que se encuentran en la zona, si no a fracturas causadas por los esfuerzos de los fluidos que transitan a través de los conductos volcánicos. En cuanto a los sismos más profundos (Figura 29), se observaron valores de tiempos de S-P particularmente altos (1.5s en promedio) en comparación con la sismicidad restante (0.8s en promedio), lo cual, permitió distinguir claramente las Ondas S de la P y la diferencia de amplitud considerable entre las mismas.
- **Evolución Temporal:** La sismicidad VT se distribuyó temporalmente de la siguiente forma: en 2007 se registraron 250 sismos (18.2%), en 2008 425 (30.8%), en 2009 363 (21.3%), en 2010 407 (23.9%) y en 2011 100 (5.9%). A primera vista, pareciera que el año con mayor actividad corresponde a 2008. Sin embargo, teniendo en cuenta que en 2011 se registraron 100 eventos en tan solo 3 meses, ese año se había perfilado a ser el año con mayor cantidad de sismos VT, cosa

que no ocurrió ya que la red sólo registró a 31 de diciembre de 2011, 271 eventos VT¹². Por lo tanto, en el último año, el Puracé mostró un incremento fugaz de sismicidad, la cual, en su mayoría fue localizada en la subfuente 2A.

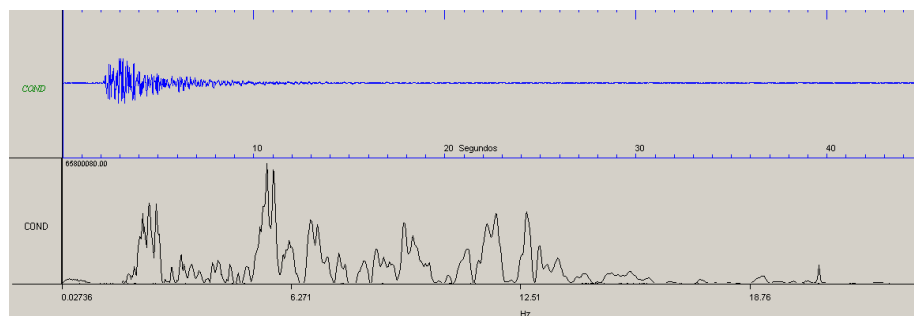
A continuación, se muestran algunas gráficas que resumen los resultados obtenidos para esta fuente.

Gráfica 4. Profundidad Sísmica versus Magnitud de Coda promedio Fuente 2



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

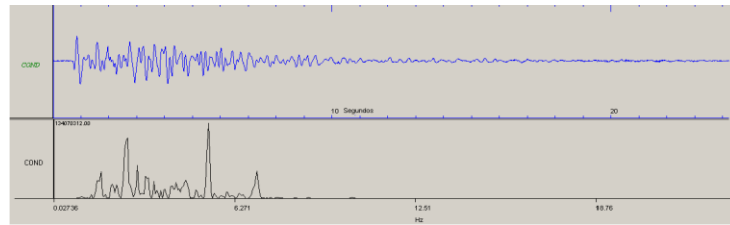
Figura 23. Forma de Onda y espectro de Frecuencia, sismo superficial Sub Fuente 2A.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

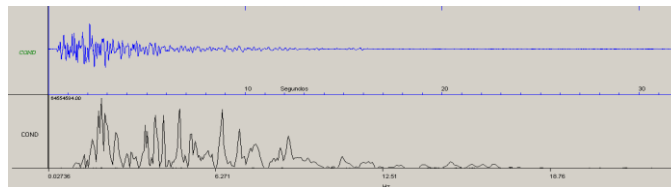
¹²Este número es susceptible a variar, ya que dicha sismicidad no ha sido sometida a una revisión tan minuciosa como la que se incluyó en este trabajo, pese a que las localizaciones arrojen valores estadísticos bastante aceptables.

Figura 24. Forma de Onda y espectro de Frecuencia, sismo profundo Subfuente 2A



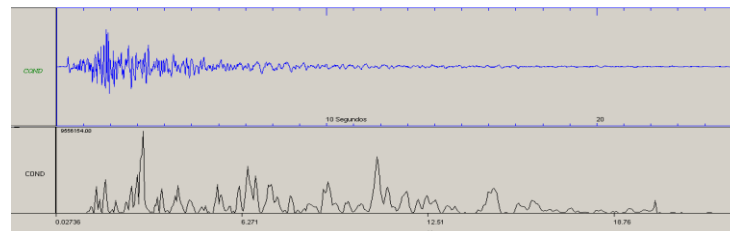
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 25. Forma de Onda y espectro de Frecuencia, sismo superficial Sub Fuente 2B



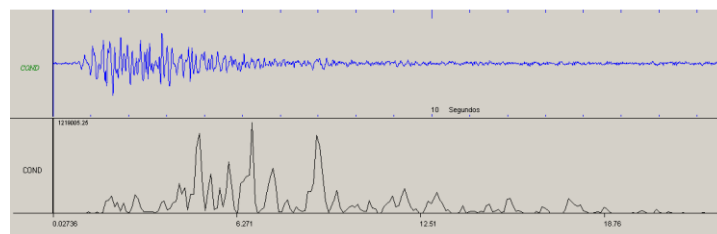
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 26. Forma de Onda y espectro de Frecuencia, sismo profundo Sub Fuente 2B



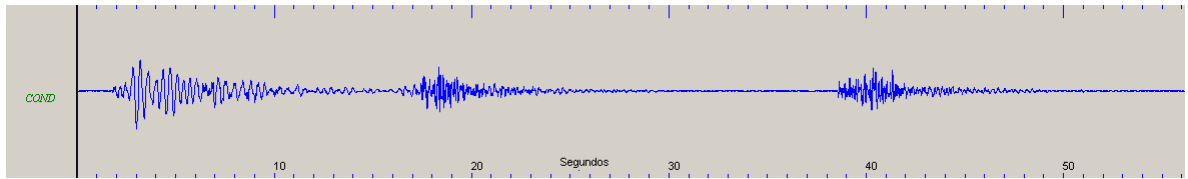
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 27. Forma de Onda y espectro de Frecuencia, sismo superficial Sub Fuente 2C



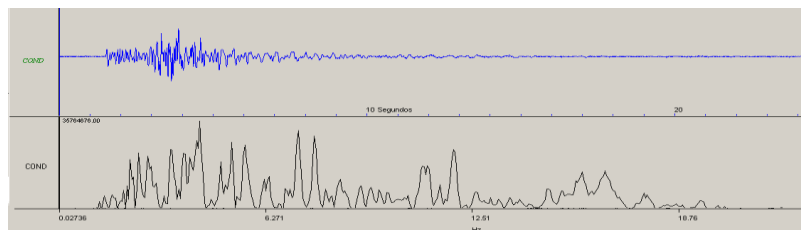
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 28. Disparo VT año 2009 Subfuente 2C.



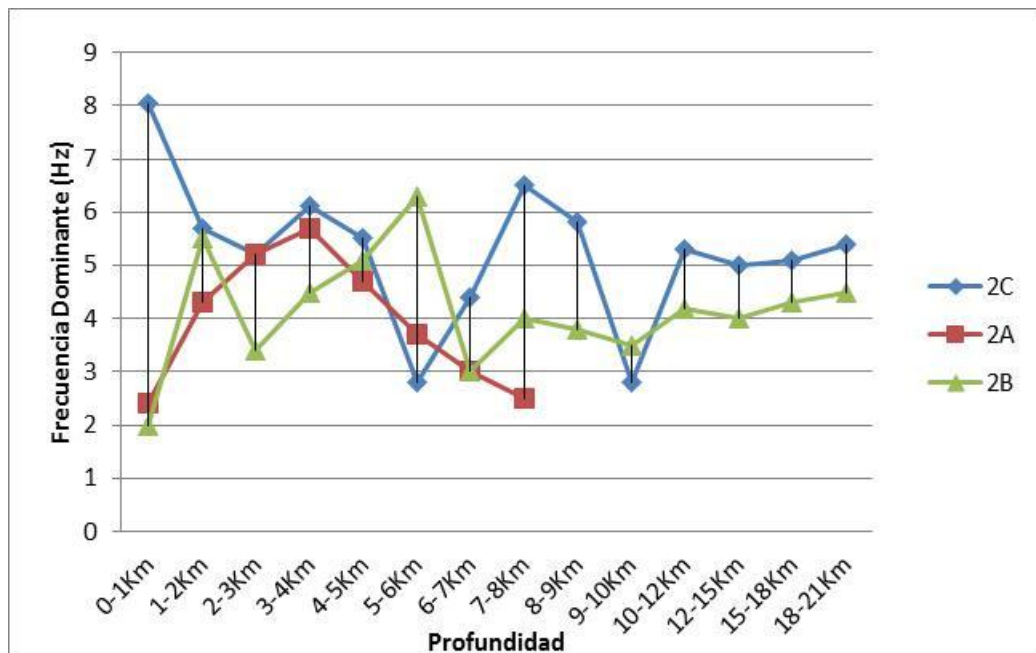
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 29. Forma de Onda y espectro de Frecuencia, sismo profundo Sub Fuente 2C.



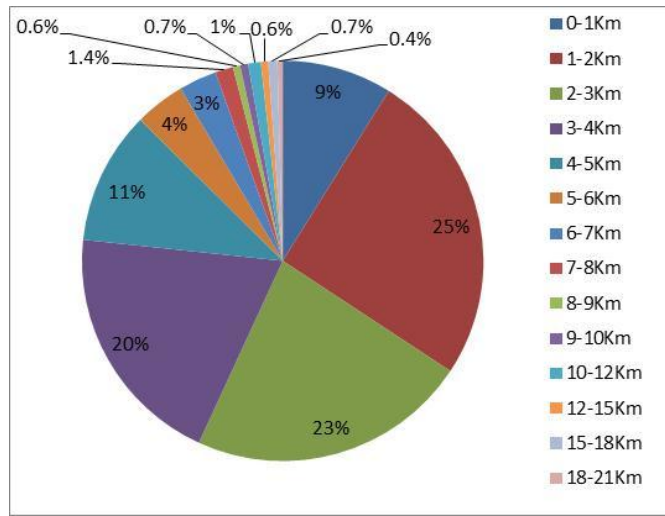
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Gráfica 5. Distribución de Frecuencias de cada Subfuente respecto a las profundidades.



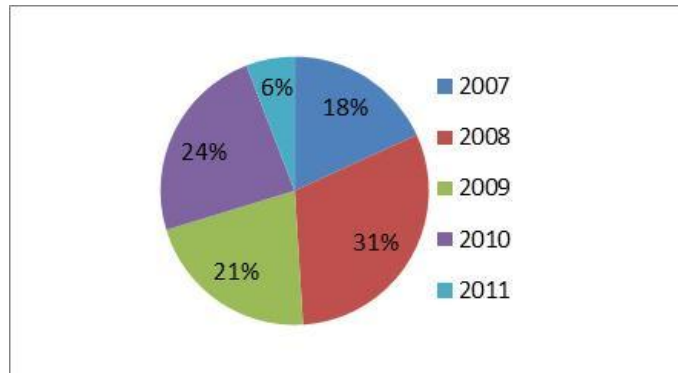
Fuente. Autor

Gráfica 6. Distribución de la sismicidad respecto a la profundidad.



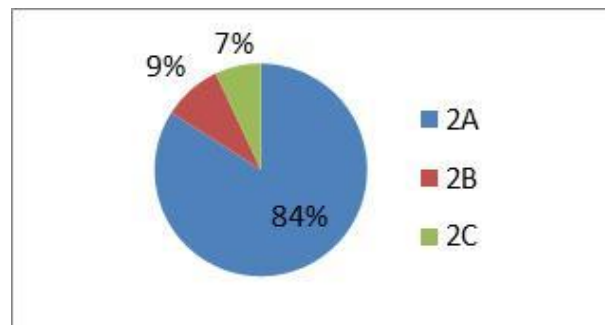
Fuente. Autor

Gráfica 7. Distribución de la sismicidad respecto al tiempo.



Fuente Autor

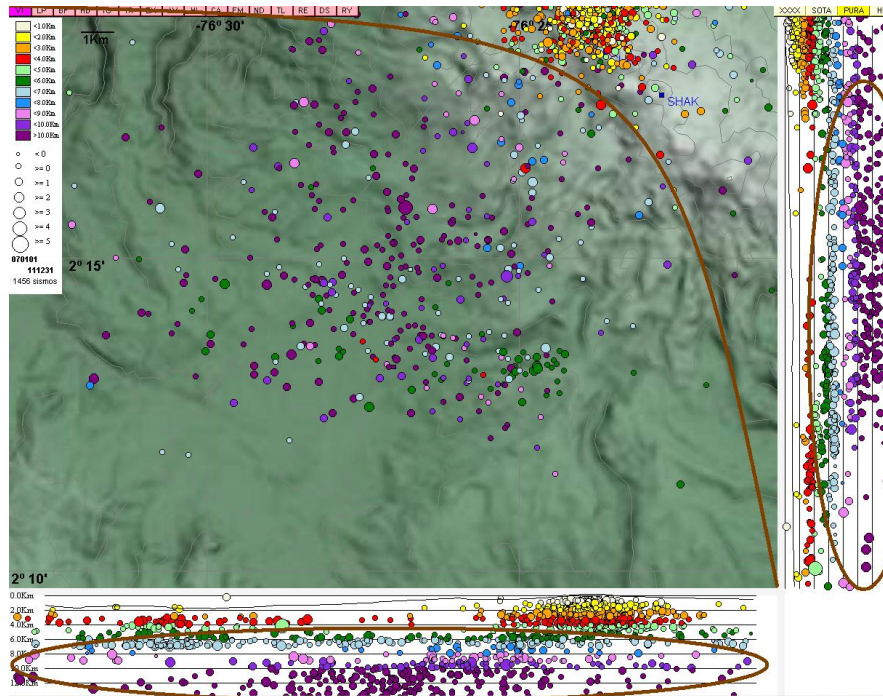
Gráfica 8. Distribución de la sismicidad respecto a las Subfuentes.



Fuente. Autor

6.1.3 Fuente 3.

Figura 30. Fuente Sísmica 3.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Esta fuente reportó un total de 486 eventos lo que equivale al 20.17% de la sismicidad total registrada. Esta sismicidad, se registró a lo largo de un área de 215km^2 (asumiendo un modelo rectangular y restándole el área bajo la curva que divide la fuente 2 y la 3, considerando que esta curva responde a la función $F(x)=1/X$) y se caracteriza principalmente por ser la fuente de mayor extensión, la más lejana del edificio volcánico (9.8Km distancia media al cráter), poseer la media de magnitud más grande y la profundidad promedio mayor. Así mismo, es la fuente que alberga el sismo VT de mayor magnitud registrado en este estudio (Figura 31) sismo ocurrido el 6 de Marzo de 2007 a las 03:04AM hora local, que fue localizado a 7.58 Km al suroccidente del cráter a una profundidad de 10.4Km y con una magnitud de coda 4.8.

- **Profundidad Sísmica:** Los sismos de esta fuente poseen profundidades que parten desde los 5km hasta los 14.7Km y la profundidad promedio fue calculada en 9.6Km (Gráfica 13).
- **Magnitud de Coda:** Para los eventos registrados en esta fuente se calculó una magnitud promedio de 1.15. Y no se observó correlación alguna entre la profundidad y la magnitud, fluctuando levemente el valor promedio para cada rango de profundidad entre su valor máximo de 1.4 para un rango de

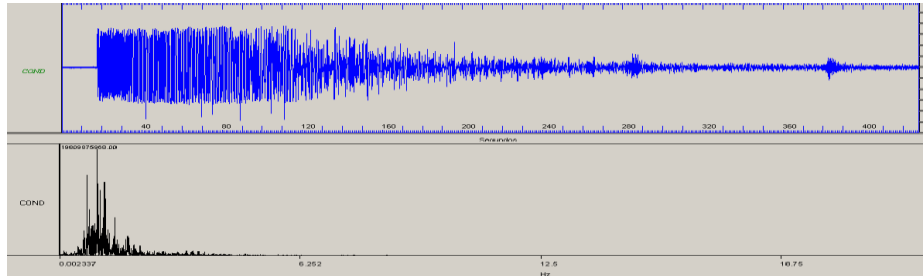
profundidades entre 7 y 8km y su valor mínimo de 1.0 para profundidades comprendidas entre 6 y 7km. (Gráfica 9).

- **Contenido Espectral y Forma de Onda:** Los valores de profundidad oscilaron irregularmente para las profundidades comprendidas entre 5 y 8Km. A partir de esta profundidad, se obtuvo un valor de frecuencia dominante relativamente estable (al igual que ocurrió con la profundidad sísmica), Siendo la mayor frecuencia dominante (3.7Hz) la correspondiente a los sismos localizados a una profundidad entre 6Km y 7Km y la menor (2.2Hz), a los eventos localizados entre 7Km y 8Km (Gráfica 10). Si se observan las Gráficas 9 y 10 con detenimiento, es posible percatarse que las magnitud de coda y la frecuencia natural tienen un comportamiento inverso respecto a la profundidad, es decir, a una profundidad donde la frecuencia natural promedio es máxima, la magnitud de coda es mínima y viceversa. En consecuencia, al graficar estas dos variables (Gráfica 11), se obtiene una relación lineal, siendo esta última, una de las características principales encontradas en la fuente. En cuanto a la forma de Onda, nuevamente se observa una fuerte correlación con la magnitud de coda, puesto que los sismos de magnitud superior a 2.0 mostraron una forma híbrida (Figura 32) con una entrada impulsiva de alta frecuencia y posteriormente con una dilatación de la longitud de onda en cuanto comienza el decaimiento de la amplitud, comportamiento que se asemeja al observado en la fuente 1 para eventos superficiales (Figura 19). En cambio, para sismos de magnitud baja (menor a 2), se notó una forma de onda más regular (Figura 33).

- **Evolución temporal de la Fuente:** La sismicidad VT se distribuyó temporalmente de la siguiente forma: en 2007 se registraron 301sismos (62%), en 2008 68 (14%), en 2009 44 (13%), en 2010 63 (13%) y en 2011 10 (2%) (Gráfica 12). Sismicidad que se distribuyó homogéneamente, a lo largo de toda la fuente. Sin embargo, en el año 2007 ocurrió un evento de alta sismicidad VT el día 6 de Marzo, el cual, inició a las 3:04PM hora local, con el evento de 4.8 anteriormente nombrado y finalizó con un evento de magnitud 0.5 a las 6:15pm del mismo día . Durante esas 15 horas, se registraron un total de 86 eventos VT, es decir, que en este día ocurrió el 29.3% de la sismicidad total registrada por esta fuente en 2007, el 18.2% de la registrada por la fuente desde 2007 hasta marzo de 2011 y el 3.6% de toda la sismicidad registrada por las estaciones sísmicas en dicho intervalo de tiempo. Finalmente, el 20 de marzo del mismo año, se registró un pequeño disparo VT (Figura 34) que aumentó aún más las estadísticas de sismicidad en dicho periodo de tiempo.

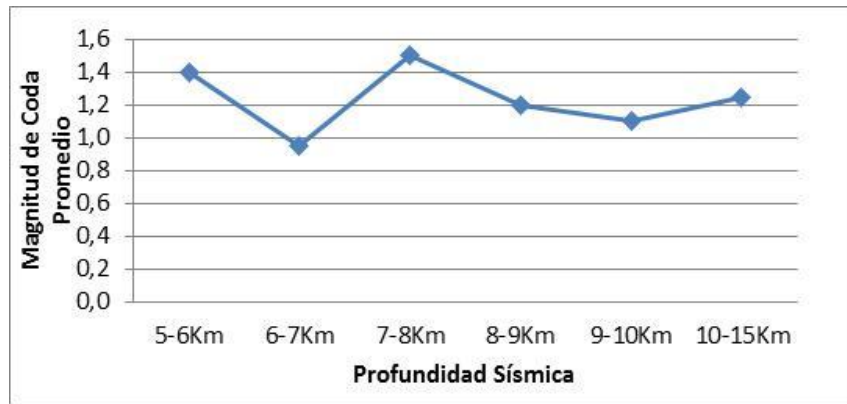
A continuación, se muestran las Figuras que resumen la información obtenida de esta fuente.

Figura 31. Forma de Onda y espectro del sismo de mayor magnitud registrado en el volcán Puracé durante este estudio.



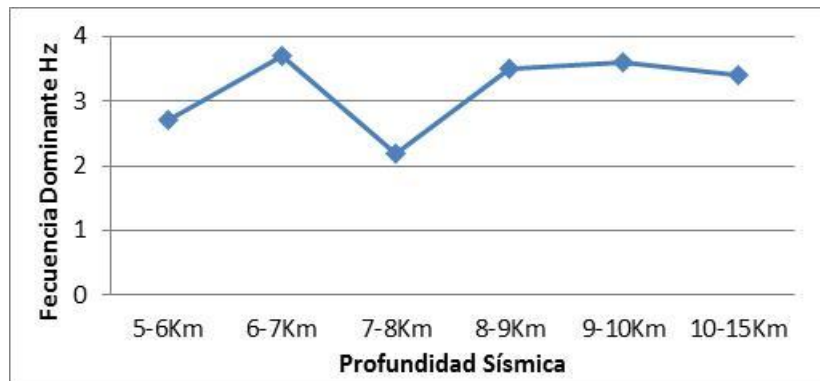
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Gráfica 9. Profundidad Sísmica vs Magnitud de Coda promedio Fuente 3.



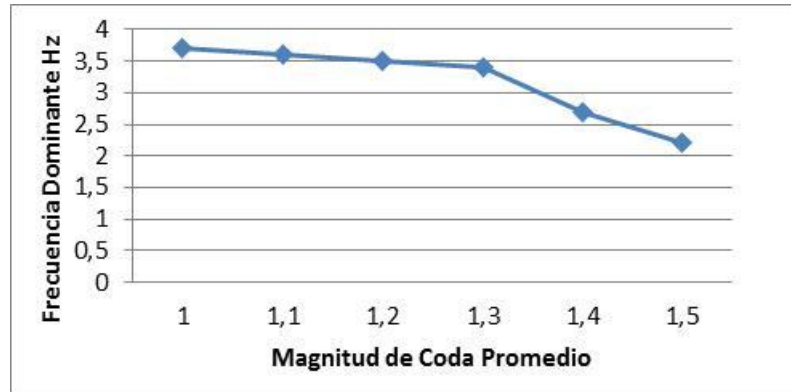
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Gráfica 10. Profundidad Sísmica vs Frecuencia Dominante Fuente 3.



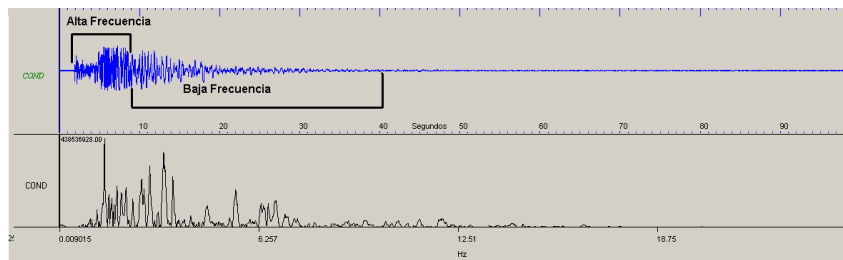
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Gráfica 11. Magnitud de Coda promedio vs Frecuencia Dominante Fuente 3 .



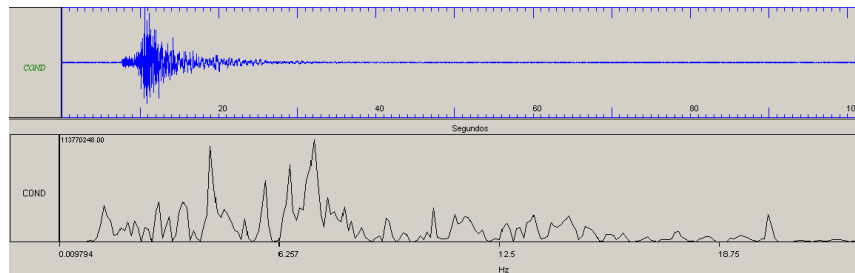
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 32. Sismo típico de magnitud superior a 2 de la fuente 3.



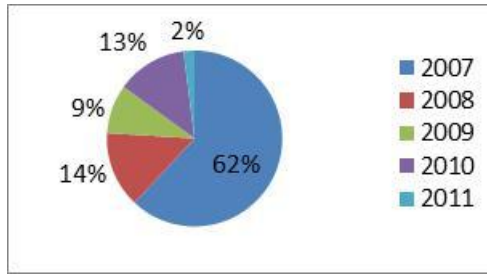
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 33. Sismo típico de magnitud inferior a 2 de la fuente 3



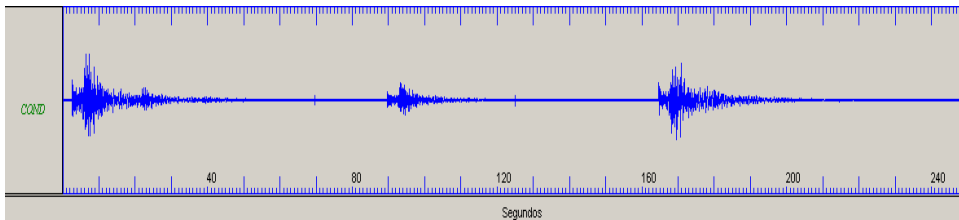
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Gráfica 12. Distribución Sismicidad VT de la fuente 3 en el tiempo.



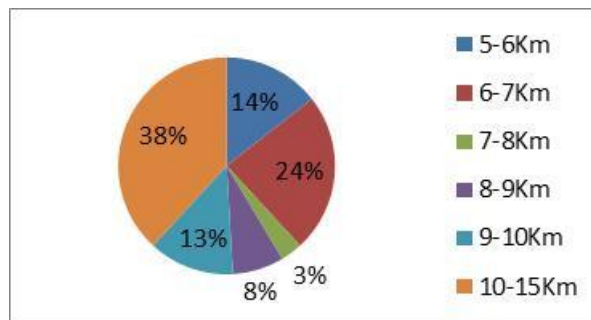
Fuente. Autor

Figura 34. Disparo VT del 20 de marzo de 2007.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

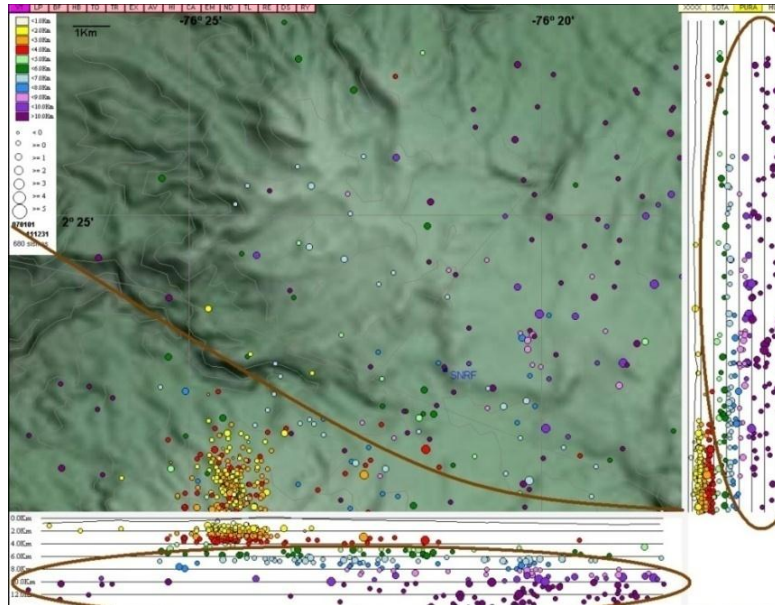
Gráfica 13. Distribución por profundidades de la sismicidad VT de la fuente 3.



Fuente. Autor

6.1.4 Fuente 4

Figura 35. Fuente Sísmica 4



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Esta fuente registró un total de 149 sismos, lo que equivale al 6.18% de la actividad VT total. Esta sismicidad, se distribuyó a lo largo de un área de 142.42km² (asumiendo un área rectangular y restándole el área triangular que pasa por debajo de la curva de la Figura 35) y sus características son comparables con la de la fuente 3, salvo que esta fuente fue la que menos sismicidad registró. Se localiza a una distancia media de 5.8 km de la estación sísmica más cercana (San Rafael) y a una distancia media de 12.8km del cráter.

- **Profundidad Sísmica:** Los sismos localizados en esta fuente arrojaron profundidades que partían desde los 3.6km hasta los 16km (Gráfica 14), siendo la profundidad promedio 9.1km. Con esto, se mostró una vez más el predominio de la sismicidad profunda cuando es localizada en fuentes distantes del edificio volcánico.
- **Magnitud de Coda:** Los valores calculados de magnitud de coda para esta fuente fueron muy semejantes entre sí desde los 3km hasta los 9km, donde se observaron valores que variaban alrededor de un valor de 1.0. Sin embargo, a partir de los 9km ocurrió un incremento notable de el valor promedio de la magnitud, ascendiendo hasta un máximo de 1.4 para una profundidad entre 9 y 10Km y luego, decreciendo levemente hasta 1.2 (Gráfica 15). En general, la

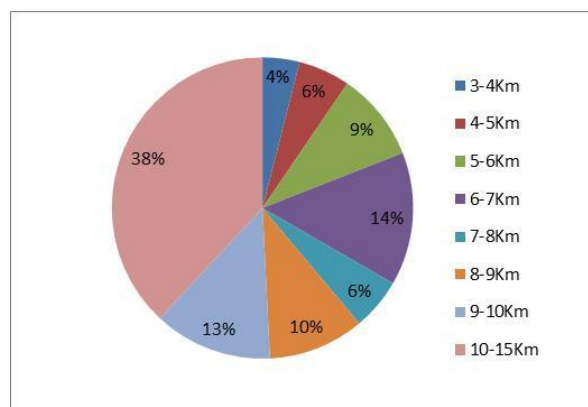
magnitud de coda promedio para esta fuente fue calculada en 1.12 y el valor de magnitud máxima encontrada fue de 2.4 y el mínimo de 0.6.

- **Contenido Espectral y Forma de Onda:** Espectralmente, la sismicidad de esta fuente mostró unos valores de frecuencia dominante altos respecto a las demás analizadas (mayores a 3Hz), observándose una tendencia creciente con la profundidad, a excepción de algunos descensos en los rangos de profundidades de 6-7km y 8-9km. Sin embargo, El valor de menor frecuencia dominante coincidió con la menor profundidad al igual que la mayor frecuencia dominante se encontró a la profundidad máxima (Gráfica 16). En cuanto a la forma de onda, se encontraron 2 tipos de onda propias de esta fuente, las cuales, se presentaron de forma aleatoria a lo largo y profundo la misma, a diferencia de las demás fuentes, donde las formas de onda distintas se encontraban en rangos de profundidades diferentes. El primer tipo de forma de onda se caracteriza por que las amplitudes de las ondas S y P son similares y por ende, se dificulta identificarlas. El espectro asociado a esta forma de onda mostró un pico dominante que se centró en una frecuencia de 4Hz (Figura 36). El segundo tipo de onda que se registró, se caracterizó por marcar ondas S de mucha mayor amplitud que las ondas P, haciendo fácil su identificación, sumado a esto, se observó una coda alargada y de baja frecuencia en cada uno de los sismos que tuvieron este tipo de forma. El espectro asociado de estos sismos mostró un pico de frecuencia dominante alrededor de los 2Hz, aunque también se observó un pico subdominante de 6.5Hz cuya altura fue muy cercana al de 2Hz (Figura 37).

- **Evolución Temporal de la Fuente:** La sismicidad VT de esta fuente se distribuyó de la siguiente forma: En 2007, se registraron 20 eventos (14%), en 2008 hubo 71 (44%), en 2009 41 (26%), en 2010 22 (20%) y en 2011 3 (2%) (Gráfica 17).

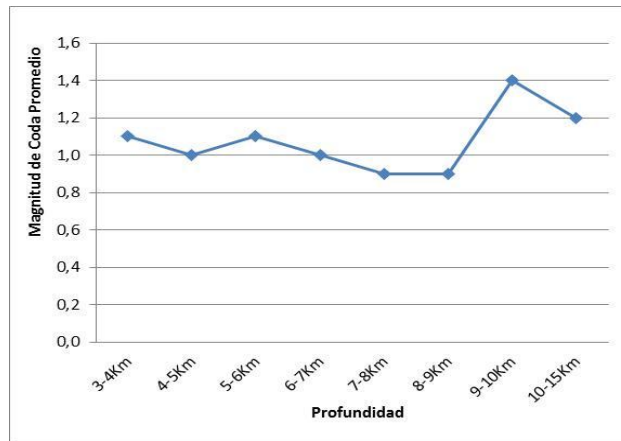
A continuación, se ilustran los resultados obtenidos en esta fuente.

Gráfica 14. Distribución por profundidades de la sismicidad VT de la fuente 4.



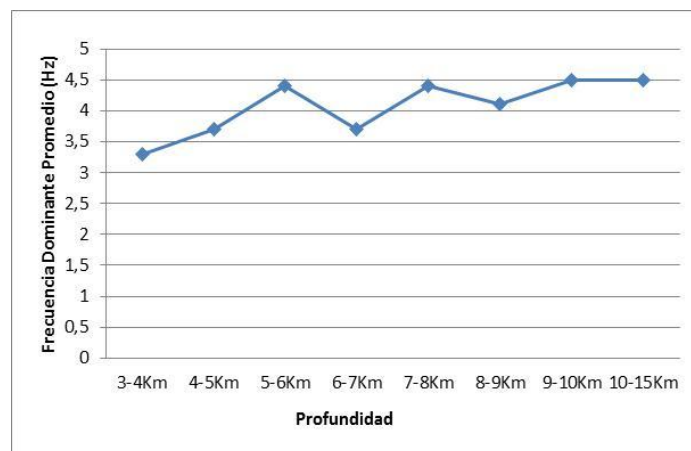
Fuente. Autor

Gráfica 15. Profundidad Sísmica vs Magnitud de Coda promedio Fuente 4.



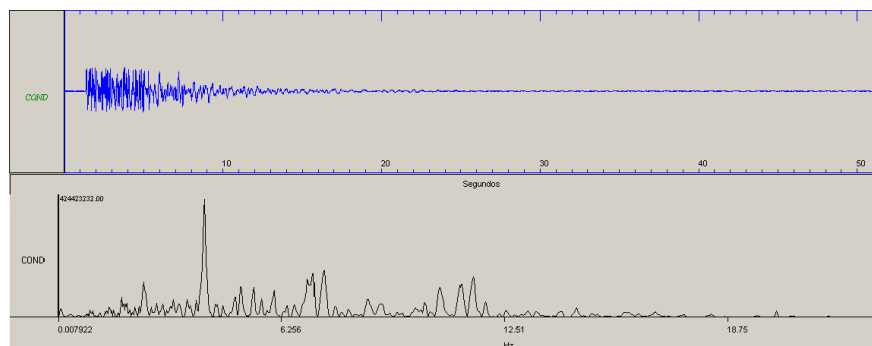
Fuente. Autor

Gráfica 16. Profundidad Sísmica vs Magnitud de Coda promedio Fuente 4.



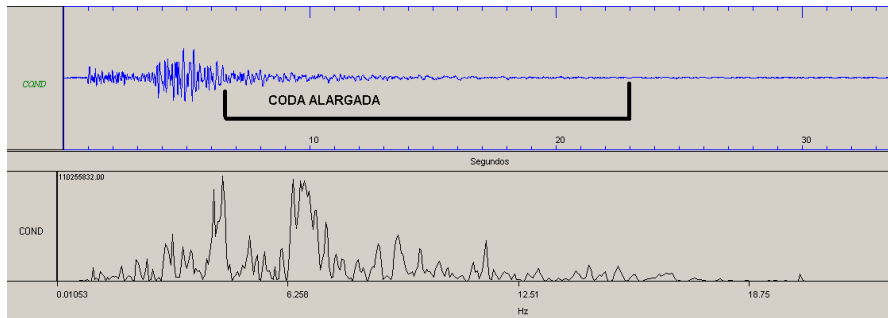
Fuente. Autor

Figura 36. Forma de Onda y Espectro de Sismo Fuente 4.



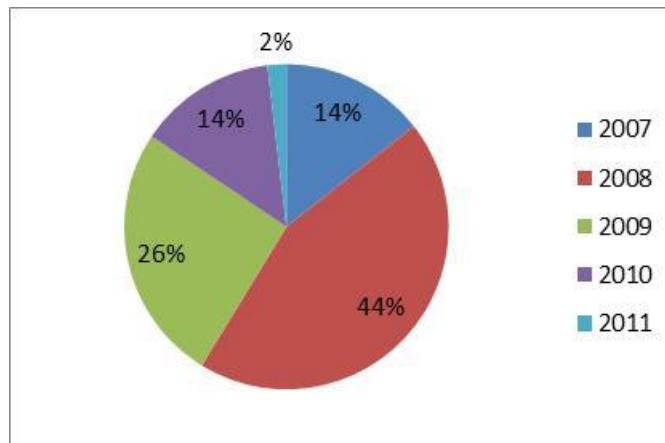
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 37. Forma de Onda y Espectro de sismo de coda alargada Fuente 4.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

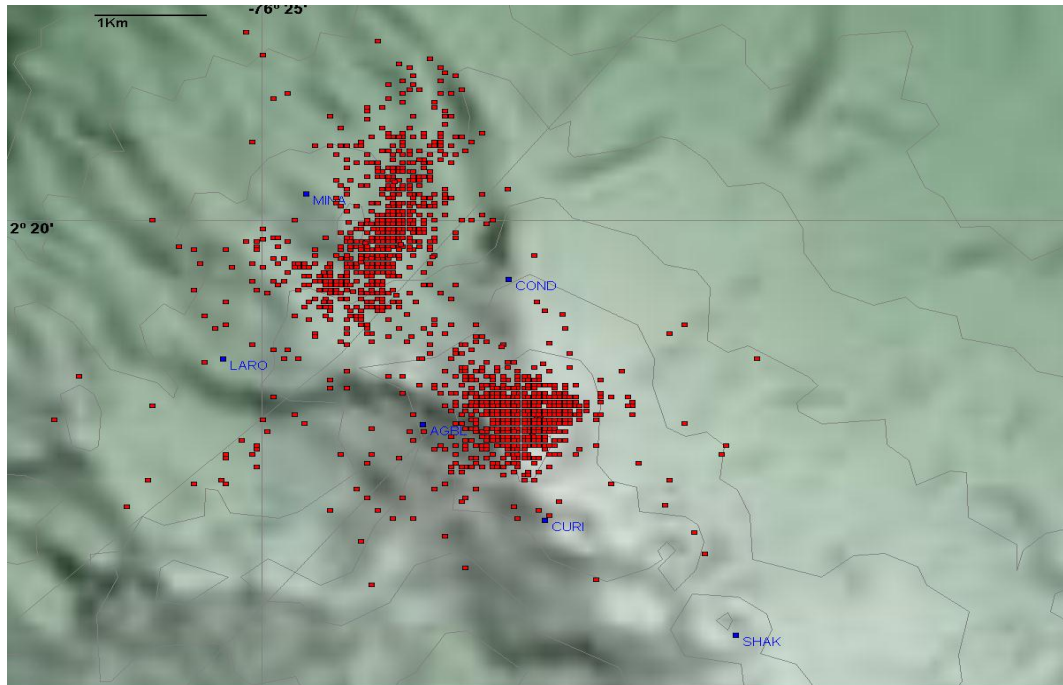
Gráfica 17. Distribución temporal de la fuente 4.



Fuente. Autor

6.2 REATENUACIÓN Y ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD LP

Figura 38. Localización epicentral sismos LP volcán Puracé enero 2007 a marzo de 2011

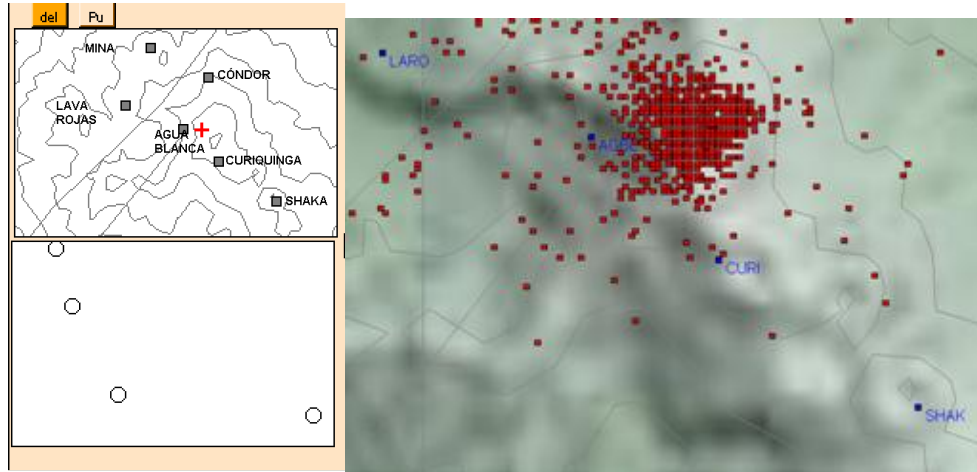


Fuente. Observatorio Vulcanológico y sismológico de Popayán

De la sismicidad registrada por el OVSPop del 1 de enero de 2007 a 31 de marzo de 2011, 815 fueron eventos LP, de los cuales, fue posible atenuar y reatenuar un total de 374 (45.9%) utilizando un mínimo de 4 estaciones donde se apreciara con claridad (relación señal ruido superior a 10) las máximas amplitudes del evento. Una vez analizados los resultados obtenidos a través de este procedimiento, se logró la identificación de dos fuentes, las cuales, se diferenciaron en ubicación geográfica, frecuencia de ocurrencia, forma de onda y contenido espectral. En cuanto a los valores de magnitud promedio, se observaron resultados similares en las dos.

6.2.2 Fuente 1

Figura 39. Atenuación típica de un LP de la fuente 1

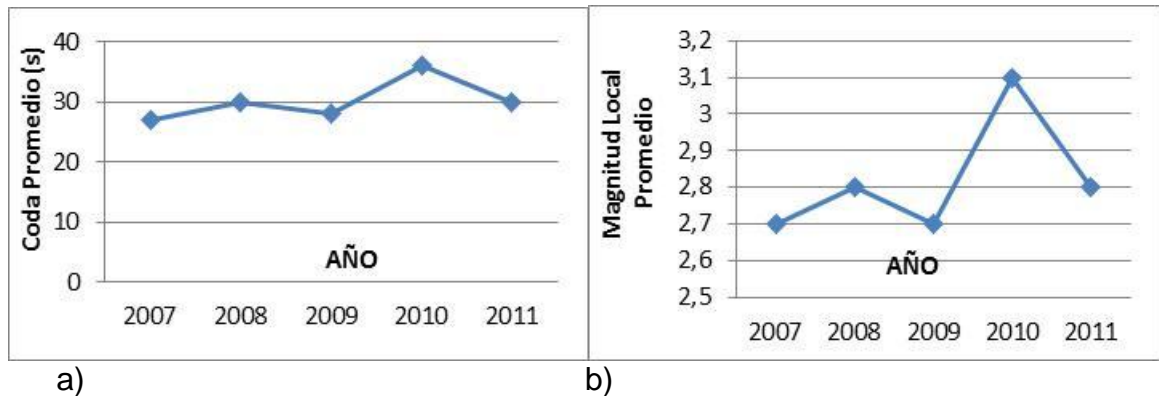


Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Esta fuente reportó un total de 286 sismos, lo que equivale al 76.5% de la sismicidad total atenuada. Geográficamente, se ubica en la misma región donde se encontró la Fuente 2 de la sismicidad VT y se caracteriza principalmente por tener formas de onda y espectros, que muestran un gran tiempo de coherencia (casi el 80% de la coda del sismo).

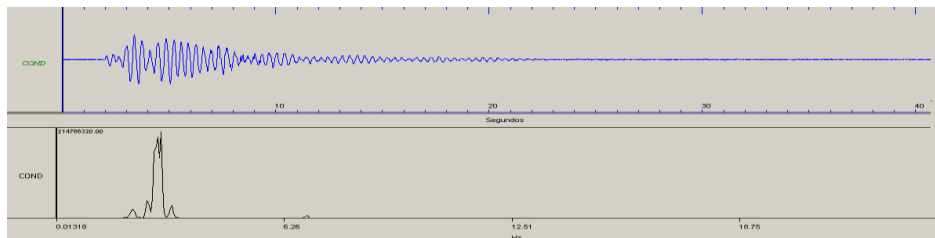
- **Magnitud de Coda LP:** Este parámetro se mantuvo estable en los periodos de tiempo de 2007, 2008 y 2009. Mostrando valores calculados alrededor de 2.75. Sin embargo, en el año 2010 se presentó un incremento considerable en la actividad LP, lo cual, a su vez repercutió en un incremento notable de la magnitud promedio (3.1), para luego decrecer nuevamente, a los valores convencionales que había mostrado hasta 2009 (Gráfica 18).

Gráfica 18. Distribución temporal de: a) Coda Promedio, b) Magnitud Promedio.



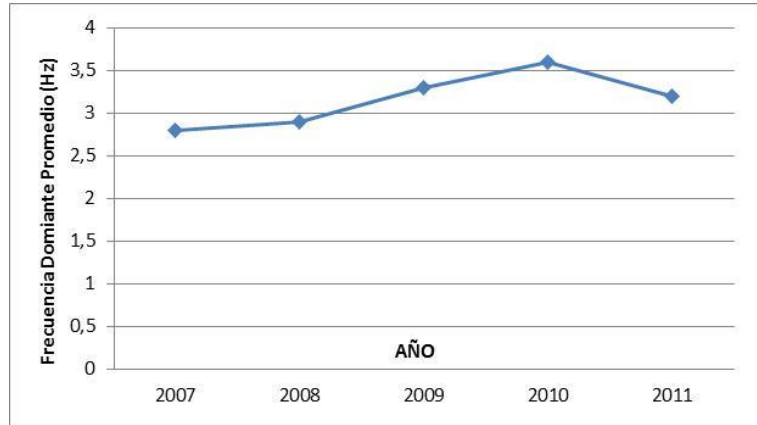
- Contenido Espectral y Forma de Onda:** Las formas de onda que registró esta fuente mostraron valores de coherencia temporal muy altos (más del 80% de la coda), lo cual, se vio reflejado en un ancho de banda muy estrecho en los espectros de frecuencias y por ende, en sismos altamente monocromáticos (Figura 40). Así mismo, se presentaron fenómenos de amplitud modulada en algunos eventos de esta fuente (Figura 41) en los que se diferenció claramente una forma de onda modulante y una modulada. En cuanto a los valores de frecuencia dominante, estos mostraron una tendencia a crecer levemente en el tiempo desde 2007 hasta 2009. Sin embargo, para 2010 se observó un crecimiento destacado hasta 3.6Hz, que en 2011 cayó hasta 3.2Hz (Gráfica 19).

Figura 40. Forma de Onda y Espectro de Sismo LP fuente 1.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Gráfica 19. Distribución de la Frecuencia Dominante en el Tiempo.

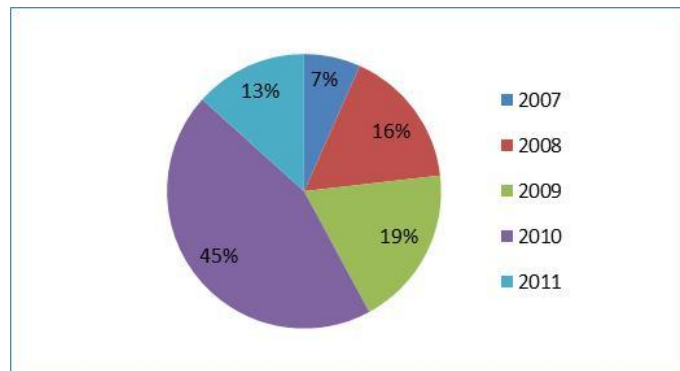


Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

- Evolución Temporal de la Fuente 1:** La sismicidad LP de esta fuente se registró en el tiempo de la siguiente forma: En 2007 se registraron 19 sismos (6.7%), en 2008 47 (16.5%), en 2009 54 (18.9%), en 2010 127(44.6%), en 2011 38 (13.3%) (Gráfica 20). A destacar de esta estadística, se tiene el crecimiento atípico de la sismicidad en el año 2010, la mayoría de la cual fue atenuada justo sobre el cráter del Puracé. Así mismo, la forma de onda y el espectro, mostró características diferentes del resto de la sismicidad registrada. Allí, se observaron ondas de amplitud modulada con ondas moduladoras y portadoras claramente

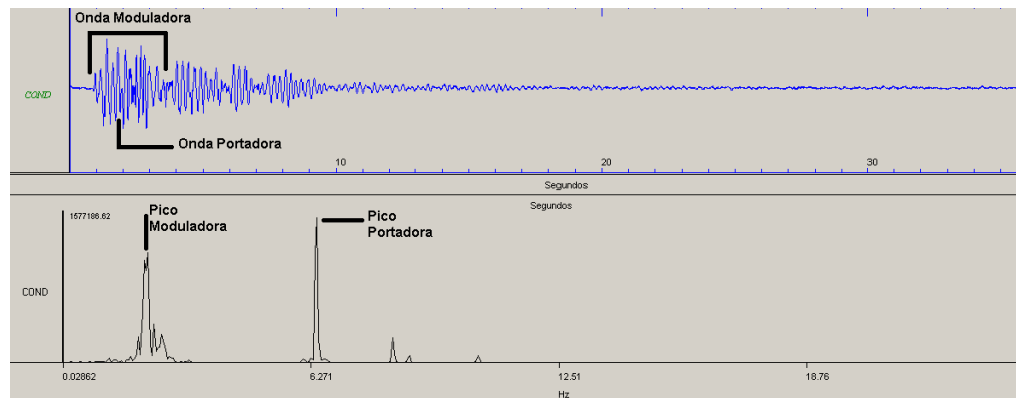
diferenciables y cuyos espectros de frecuencia también mostraron dos picos de frecuencia discretos que pusieron en evidencia el fenómeno (Figura44). Finalmente, se observaron fenómenos de resonancia que ocasionaron codas largas, y esto a su vez, implicó un crecimiento importante en la magnitud local (Gráfica18)

Gráfica 20. Distribución de la sismicidad LP de la Fuente 1 en el tiempo.



Fuente. Autor

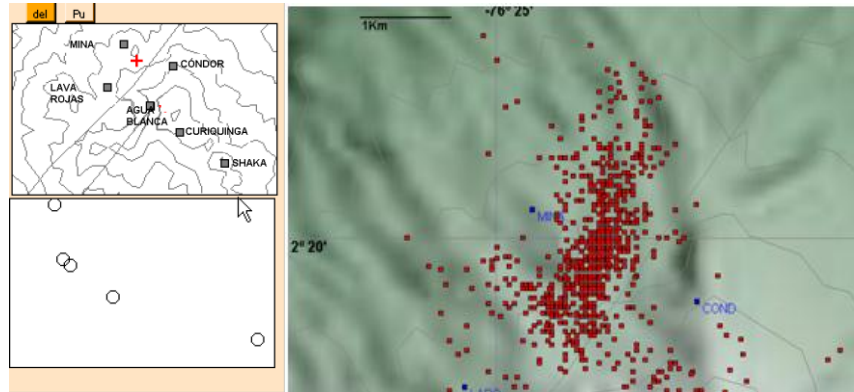
Figura 41. Forma de Onda Sísmica Modulada y Espectro de Frecuencia.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

6.2.3 Fuente 2

Figura 42. Atenuación Típica de un LP de la fuente 2.

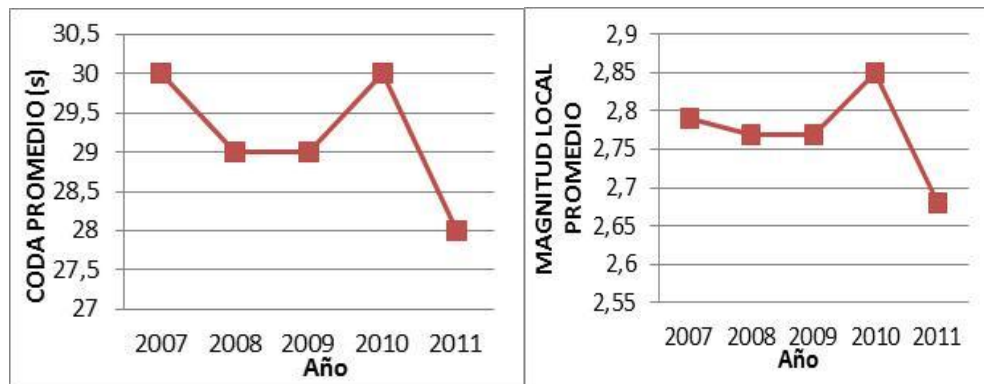


Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

La fuente 2 registró un total de 88 eventos LP, lo que equivale a cerca del 23.5% de la sismicidad total atenuada. Estos eventos, se distribuyeron geográficamente en una región delimitada por las estaciones de Lava Rojas, Mina, Cónдор y Agua Blanca. En la misma fuente 1 que se identificó para la sismicidad VT. Los eventos de esta fuente, se caracterizaron principalmente por mostrar un comportamiento híbrido tanto en forma de onda como en contenido espectral.

- Magnitud de Coda LP:** Estos valores permanecieron casi invariables en los periodos de tiempo analizados. Sin embargo, para el periodo 2010 ascendió sobre la media y alcanzó su valor máximo (2.85), para luego decrecer hasta su menor valor (2.68). Este comportamiento, fue semejante al mostrado por la fuente LP 1, con la salvedad que 2010 no fue el año donde más sismicidad se registró en la fuente 2, a pesar de ser el año de mayor magnitud promedio (Gráfica 21).

Gráfica 21. Distribución de a) Coda Promedio y b) Magnitud Promedio en el tiempo.



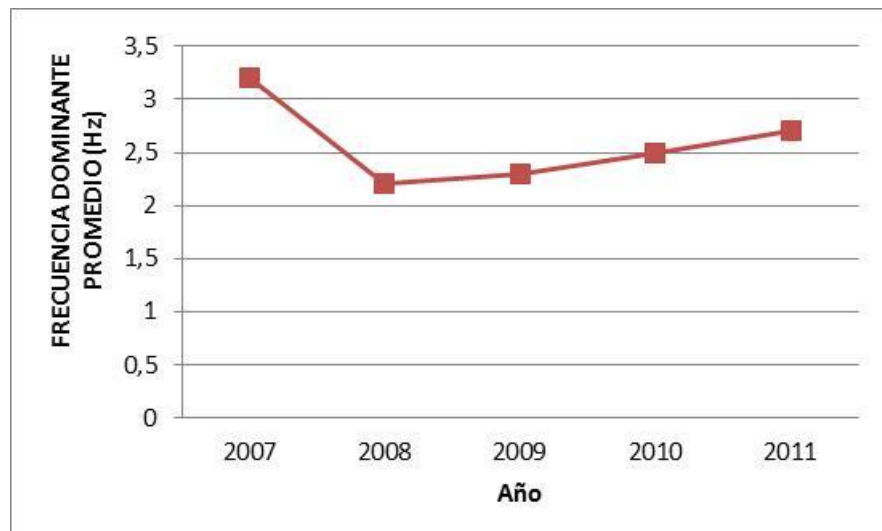
a)

b)

Fuente. Autor

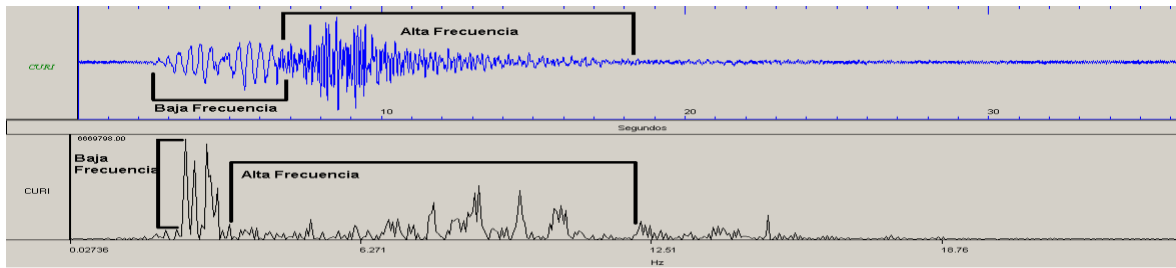
- Contenido Espectral y Forma de Onda:** Espectralmente esta fuente mostró un decrecimiento en la frecuencia dominante en el primer intervalo de tiempo. Sin embargo, los espectros mostraron un comportamiento creciente a partir de 2008. También, fue posible observar dos picos dominantes que acompañaron a los sismos, el primero, es un pico de baja frecuencia que promedió un valor entre 2Hz y 2.5Hz, en tanto, el segundo era un pico de alta frecuencia con valores entre 6.2Hz y 6.5Hz. Estos dos valores estuvieron casi siempre presentes en todos los espectros sísmicos, excepto en un periodo especial de 2008 donde se presentaron disparos de eventos LP (Figura 44) y se alternaron continuamente el lugar de pico dominante y subdominante en los espectros de frecuencia (Gráfica 22). Respecto a la forma de onda, los sismos mostraron un comportamiento híbrido, en el cual se tenía una entrada emergente, con longitudes de onda largas y coherentes temporalmente entre sí (espectralmente se identificaron con las bajas frecuencias) y luego, un cambio brusco hacia las altas frecuencias y sin ningún tiempo de coherencia observable (Figura 43). La particularidad de esta sismicidad, radica en que los eventos que generalmente muestran naturaleza híbrida, tienden a tener entradas impulsivas y de alta frecuencia, para luego decaer en ondas LP de baja frecuencia. Siendo el caso del Puracé, un mecanismo contrario a lo que se detecta en otros volcanes de la red del OVSPop como el Volcán Nevado del Huila.

Gráfica 22. Distribución de la Frecuencia Dominante de la fuente 2 LP en el tiempo.



Fuente. Autor

Figura 43. Forma de Onda y Espectro sismo fuente 2 LP.

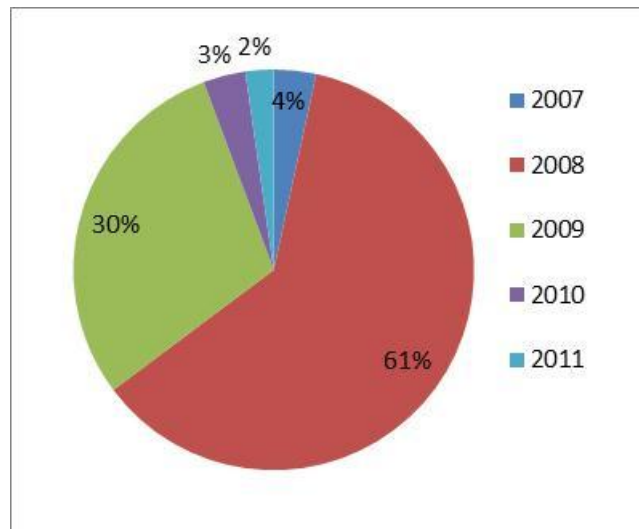


Fuente. Observatorio Vulcanológico y sismológico de Popayán

- **Evolución Temporal de la Fuente 2:** Los sismos LP de esta fuente se distribuyeron en el tiempo de la siguiente manera: en 2007 se registraron 3 eventos (3.4%), en 2008 54 (61.4%), en 2009 26(29.5%), en 2010 3(3.4%) y en 2011 2(2.3%) (Gráfica 23). En el año 2008, que fue el periodo que más actividad registró, se caracterizó por presentar disparos de eventos LP de baja frecuencia (1.3 Hz) y representaron casi el 47% de la sismicidad reportada ese año (Figura 44).

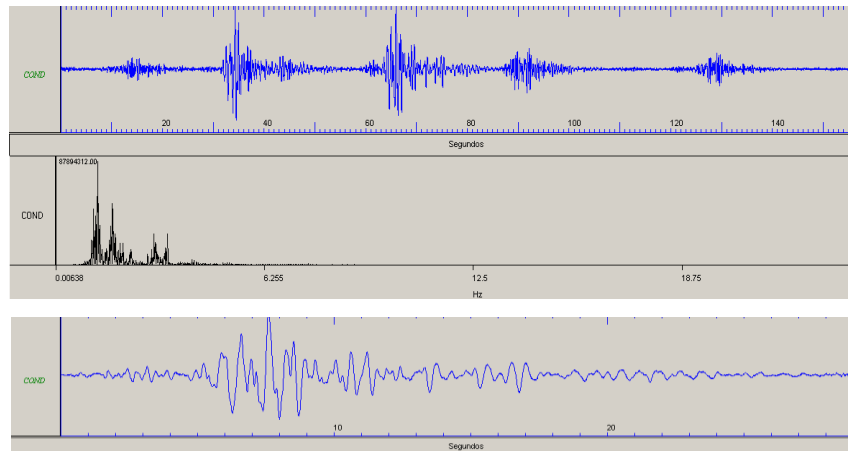
Finalmente, en la gráfica 24 se muestra una estadística comparativa entre la sismicidad de la fuente 1 y la fuente 2LP.

Gráfica 23. Distribución Temporal de la Fuente 2 LP.



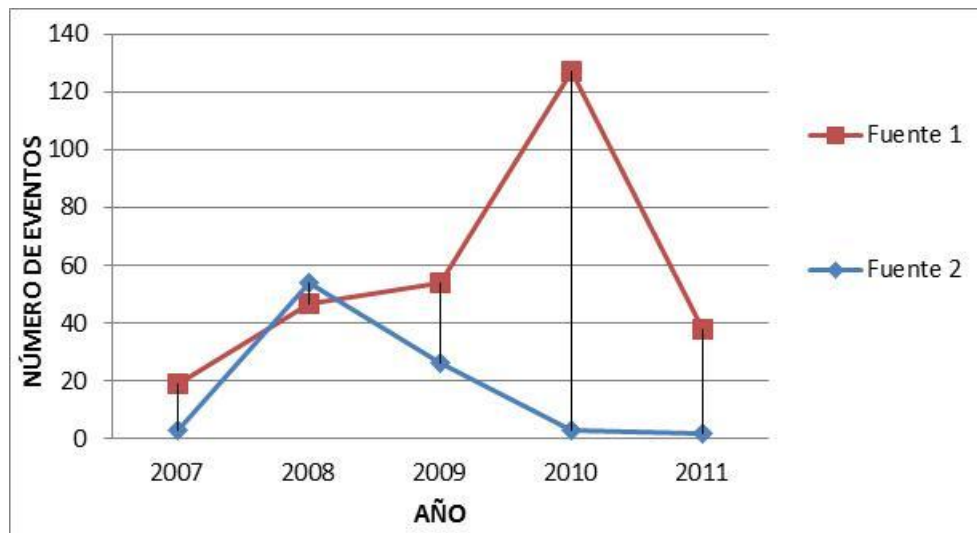
Fuente. Autor

Figura 44 Disparo 2008 Fuente 2 LP.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

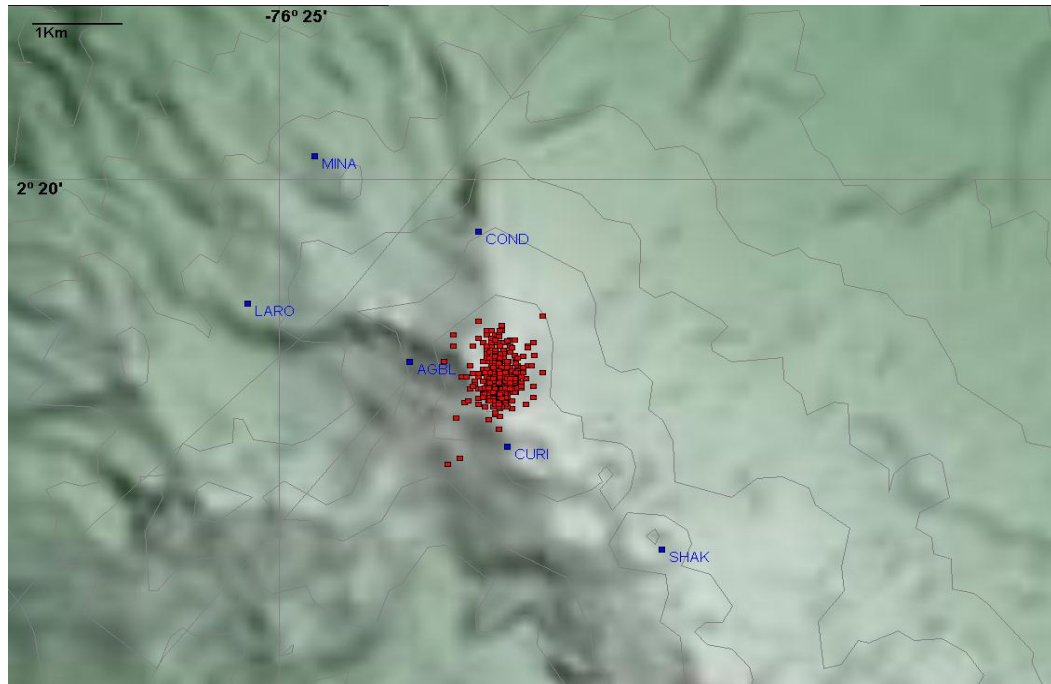
Gráfica 24. Número de Eventos de 2007 a 2011 de las 2 fuentes LP identificadas



Fuente. Autor

6.3 REATENUACIÓN Y ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD TIPO TORNILLO

Figura 45. Localización epicentral sismos TO volcán Puracé enero 2007 a marzo de 2011

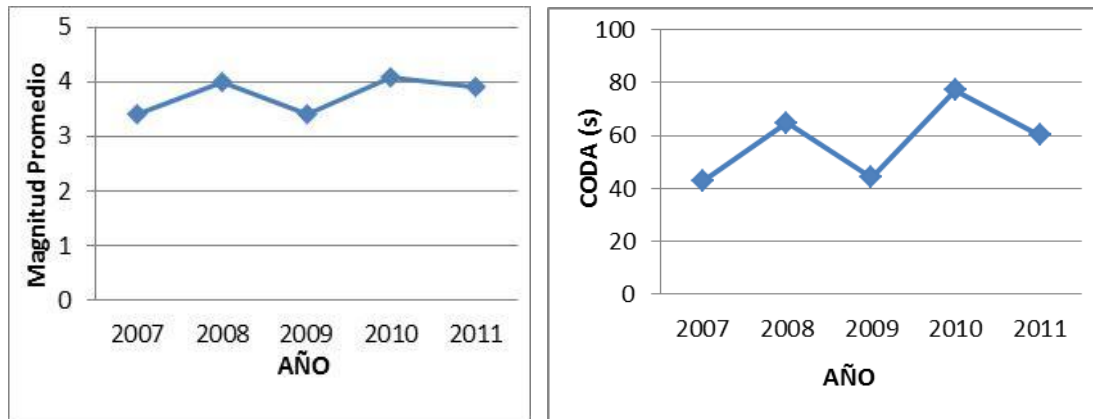


Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Durante Enero de 2007 y Marzo de 2011 el volcán Puracé registró un total de 164 eventos tipo TO. Los cuales, se atenuaron en su totalidad sobre el cráter del volcán y sus alrededores como se muestra en la figura 45(Fuente 1LP y 2VT).

- **Magnitud de Coda TO:** La fórmula utilizada para calcular la magnitud de coda de los sismos TO, fue la misma empleada para los sismos LP. Esto, en atención a que los sismos TO son un caso particular de la sismicidad LP. Sin embargo, Los tornillos del Puracé que son generados por fenómenos de resonancia en la estructura del edificio volcánico, poseen inherentemente codas largas, y por ende, los valores de magnitud de coda pueden resultar algo exagerados para algunos eventos de esta naturaleza. El valor de Magnitud de Coda promedio total fue calculado en 3.7 y el máximo valor de magnitud Promedio correspondió al año 2010 (año en el cual se registró la mayor cantidad de TO) con una media de 4.1 y el mínimo al año 2007 (año en el cual se registró la menor cantidad de TO) con una magnitud de coda media 3.4 (Gráfica 25).

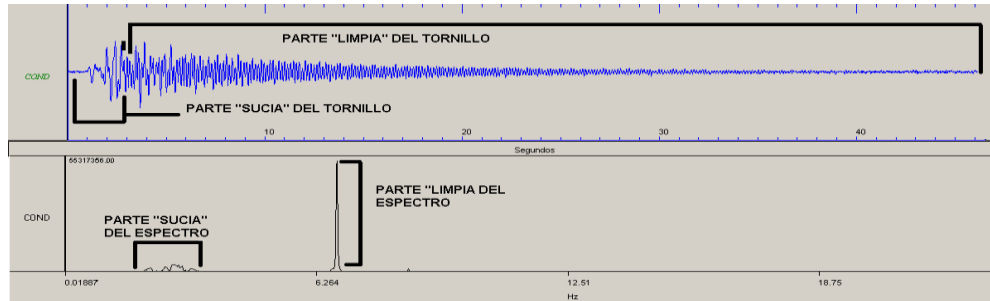
Gráfica 25. Distribución en el tiempo de las codas y las magnitudes de los TO.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

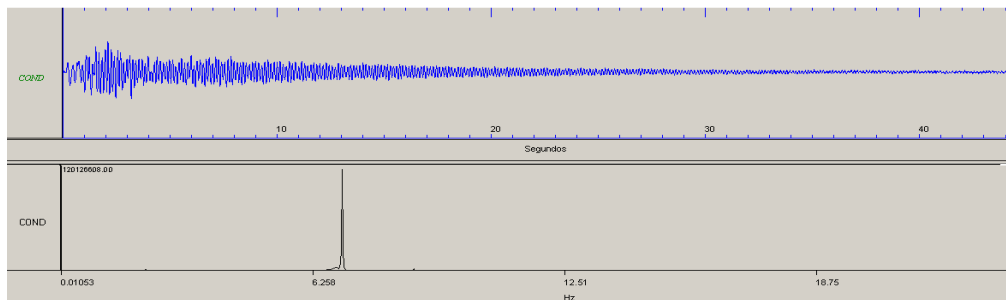
- Contenido Espectral y Forma de Onda:** Espectralmente, la sismicidad TO mantuvo un comportamiento típico de estos sismos, picos discretos con anchos de banda muy reducidos. Sin embargo, se identificaron 3 tipos de espectros al igual que tres distintas formas de onda: **El primer tipo TO** muestra un valor de baja frecuencia que no coincide con los anchos de banda reducidos característicos de estos eventos y “ensucia” el espectrograma. La forma de onda asociada a estos espectros es concordante, ya que la parte “sucia” del espectro coincide con el arribo del sismo, donde se observan ciclos de onda con una baja longitud de coherencia, seguido por un aumento de frecuencia y una alta coherencia propia del tornillo que coincide con la parte pura del espectro (Figura 46). **El Segundo tipo TO**, se caracteriza por tener un único tipo de frecuencia dominante siendo el tipo de TO más puro que se puede registrar. En cuanto a su forma de onda, resalta a simple vista su gran longitud de Coherencia (más del 97% de la coda) (Figura 47). **El Tercer tipo de TO** se caracteriza por mostrar 2 o más picos de frecuencias dominantes muy cercanos entre ellos (Gráfica 26) en cuanto a su amplitud y de anchos de banda muy estrechos. En lo que respecta a la forma de onda, se puede observar un claro fenómeno de modulación de la amplitud, donde se distingue la onda moduladora y la portadora, ambas ondas, muestran gran longitud de coherencia, lo cual se ve reflejado en el espectrograma, siendo el pico de menor frecuencia el correspondiente a la onda moduladora y el de mayor frecuencia el de la portadora (Figura 48).

Figura 46. Espectro y forma de onda de un tornillo tipo 1.



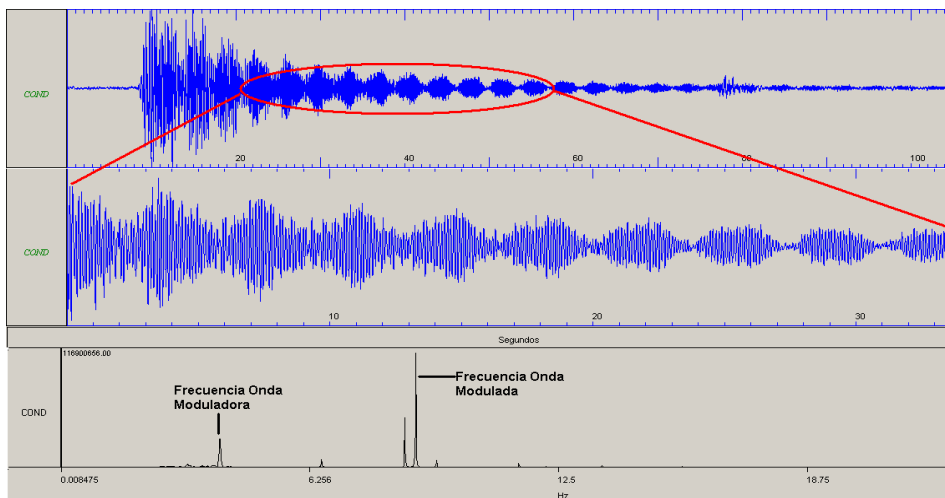
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 47. Espectro y forma de onda de un tornillo tipo 2.



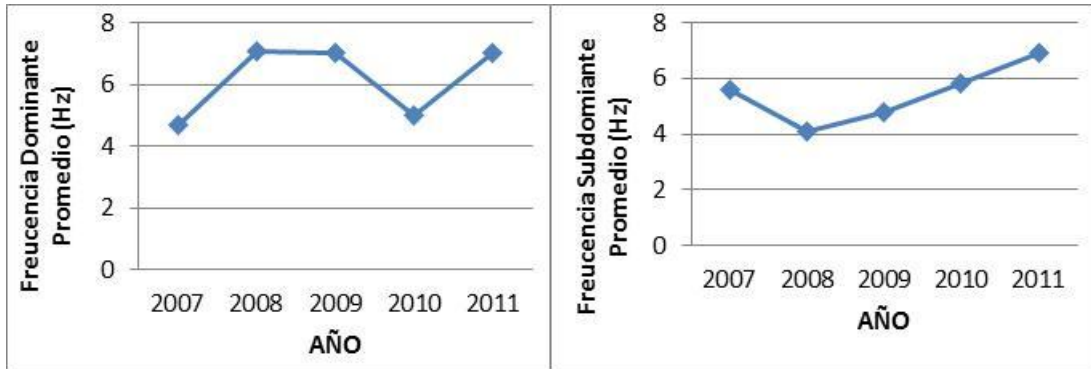
Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

Figura 48. Espectro y Forma de Onda de un tornillo tipo 3.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

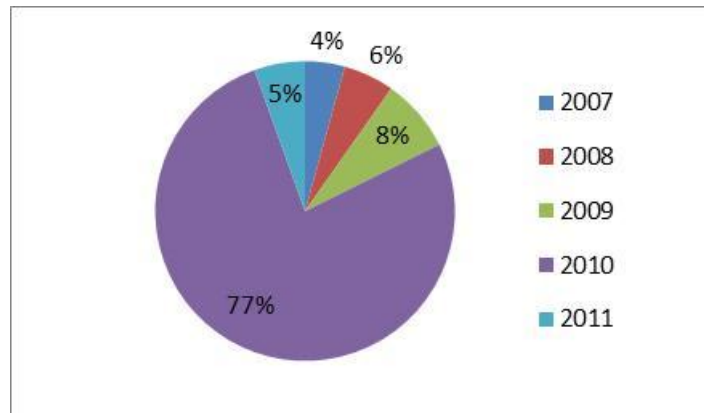
Gráfica 26. Distribución Espectral en el tiempo de los tornillos del Puracé¹³.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

- **Evolución Temporal de los Tornillos:** La siguiente figura ilustra cómo se distribuyeron los TO a través del tiempo y cómo el 2007 aportó casi la totalidad de estos sismos.

Gráfica 27. Distribución temporal de la sismicidad TO.



Fuente. Autor

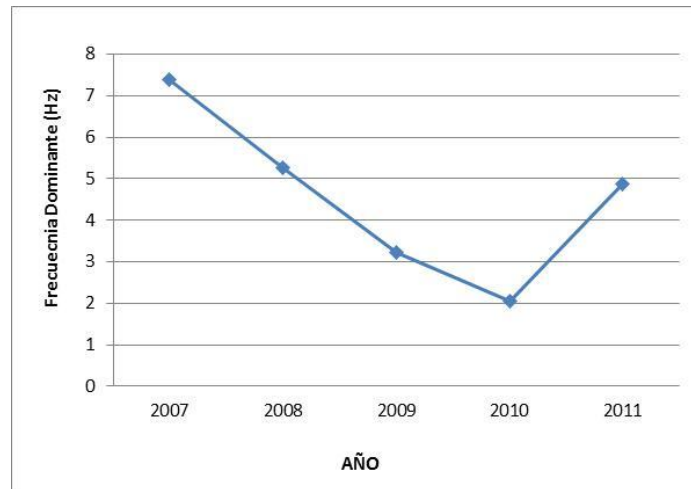
¹³ La Gráfica de Frecuencia Subdominante sólo aplica para Tornillos tipo 3

6.4 ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD TIPO TREMOR

Entre enero de 2007 y marzo de 2011, el volcán Puracé registró un total de 29 eventos TR, siendo esta, la menor cantidad de eventos que se registraron en la red de vigilancia volcánica. La totalidad de estos sismos mostraron características espasmódicas, es decir, que la actividad TR del volcán estuvo referida únicamente a actividad superficial como la fumarólica.

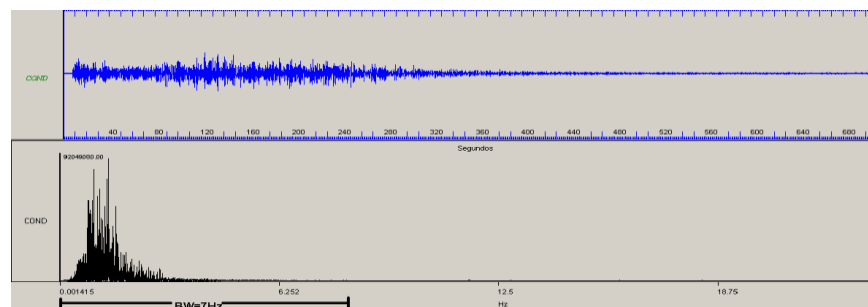
- **Análisis Espectral y Forma de Onda:** Como se dijo anteriormente, las formas de onda asociadas a los tremores del volcán Puracé respondieron a fenómenos espasmódicos, es decir, que las ondas tenían formas irregulares entre sí, con súbitos y heterogéneos incrementos y decrementos en la amplitud hasta empezar a decaer de forma exponencial ya hacia el final de la coda del evento. Espectralmente, Las frecuencias dominantes de los tremores registrados, variaron desde un valor de 0.9Hz para un tremor registrado en noviembre de 2008 hasta un valor de 7.7Hz para uno registrado en agosto de 2007, siendo la frecuencia dominante promedio total 4.5Hz (Gráfica 28) y aunque en general los espectrogramas compartían muchas similitudes de uno a otro, se lograron identificar 3 tipos de espectros diferentes: **En el primero** se observó un ancho de banda relativamente pequeño tratándose de un tremor (7Hz), que se centraba en las bajas frecuencias alrededor de 1 Hz (Figura 49); estos espectros fueron comunes a finales de 2008 y coincidieron con los incrementos de actividad VT y LP anteriormente nombrados. **El segundo** tipo de espectro identificado, corresponde a uno que posee un gran ancho de banda que cubre casi todo el espectrograma (14Hz) y su pico de frecuencia dominante está alrededor de los 7Hz; este tipo de espectros se encontró a lo largo de todo el periodo de tiempo analizado (Figura 50). **El último** espectro de frecuencia que se encontró, tuvo una distribución discreta de los picos de frecuencia dominante y subdominante. Por lo tanto, era difícil encontrar el ancho de banda asociado; este tipo de espectrogramas es comparable con los observados en los TO y LP que mostraron características de amplitud modulada (Figura 51).

Gráfica 28. Distribución de las frecuencias dominantes de los TR en el tiempo.



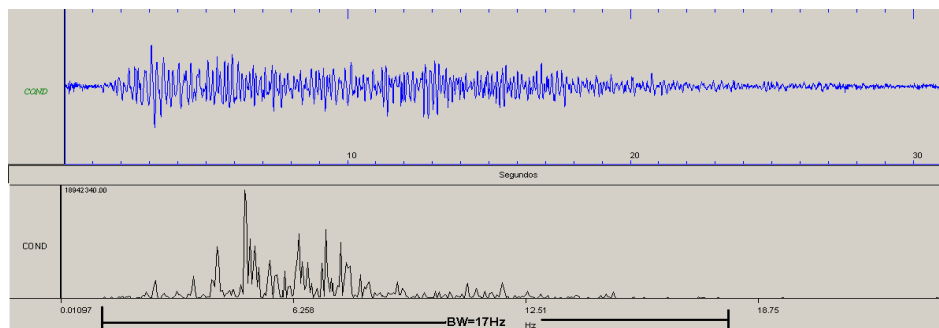
Fuente. Autor

Figura 49. Espectro y Forma de Onda tremor tipo 1.



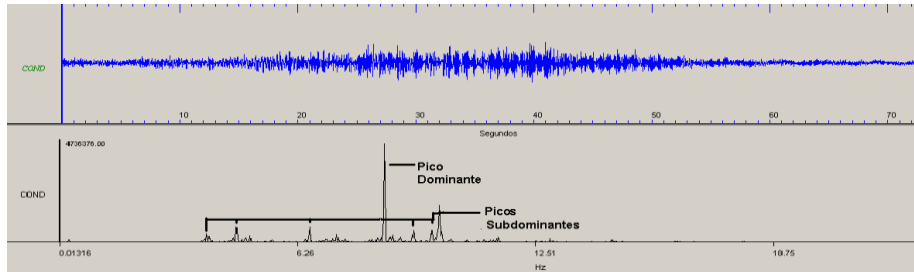
Fuente. Observatorio Vulcanológico y sismológico de Popayán

Figura 50. Espectro y Forma de Onda tremor tipo 2.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

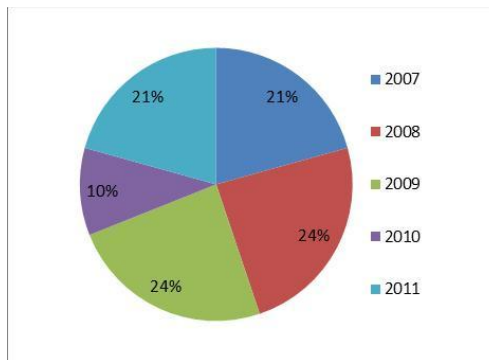
Figura 51. Espectro y Forma de Onda tremor tipo 3.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

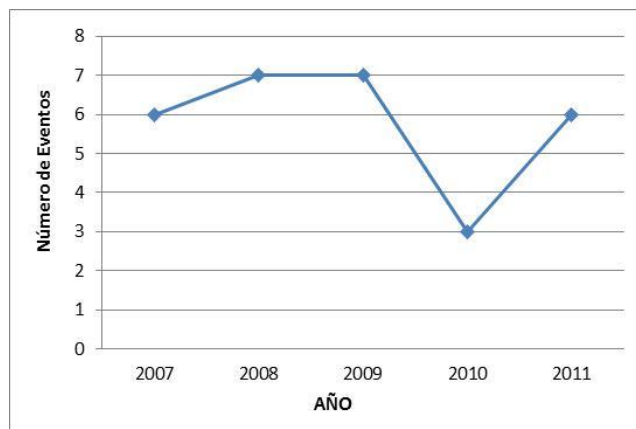
- **Evolución Temporal de la Sismicidad TR:** La distribución de sismicidad TR fue homogénea a lo largo del tiempo como lo describen los siguientes Gráficas.

Gráfica 29. Distribución Temporal de la sismicidad TR.



Fuente. Autor

Gráfica 30. Distribución del Número de Eventos en el tiempo.



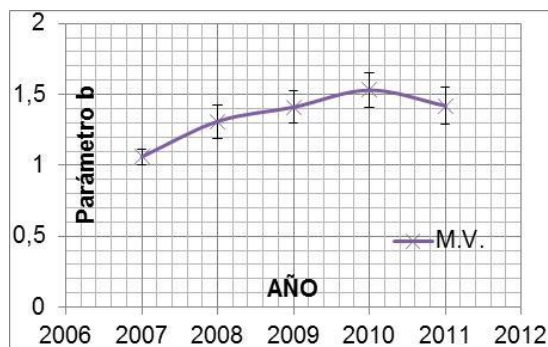
Fuente. Autor

6.5 ANÁLISIS DEL PARÁMETRO b

Para el análisis del parámetro b de las sismicidad VT registrada por el volcán Puracé, se discriminaron los sismos en dos criterios diferentes: por año y por profundidad. Y se observó cómo evolucionó dicho parámetro tanto en el tiempo, como en el espacio. De igual forma, se calculó por dos métodos diferentes: Ajuste de la recta por mínimos cuadrados y método de máxima verosimilitud. Es decir, que en total se hicieron 4 análisis estadísticos: Parámetro b por año y por profundidad a través de mínimos cuadrados y máxima verosimilitud y Parámetro b por profundidad a través de los mismos 2 métodos. Por último se compararon las discrepancias entre los dos métodos para asegurar la confiabilidad de los resultados.

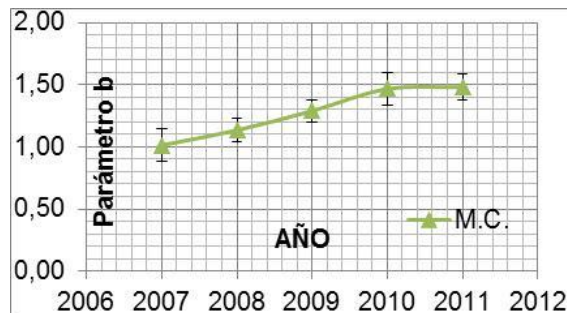
6.5.2 Análisis parámetro b por año. En el Anexo A se puede observar detalladamente cada una de las rectas a partir de cuyas regresiones se obtuvieron los valores de parámetro b y a partir de los cuales se trazaron las siguientes gráficas.

Gráfica 31. Distribución del Parámetro b en el tiempo (Máxima Verosimilitud)



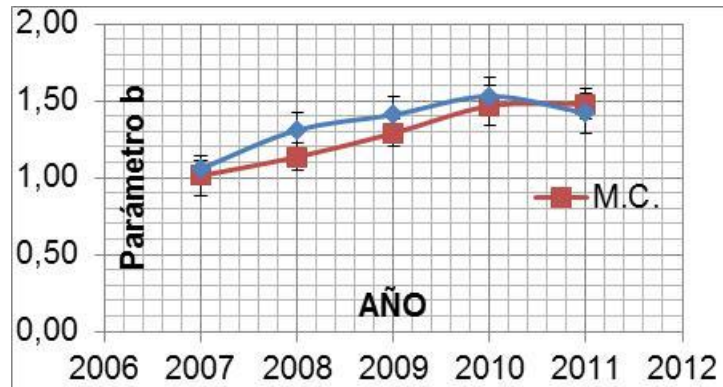
Fuente. Autor

Gráfica 32. Distribución del Parámetro b en el tiempo (Mínimos Cuadrados).



Fuente. Autor

Gráfica 33. Distribución del Parámetro b en el tiempo (M.C. Y M.V.).

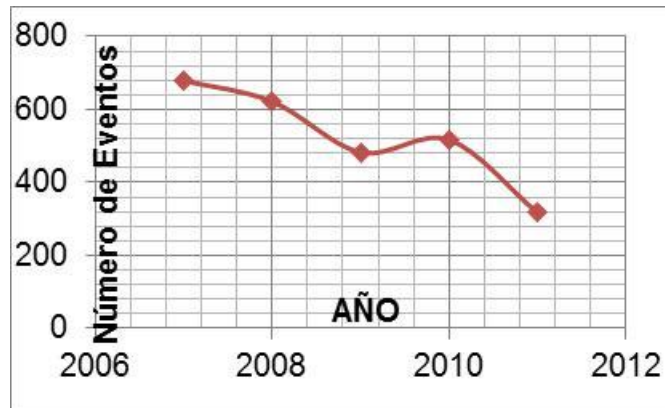


Fuente. Autor

El parámetro b mostró un comportamiento creciente en el tiempo, tanto al ser calculado por M.V como por M.C, con una pequeña excepción en el año 2011 en el método de M.V. donde hubo un decremento en este valor. Dicha excepción se puede explicar debido a las diferencias de los dos métodos, ya que el método de máxima verosimilitud es una técnica de mayor solidez que la de mínimos cuadrados y se acerca más al valor real de b cuando el número de sismos grandes es variable (Sha y Bolt, 1982), para ello, es necesario que el catálogo sea completo, y cabe recordar de nuevo que para este estudio sólo se observó la sismicidad hasta marzo de 2011 a diferencia de los otros años, en el cual se tomaron los catálogos de sismicidad completos. Por otro lado, el método de mínimos cuadrados ajusta los valores a una recta en función de la densidad de datos que exista en una determinada zona (Press et al, 1987). Permitiendo así, inferir el parámetro a partir de una pequeña muestra siempre y cuando no haya cambios anormales en la sismicidad.

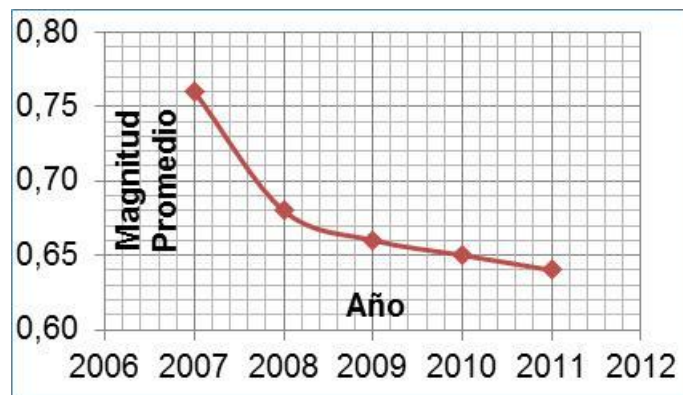
Este comportamiento tendiente a crecer, es consistente con la disminución del número de eventos (Gráfica 34) y a su vez, del decremento del valor de magnitud esperada (Gráfica 35). Ya que **Scholz** (1968) a través de sus experimentaciones observó que el valor de b en una determinada zona disminuye conforme los esfuerzos sobre esta aumentan. Lo cual implica, que a medida que los esfuerzos aumentan, los sismos estadísticamente son más grandes. Obteniendo así valores de b más pequeños. Caso contrario, cuando los esfuerzos disminuyen, los valores de b se vuelven muy altos, indicando la preponderancia de eventos pequeños. Esta última conclusión de **Scholz**, es concordante con la Gráfica 36 donde se observa una disminución de la magnitud promedio a través del tiempo. Como corolario de estos resultados, se tiene que la variación del parámetro b es un indicador de los cambios de estados esfuerzos de la zona volcánica y sus alrededores **Mogi** (1962), por lo cual, es factible inferir que la zona del Puracé (hasta 2011) se encuentra en un estado de relajación de esfuerzos sísmicos de la zona.

Gráfica 34. Distribución del número de eventos en el tiempo.



Fuente. Autor

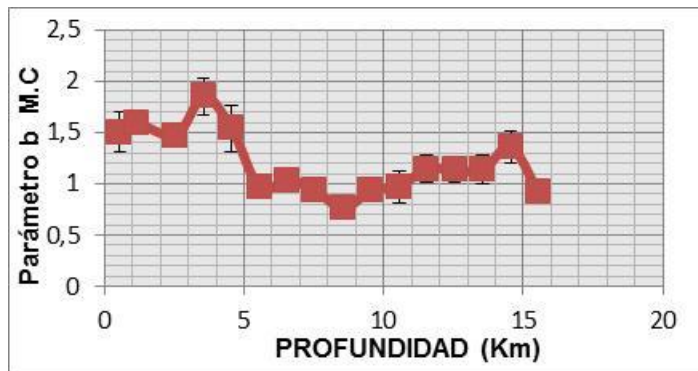
Gráfica 35. Distribución de la Magnitud promedio en el tiempo.



Fuente. Autor

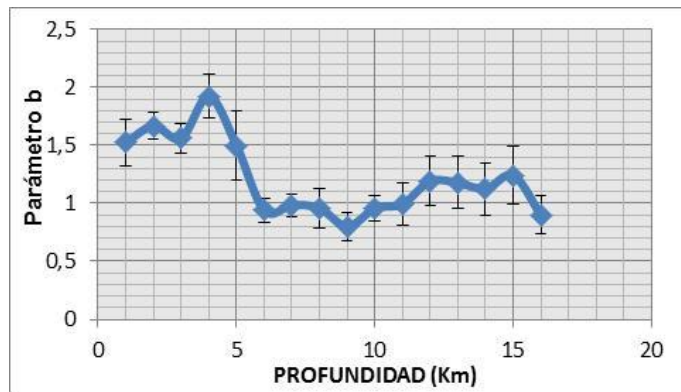
6.5.3 Análisis parámetro b por profundidad. Para calcular el parámetro b del Puracé por profundidad, se dividió la sismicidad VT en cortes de 1Km. Partiendo desde una profundidad de 0.5Km y aumentando de a 1Km hasta llegar a 15Km. A partir de allí, se tomó toda la sismicidad restante hasta 21Km (profundidad correspondiente al sismo más profundo localizado), ya que a partir de los 15Km el catálogo empezó a mostrar grandes vacíos y discontinuidad en la sismicidad existente. Esto, sumado a que muchos de los sismos localizados por debajo de los 15Km, se encontraron en zonas que permiten inferir que su origen es más tectónico que volcánico. En el anexo A, se puede apreciar las curvas a través de las cuales se obtuvieron los puntos que se grafican a continuación.

Gráfica 36. Distribución del Parámetro b en la profundidad (Mínimos Cuadrados).



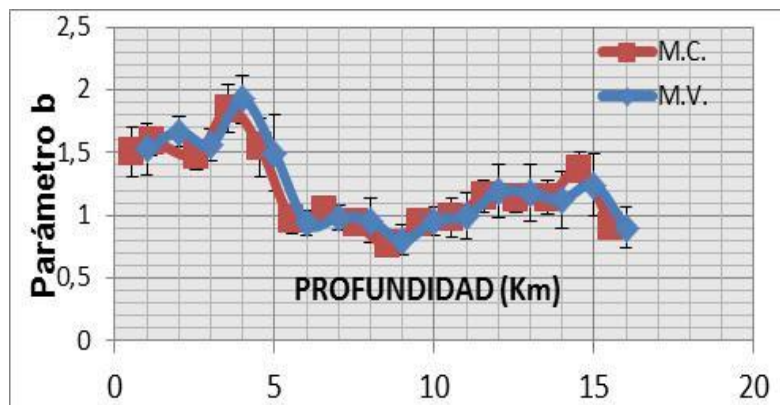
Fuente. Autor

Gráfica 37. Distribución del parámetro b en la profundidad (Máxima Verosimilitud).



Fuente. Autor

Gráfica 38. Distribución del Parámetro B en la profundidad (M.C Y M.V).



Fuente. Autor

El parámetro b mostró una tendencia a tomar valores bajos a mayores profundidades (sobre todo después de 5km). Esto, podría explicarse satisfactoriamente a través de las conclusiones arrojadas por **Scholz**, ya que a una mayor profundidad, el mecanismo que genera el fracturamiento estaría expuesto a un mayor esfuerzo, más aún, si se observa la gráfica 39 donde se hace evidente la tendencia a aumentar la magnitud de coda promedio respecto a la profundidad. Sin embargo, resulta evidente el pico b que se tiene a una profundidad de 3.6Km, siendo el valor más alto que se obtiene para todo el catálogo ($b=1.9$). Este valor atípico, coincide en cuanto a profundidad con el valor pico obtenido para el número de eventos (gráfica 40) y con el valor mínimo obtenido para magnitud promedio (gráfica 41). Es decir, que a una profundidad de 3.6Km no sólo se obtuvo el parámetro b más alto, también es la profundidad a la cual se encuentra la mayor cantidad de sismos y por último, es la profundidad a la cual los se tiene la menor magnitud de coda promedio. Una de las posibles causas de este fenómeno, se pueden conocer a través de los trabajos de **Warren y Latham** (1970). En donde sugirieron que los fracturamientos producto de esfuerzos térmicos dan como resultado valores de b altos y una gran proporción de eventos pequeños como en efecto se tiene, ya que la mayoría de los eventos localizados a esta profundidad, fueron hallados sobre la Fuente 2 VT (ver **6.1.2**). Dicha fuente, también coincide con la Fuente 1 LP (ver **6.2.2**) donde se registraron más del 70% de los eventos relacionados con tránsito de fluidos. Por lo tanto, es posible inferir a través de los resultados obtenidos por el parámetro b , que la sismicidad VT registrada a esta profundidad es producto de interacción de los fluidos con la estructura volcánica, en la cual son inherentes los esfuerzos térmicos.

Gráfica 39. Distribución de la Magnitud de coda de acuerdo a las profundidades.



Fuente. Autor

Gráfica 40. Distribución del número de sismos de acuerdo a las profundidades.



Fuente. Autor

6.6 ANÁLISIS DE CODA Q

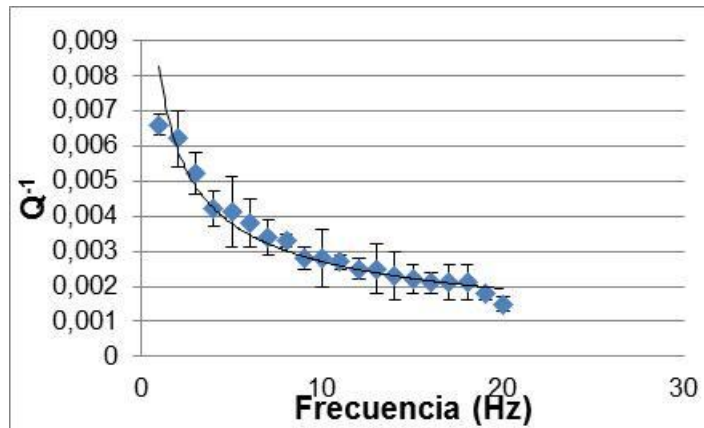
Los análisis de atenuación se de la sismicidad VT se hicieron por separado para cada una de las fuentes VT que fueron detalladas en el numeral **6.1**. Luego, se obtuvieron los resultados de relación de atenuación para cada uno de ellos (Q_0 y n) y se trató de encontrar alguna coherencia entre los resultados obtenidos y la zona donde se halló dicha sismicidad.

6.6.2 Fuente 1. Los sismos de esta fuente fueron filtrados en 20 ventanas de frecuencias centradas desde 1.0Hz hasta 20Hz y se obtuvo un valor de $Q_0=120.23(+/- 5.0)$ y de $n=0.49 (+/- 0.02)$, quedando el conjunto de ecuaciones de relación de atenuación:

$$\begin{aligned}
 Q_c &= 120.23f^{0.49} \\
 Q_c^{-1} &= 0.0083f^{-0.49} \quad (35) \\
 \text{Log}(Q_c^{-1}) &= -0.49\text{Log}(f) - 2.08
 \end{aligned}$$

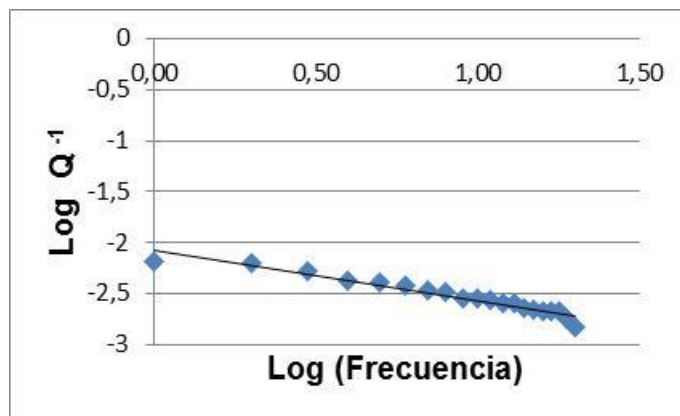
A continuación se muestran las Gráficas a partir de las cuales se dieron las enunciadas ecuaciones.

Gráfica 41. Decaimiento de Q^{-1} respecto a la frecuencia de filtrado Fuente 1.



Fuente. Autor

Gráfica 42. Decaimiento del log (Q^{-1}) respecto al log de la frecuencia de filtrado.



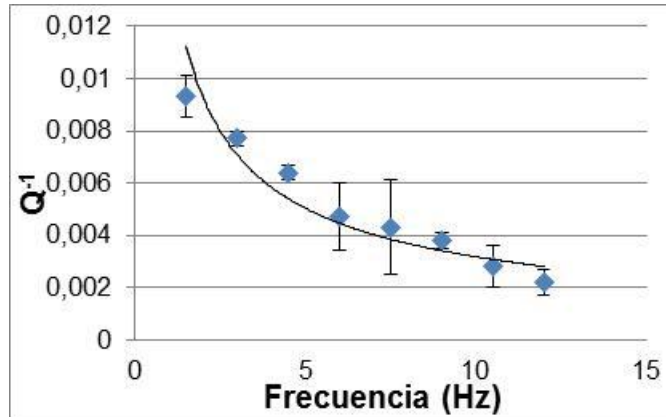
Fuente. Autor

6.6.3 Fuente 2. Los sismos localizados en la fuente 2, sólo fue posible filtrarlos en ventanas de frecuencias centradas desde 1.5Hz hasta 12Hz y en pasos de 1.5Hz cada uno. Como resultado, se calcularon valores de $Q_0=67.6 (+/-4.9)$ y de $n= 0.67 (+/-0.05)$. A partir de los cuales, se obtuvo el siguiente juego de ecuaciones de relación de atenuación:

$$\begin{aligned}
 Q_c &= 67.6f^{0.67} \\
 Q_c^{-1} &= 0.015f^{-0.67} \quad (36) \\
 \text{Log}(Q_c^{-1}) &= -0.67\text{Log}(f) - 1.83
 \end{aligned}$$

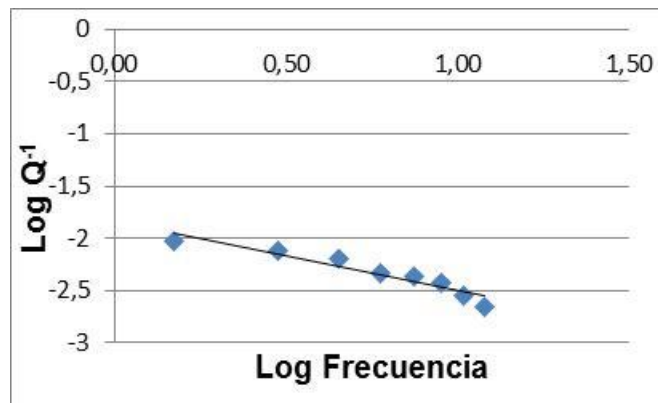
Las Gráficas correspondientes son:

Gráfica 43. Decaimiento de Q^{-1} respecto a la frecuencia de filtrado Fuente 2.



Fuente. Autor

Gráfica 44. Decaimiento del $\log(Q^{-1})$ respecto al \log de la frecuencia de filtrado.



Fuente. Autor

6.6.4 Fuente 3. A Los VT de esta fuente, fue posible filtrarlos en un gran espectro de ventanas, centradas desde 1Hz hasta 24Hz y con pasos de 1Hz. Hecho esto, se obtuvieron unos de valores de $Q_0=91.2$ (+/- 5.80) y $n=0.48$ (+/- 0.031) para así construir las ecuaciones de relación de atenuación.

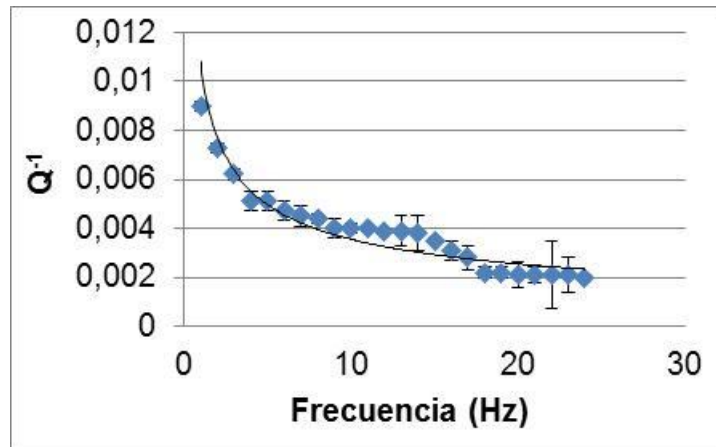
$$Q_c = 91.2f^{0.48}$$

$$Q_c^{-1} = 0.011f^{-0.48} \quad (37)$$

$$\text{Log}(Q_c) = -0.48\text{Log}(f) - 1.97$$

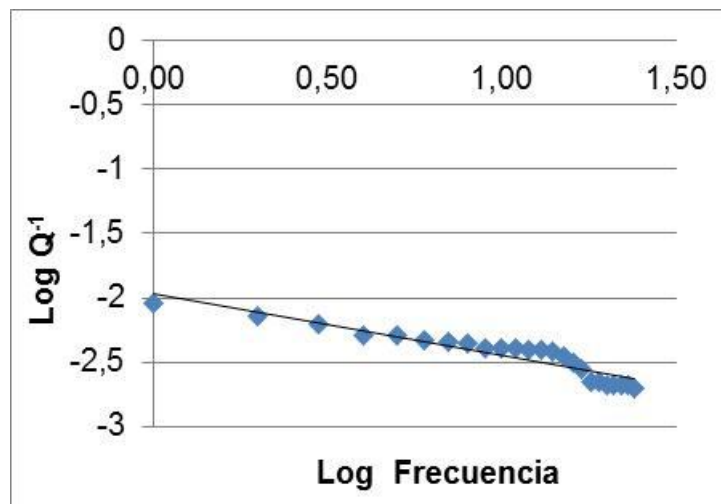
Estas ecuaciones corresponden las siguientes Gráficas:

Gráfica 45. Decaimiento de Q^{-1} respecto a la frecuencia de filtrado Fuente 3.



Fuente. Autor

Gráfica 46. Decaimiento del log (Q^{-1}) respecto al log de la frecuencia de filtrado.



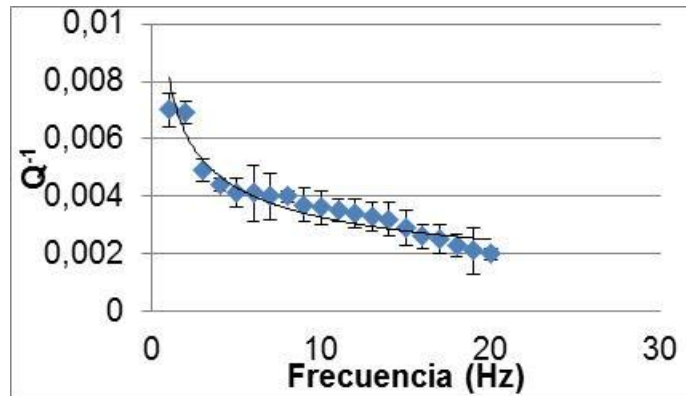
Fuente. Autor

6.6.5 Fuente 4. A esta última fuente, sus VT fue posible filtrarlos entre ventanas centradas en 1Hz y 20Hz. Como resultado, se tuvieron valores de $Q_0=123$ (+/- 6.10) y $n=0.40$ (+/- 0.02). A partir de los cuales se escribieron las siguientes ecuaciones de relación de atenuación:

$$\begin{aligned}
 Q_c &= 123f^{0.40} \\
 Q_c^{-1} &= 0.008f^{-0.40} \quad (38) \\
 \text{Log}(Q_c) &= -0.40\text{Log}(f) - 2.09
 \end{aligned}$$

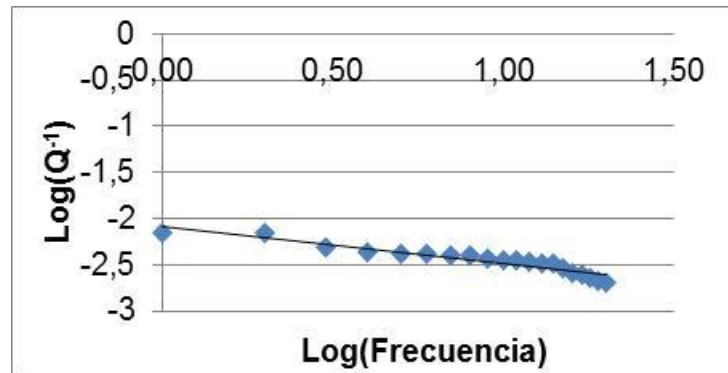
Cuyas Gráficas correspondientes son:

Gráfica 47. Decaimiento de Q^{-1} respecto a la frecuencia de filtrado Fuente 4.



Fuente. Autor

Gráfica 48. Decaimiento del $\log(Q^{-1})$ respecto al \log de la frecuencia de filtrado.



Fuente. Autor

Los valores obtenidos para las distintas fuentes son semejantes entre sí, exceptuando la fuente 2, que muestra un valor superior a los demás tanto en Q_0 como en n . Recordando el numeral **4.10**, donde se expone que las relaciones de atenuación permiten establecer la dependencia de la coda Q con la frecuencia, lo que a su vez, puede ser interpretado como un parámetro sísmico en donde las regiones de alta sismicidad vienen acompañados de bajos valores de Q_c y viceversa, se puede inferir a través de este método, que la región sísmica más activa del volcán Puracé corresponde a la fuente 2, hecho que a su vez, puede sustentarse observando la estadística en el numeral **6.1.2**, donde se expone que más del 50% de la sismicidad VT, fue localizada en esta fuente. De igual manera, los parámetros Q_0 que caracterizan la homogeneidad del medio y n que marcan el grado de dependencia entre la frecuencia y Q , son consecuentes con la sismicidad registrada en el estudio y las características geológicas del volcán. En el caso de Q_0 , el valor más bajo es el correspondiente a la fuente 2, lo cual, sería el resultado esperado, ya que se encuentra sobre el edificio volcánico, y los medios altamente heterogéneos son inherentes a los ambientes volcánicos. Por otro lado, el valor alto de n para la fuente 2, es consecuente con el hecho de que a los sismos de

esta fuente, resultó infructuoso calcularles el valor de Q a altas frecuencias, donde el comportamiento de dicho parámetro tiende a ser asintótico, logrando con esto, una pendiente mucho mayor que aquellas fuentes donde se hallaron sismos que pudieron ser tratados en ventanas de alta frecuencia y por ende, se pudo observar en su correspondiente Gráfica la asíntota en cuestión.

A Continuación, a manera de resumen se muestra una tabla con los valores de Q calculados para las distintas fuentes.

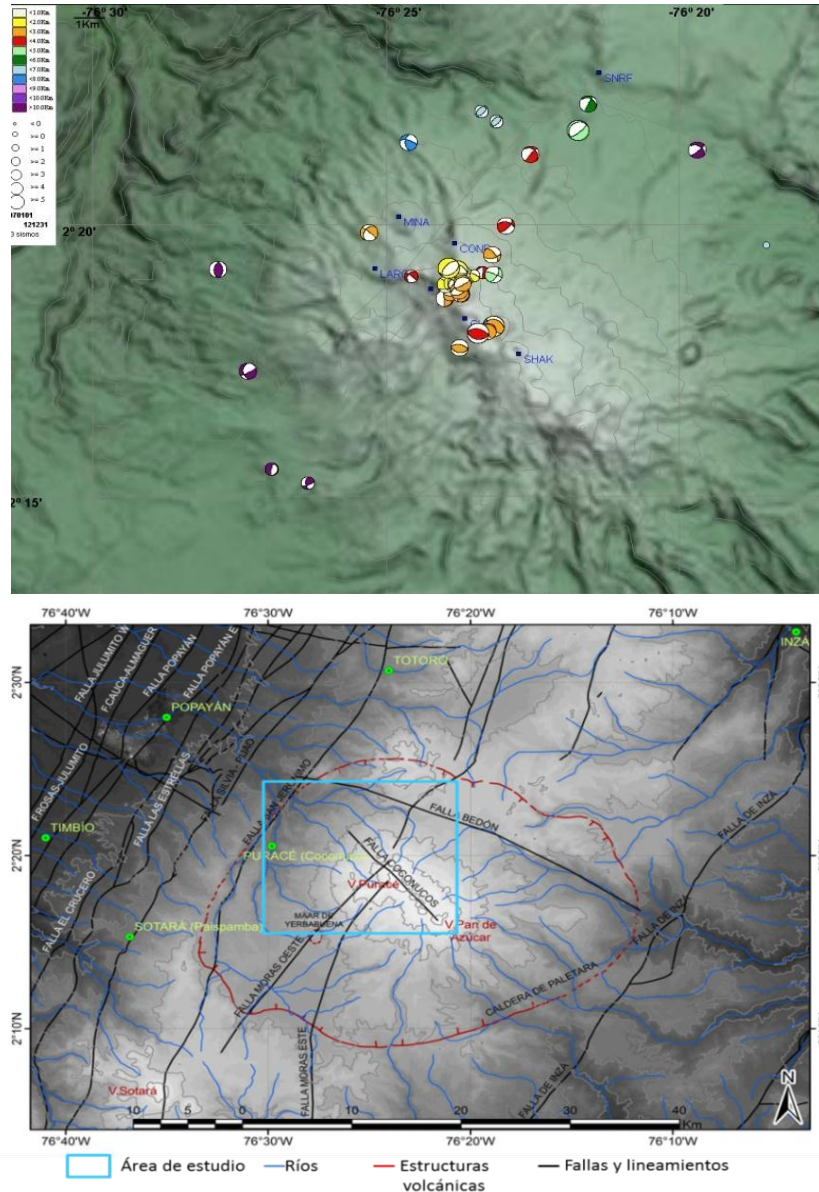
Tabla 4. Resumen de los Parámetros de las ecuaciones de Q que se obtuvieran para las distintas fuentes VT del Puracé

Fuente	Qo	"+"-"	n	"+"-"	Ventana Filtro	Paso
1	120.2	5	0.49	0.02	1-20Hz	1Hz
2	67.60	4.90	0.67	0.05	1.5-12Hz	1.5Hz
3	91.20	5.80	0.48	0.03	1-24Hz	1Hz
4	123.00	6.10	0.4	0.02	1-20Hz	1Hz

6.7 MECANISMO FOCAL

A través del programa FocMec, se pudo calcular el mecanismo focal para 30 eventos VT (en el Anexo B se pueden observar los parámetros de localización hipocentral de estos sismos) cuyos resultados pueden ser resumidos de la siguiente forma:



Figura 52. Mecanismos Focales Volcán Puracé y posibles fallas circundantes.



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

6.7.2 Fuente 1



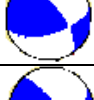



Tabla 5. Mecanismos Focales Fuente 1.

Fuente	Azimuth	Dip	Rake	%Certeza	Mec
1	210°	36°	-14°	70	
1	258°	62°	22°	85	

Para esta fuente sólo fue posible con un grado de certeza aceptable, calcular 2 mecanismos focales (tabla 5). El primero, arrojó como resultado un ángulo de 210° respecto a la línea de falla, un buzamiento de 36° y un ángulo de la horizontal respecto al desplazamiento de la falla de -14°. En cuanto a valor de Azimuth, puede ser explicado por el ángulo existente entre el Norte y la línea de falla de Moras Oeste, que atraviesa por el centro la fuente 1 y cuya desviación respecto a la horizontal oscila entre un valor cercano a los 225°, en el caso del ángulo bajo de buzamiento, este es debido a la superficialidad del evento (3.6Km). En el caso del segundo evento, el valor de azimuth no parece coincidir con falla alguna conocida, sin embargo, el valor de buzamiento si es consecuente en comparación con el primer sismo, puesto que su profundidad es del doble (7.53Km).

6.7.3 Fuente 2

Tabla 6. Mecanismos Focales Fuente 2.

Fuente	Azimuth	Dip	Rake	%Certeza	Mec
2	250°	10°	-90°	96	
2	280°	20°	-90°	96	
2	73°	57°	33°	69	
2	70°	50°	23°	71	
2	222°	82°	-24°	83	
2	70°	36°	-14°	97	





2	240°	15°	-90°	97	
2	30°	10°	90°	95	
2	292°	35°	-81°	97	
2	289°	27°	67°	91	
2	290°	7°	45°	80	
2	226°	40°	-82°	87	
2	74°	64°	16°	73	
2	294°	59°	60°	82	
2	266°	50°	83°	96	
2	261°	11°	-63°	93	
2	245°	35°	-90°	90	

En esta fuente, fue de la cual se obtuvieron la mayor cantidad de mecanismos focales (17) y se identificaron tres conjuntos de valores de Azimuth, Dip y Rake (tabla 6): **El Primer grupo** de mecanismos focales mostraron valores de Azimuth entre 222° y 280° , con valores de Dip generalmente menores a 45°(aunque hubo 3 excepciones) y valores de Rake cercanos a los 90°; Estos sismos fueron localizados cerca a la falla de Moras Este y el ángulo de la componente norte de su localización respecto a la línea de falla es semejante a los valores calculados de Azimuth, por lo cual, resulta razonable pensar que estos sismos son consecuencia de la actividad de dicha falla. **El Segundo Grupo** de mecanismos focales mostraron un Azimuth promediando los 70°, seguido por un dip superior a los 45 grados y valores de Rake comprendidos entre 75° y 90°; la sismicidad de la cual se extrajeron estos mecanismos focales, fue la que más cerca del cráter fue localizada, sin embargo, su ángulo azimuth no correspondió a ningún tipo de falla hasta ahora descubierta o inferida en los distintos estudios al respecto que se ha hecho en el volcán Puracé, por lo cual, es factible inferir que esta sismicidad no

está asociada a algún mecanismo de fracturamiento a través de falla, si no que puede relacionarse con esfuerzos térmicos como a los aludidos en los cálculos de parámetro b (ver 6.5.3), más si añadimos el hecho de que este tipo de sismicidad fue la más abundante que mostró la fuente 2 (6.1.2Subfuente 2A). **El tercer grupo** más que un grupo fue un único sismo que mostró un ángulo de 30° en el azimuth. Lo cual, de acuerdo a su localización, muestra una coincidencia con la falla de Conuco, que es una falla que atraviesa por la mitad el edificio volcánico y de la que se esperaba encontrar más registros de actividad, sin embargo, este sismo resultó siendo la única evidencia directa en este estudio de su dinámica.

6.7.4 Fuente 3




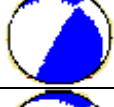


Tabla 7. Mecanismos Focales Fuente 3.

Fuente	Azimuth	Dip	Rake	%Certeza	Mec
3	205°	71°	74°	70	
3	20°	15°	90°	70	
3	200°	25°	-90°	75	
3	243°	77°	38°	70	

La sismicidad de la fuente 3 aportó 4 sismos de los cuales se obtuvieron mecanismos focales coherentes (tabla 7), todos estos sismos fueron localizados al suroccidente del edificio volcánico en medio de las líneas de falla Moras Este y Oeste. Por ende, era de esperarse que los resultados obtenidos coincidieran con alguna de estas dos fallas. Así, de los 4 sismos, tres mostraron valores semejantes en Azimuth que oscilaban entre 200° y 243°, lo cual, sumado a la localización de los sismos, permitió concluir que la falla de Moras Oeste fue la fuente del mecanismo generador. En el sismo restante, se observó un azimuth 20°, valor, que hace más probable que la falla responsable de este evento sea Moras Este.

6.7.5 Fuente 4

Tabla 8. Mecanismos Focales Fuente 4.

Fuente	Azimuth	Dip	Rake	%Certeza	Posible Línea de Falla	Mec
4	45°	60°	90°	72	Moras Oeste	
4	51°	62°	49°	78	Moras Oeste	
4	230°	15°	-90°	88	Moras Oeste	
4	309°	25°	11°	76	Bedón	
4	320°	25°	11°	82	Bedón	
4	306°	42°	-17°	72	Bedón	

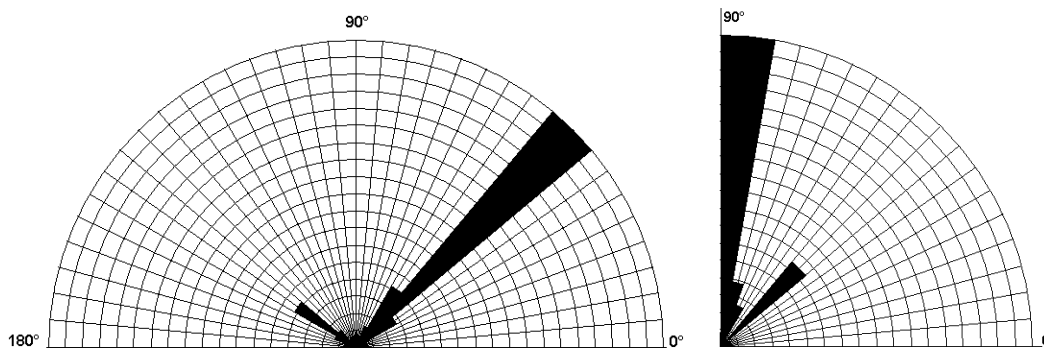
Esta última fuente, aportó un total de 6 sismos al estudio de los mecanismos focales (tabla 8), de los cuales, 3 mostraron valores de Azimuth que comprendían entre 306° y 320°, de Dip entre 25° y 32° y de Rake entre 11° y -36°. Por su localización correlacionada con el Azimuth, es factible asociar que su ocurrencia es consecuencia de la actividad de la falla Bedón. En tanto, los tres sismos restantes al cotejar los valores de Azimuth y de localización, mostraron una alta coincidencia con la posición relativa de la falla de Moras Oeste respecto a la componente norte del epicentro de los eventos.

6.8 ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN

El estudio de análisis de polarización y movimiento de partículas que se llevó a cabo para los sismos LP de las dos fuentes descritas y para los sismos TO, tuvo como estación de referencia Mina, puesto que fue la única estación triaxial con la que se contaba en el año 2007 y continuó funcionando ininterrumpidamente hasta 2011 obteniendo los siguientes resultados:

- **Sismos LP.** De la sismicidad LP atenuada en la fuente 1, fue posible obtener 78 diagramas de polarización, 54 para la fuente 1 y 24 para la fuente 2:
- **Fuente 1.** A través de los diagramas de rosas trazados para los ángulos de incidencia y de azimuth obtenidos para esta fuente (gráfica 49), se pudo observar 2 tendencias diferentes: en una, se observaron valores de Azimuth entre 40° y 50° con algunos pocos eventos con azimuth entre 30° - 40° y 55 - 60° ; a estos valores les correspondió ángulos de incidencia ente 80° y 90° . La otra tendencia observada, mostró ángulos de azimuth considerablemente altos (140° - 150°), cuyos ángulos de incidencia mostraron valores entre 40° y 50° . Por lo tanto, es de resaltar que en esta fuente, los valores crecientes de azimuth estuvieron relacionados con valores bajos de ángulos de incidencia, es decir, que a mayores valores de rumbo, los buzamientos eran más paralelos al horizonte.

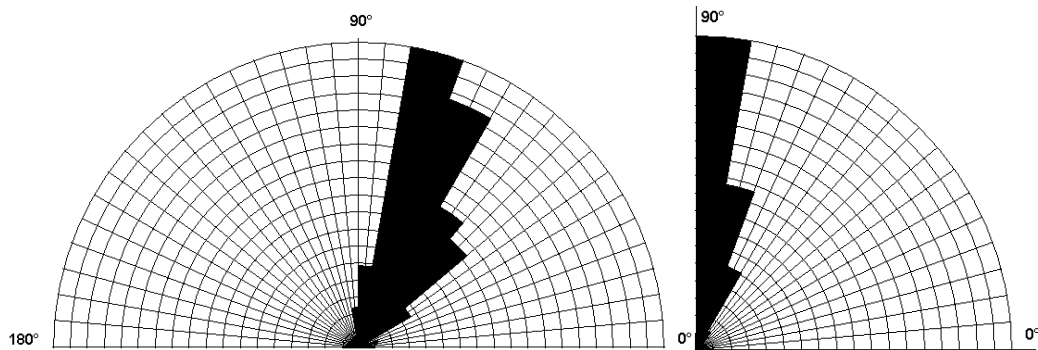
Gráfica 49. Diagramas de Rosas para Azimuth e Incidencia LP Fuente 1



Fuente. Autor

- **Fuente 2.** Al plotear los ángulos de incidencia y de azimuth a través de diagramas de rosas (gráfica 50) de los sismos LP de esta fuente, se observó una tendencia de los rumbos a tomar valores comprendidos entre 30° y 90° . En tanto, los ángulos de incidencia mostraron valores casi perpendiculares al horizonte (60° - 90°). Esta incidencia casi perpendicular de la mayoría de la sismicidad polarizada, es coherente con las localizaciones epicentrales obtenidas para esta fuente

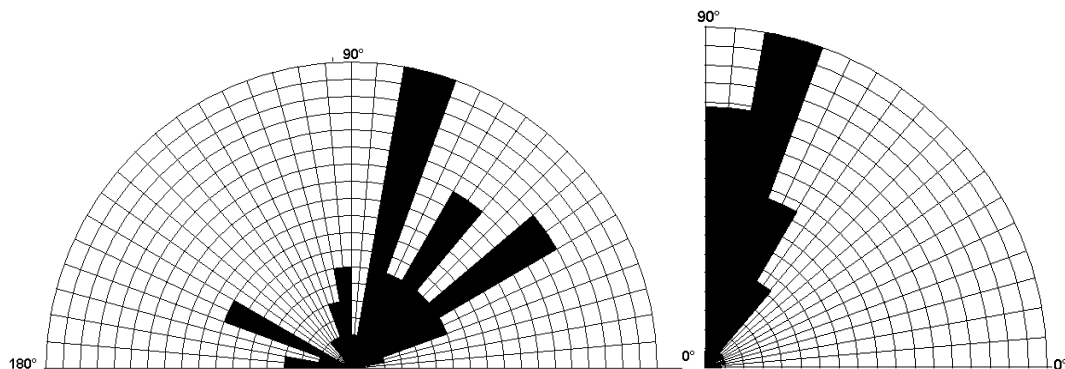
Gráfica 50. Diagramas de Rosas para Azimuth e Incidencia LP Fuente 2



Fuente. Autor

- **Sismos TO.** De la sismicidad TO atenuada, fue posible obtener 47 mecanismos focales, cuyos valores de Azimuth mostraron una distribución casi homogénea a lo largo de todo el diagrama de rosas (gráfica 51) y no mostró relación alguna con los valores de ángulo de incidencia como ocurrió con la fuente 2 LP. Las polarizaciones correspondientes a los Tornillos tipo 1 (Figura 48) mostraron valores de azimuth menores a 90° , en tanto, que las polarizaciones correspondientes a los Tornillos tipo 2 y 3 (Figuras 49 y 50) arrojaron valores de azimuth superiores a 90° .

Gráfica 51. Diagramas de Rosas para Azimuth e Incidencia sismos TO

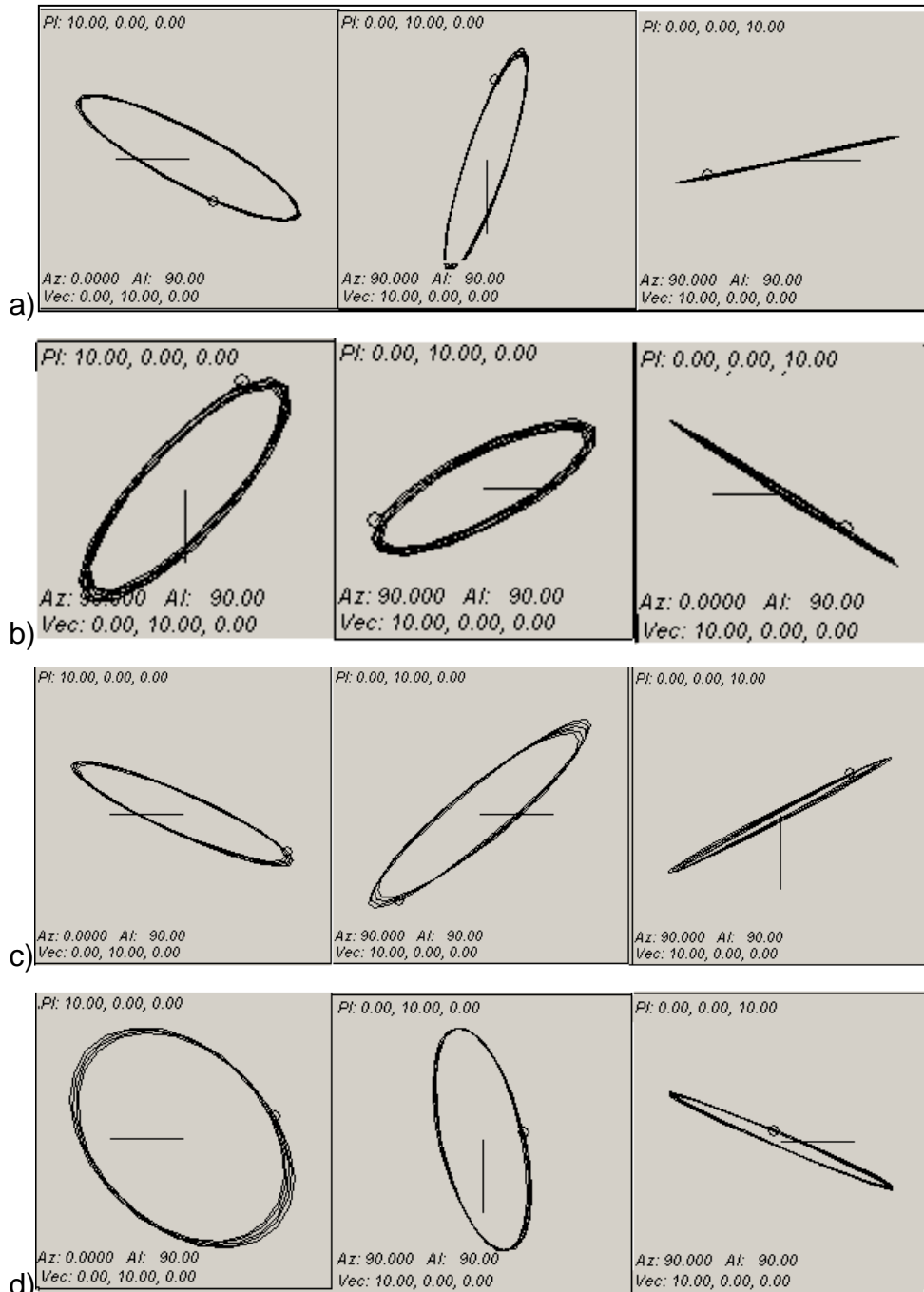


Fuente. Autor

Finalmente, el movimiento de partículas tanto de los sismos LP como los TO, mostraron como característica común, que la mayor parte del movimiento estaba concentrado en el plano N-S, seguido por el plano E-W y por último, un movimiento muy reducido en el plano Horizontal (figura 53). Las características de

este tipo de movimiento de partículas, está asociada a la posible existencia de una mezcla de ondas superficiales, aunque con una predominancia de ondas Rayleigh.

Figura 53. Movimiento de Partículas en los planos N-S, E-W y Horizontal respectivamente de sismos: a) LP fuente1, b) LP fuente2, c) TO tipo1, d) TO tipo2



Fuente. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán

7. DISCUSIÓN

7.1 Localización Hipocentral de la Sismicidad VT

En cuanto a la localización hipocentral que se pudo obtener para los sismos VT del Puracé, cabe resaltar que la red estuvo funcionando de forma continua durante el periodo de tiempo del cual se tomó la información (Enero 2007- Marzo 2011). Sin embargo, la información aquí presentada no es continua, en la medida que la sismicidad registrada en el tiempo ya enunciado, fue sometida a un proceso de filtrado donde hubo periodos donde fue poca o nula la sismicidad VT que resultó útil para este estudio. Por lo tanto, no resulta adecuado suponer que la producción de sismos mostrada para cada una de las fuentes encontradas esté relacionada con los niveles energéticos de la misma.

- **Fuente 1 VT:** Respecto a los valores de frecuencias dominantes obtenidos, al ser correlacionados con la profundidad sísmica se encontró un comportamiento contrario al que normalmente se observa en ambientes tectónicos, ya que a mayor profundidad, las altas frecuencia tienden a ser filtradas, siendo lo esperado, que las bajas frecuencias sean dominantes en los sismos más profundos y viceversa. Sin embargo, la plausible interacción de los sistemas hidrotermales con la sismicidad más superficial hace posible este fenómeno.

Por otro lado, en lo que respecta a los sistemas hidrotermales, un estudio publicado en 1993 por Sturchio et al, acerca de estas fuentes en el volcán Puracé, muestra tres extensos grupos de aguas termales, una de las cuales es llamada "La Piscina", que es la más próxima a la fuente 1 VT, situándose a los alrededores de la Mina de Azufre el Vinagre. Aunque en dicho artículo sólo se hace referencia explícita a las fuentes en sí, más no a los conductos por los cuales éstas llegan a la superficie, se hace una interpretación de los datos obtenidos a nivel químico e isotópico, según los cuales, las aguas termales y los gases pueden ser interpretados en términos de un modelo para las fuentes de estos fluidos y sus solutos, **así como sus vías de circulación dentro del edificio volcánico** (Sturchio, et al. 1993). Modelo según el cual, la falla del Río Vinagre proporciona un camino permeable para el ascenso de gas magmático caliente, el cual interactúa con aguas meteóricas generando así las fuentes hidrotermales.

Desafortunadamente, no se tiene información acerca de los rangos de las profundidades a las cuales se encuentran los conductos que alimentan la fuente hidrotermal de La Piscina o de depósitos de acuíferos que aporten pruebas más contundentes acerca de la discontinuidad que se observa entre bajas y altas frecuencias dominantes en esta fuente VT. Sin embargo, es razonable asociar las bajas frecuencias observadas a nivel superficial, a interacciones entre las ondas sísmicas y los conductos de la fuente hidrotermal de La Piscina.

- **Fuente 2 VT:** En cuanto a las subfuentes encontradas en torno a la fuente 2 se puede observar un comportamiento irregular de las frecuencias dominantes a niveles superficiales (hasta 10km en las subfuentes 2b y 2c). Sin embargo, este tipo de sismicidad estuvo casi en su mayoría precedida por sismicidad LP, evidenciando en los posibles cambios de presión y temperatura a causa del tránsito de fluidos, una posible explicación para las causas de las fracturas que originaron la sismicidad VT de estas dos subfuentes a nivel superficial. En el caso particular de la Subfuente 2A, el valor de baja frecuencia que se registró para los sismos de profundidades mayores a 4Km, coincide con una zona de baja velocidad reportada en un estudio previo, en el cual se llevó a cabo una tomografía tridimensional del volcán Puracé. Esta zona según muestra el estudio, se extiende desde una profundidad de 3Km hasta los 8Km y se encuentra justo bajo el cráter del Puracé, caracterizándose por tener fuertes contrastes de velocidad (como se puede apreciar comparando las figuras 24 y 25) y se puede asociar a una posible estructura dómica antigua (Santacoloma, et al. 2010).
- **Fuente 3 VT:** El caso de esta fuente, es el de una con características predominantemente tectónicas. Es decir, que la sismicidad registrada en su mayoría, puede ser asociada a la acción de zonas de fallas circundantes que hayan sido reportadas previamente (como la falla de moras este y oeste). Respecto a la relación cuasi-lineal que se observó entre la magnitud de coda y la frecuencia dominante, podría asociarse al hecho de que los sismos más profundos en ambientes tectónicos tienden a exhibir bajas frecuencias ya que éstas son filtradas durante el recorrido de la onda y los sismos de mayor magnitud a su vez, pueden tener asociados profundidades mayores. Ahora, en lo concerniente al cambio de alta a baja frecuencia observado en el sismo de la figura 34, es posible mostrar este tipo de sismicidad como uno de los pocos ejemplos de los tipos de VT de la Fuente 3 que tuvieron algún tipo de interacción con el edificio volcánico, ya que su localización fue en la parte de la fuente más próxima al Puracé (sector SW del volcán). Sitio en el cual, se identificó otra zona de baja velocidad que va desde 1km hasta 8km de profundidad y que se encuentra asociada según el estudio anteriormente enunciado, a regiones de calor que a su vez pueden estar relacionadas con zonas de alimentación de magma (Santacoloma, et al. 2010).
- **Fuente 4 VT:** Esta última fuente, también mostró características propias de una fuente tectónica, sin embargo, la distribución de la sismicidad es bastante dispersa y el número de eventos es relativamente bajo respecto a las demás fuentes, con lo cual sería recomendable esperar a que se tenga una base mayor de sismos, para poder hacer una caracterización más precisa de misma. Para esta fuente, en cuanto a las posibles causas donde se tuvieron eventos de baja frecuencia (Figura 40) y codas alargadas en la mayoría de los sismos registrados (Figuras 39 y 40). Las bajas frecuencias pueden asociarse a zonas de baja velocidad detectadas al NE del edificio volcánico a profundidades de 1km a 4km y que también se asocian a zonas de calor donde hay alimentación de magma (Raigosa y Cardona, 200). Respecto a las codas alargadas, en un trabajo

realizado sobre las anomalías sísmicas en el volcán Puracé, fueron detectadas anomalías de atenuación con buena correspondencia respecto a anomalías de velocidad y fuentes hidrotermales hacia la zona perimetral del cráter actual principalmente hacia el sector NE. Esta anomalía fue asociada a un fuerte control estructural de la Falla Moras, la cual podría regir el comportamiento de la actividad magmática del volcán Puracé (Cardona, Vargas. 2001). Pudiendo asociar las codas alargadas, a dicha anomalía en la atenuación.

7.2 Localización epicentral de la sismicidad LP y TO por el método de atenuación y sismicidad tipo TR.

Respecto al método de localización epicentral realizado a través del método de atenuación, no fue posible detectar las profundidades de los eventos debido a las limitaciones inherentes a este tipo de fenómeno y a la metodología de localización empleada. Esto, impide asociar la sismicidad LP y TO obtenida con la posible ubicación (en profundidad) de los conductos por donde transitan los fluidos. Encontrándose así, la primera limitante del método. De igual manera, Debido a la naturaleza iterativa del método, resulta una forma de localización que da información más de carácter cualitativo, es decir, que no se pueden obtener valores estadísticos (como en el método de HYPO 71 donde se calculan errores y demás) que permitan establecer numéricamente la calidad de atenuación. La forma más recurrente de la evaluar la validez de una localización a través de una atenuación resulta algo subjetiva puesto que se pueden tener discrepancias respecto a lo que se considera una curva exponencial aceptable, lo cual puede sesgar los datos. Por lo tanto, resulta recomendable contar con sismos cuyas curvas de atenuación no varían considerablemente cuando se hacen pequeñas variaciones del punto donde se considera está el foco (soluciones estables).

En lo correspondiente a la sismicidad TO, TR y LP reportadas en este estudio, independientemente de la fuente donde fueron localizadas, ninguno de estos eventos mostró características asociadas con escenarios de ascenso de material magmático (LP Y TR armónicos de muy baja frecuencia) o extrusión de material a superficie (Sismos Drumbeat¹⁴) que den muestras de que el Puracé tienda evolucionar a un escenario de mayor actividad sísmica que en el actualmente se encuentra (Nivel IV: Volcán Actico pero Estable). Ahora, respecto al comportamiento particular de cada fuente se tiene que:

- **Fuente 1 LP:** Esta fuente tuvo la mayor cantidad de eventos LP del total registrado en este estudio. De igual manera, los eventos de largo periodo,

¹⁴ Sismos Drumbeat: Son un tipo particular de sismicidad LP que se caracteriza por presentar muchos picos de baja frecuencia (cerca a 1Hz) y de baja magnitud; que ocurren con un espaciamiento de tiempo corto y periódico. Estos sismos han sido marcadores de eventos eruptivos en volcanes como el Mount St. Helens en 2006 y el Volcán Nevado del Huila en 2008.

mostraron una gran longitud de coherencia y un contenido espectral bastante restringido (corto ancho de banda). Inclusive, se observaron fenómenos de modulación de amplitud (Figura 45). Con esta sismicidad observada, se pueden asociar fenómenos de resonancia debido a las cavidades por las cuales transitan los fluidos que generan estos eventos, de igual manera, es razonable asociar esta sismicidad a la actividad fumarólica detectable a simple vista en el flanco lateral del cráter de volcán. Respecto al fenómeno de modulación, resulta sorprendente el hecho de que un ambiente tan heterogéneo como uno volcánico, se puedan dar las condiciones tan exigentes que se requieren para un fenómeno tan complejo: en primer lugar, las ondas que se superponen para generar la modulación deben desplazarse en la misma dirección y en segundo lugar, las frecuencias tanto de la onda moduladora como la modulada deben ser conmensurables¹⁵. Es decir, si el cociente de las dos frecuencias de las señales constitutivas fueran un número irracional ($\sqrt{2}$ por ejemplo), no existirá ningún momento en el tiempo, en el que la señal resultante de la superposición tuviera algún tipo de periodicidad (French, 2006). Bajo esta perspectiva, resulta complicado asociar algún mecanismo donde se generen tales condiciones de estabilidad en un ambiente volcánico, sin embargo, es posible que los fenómenos de resonancia y modulación puedan estar asociados a fluctuaciones en las condiciones de frontera físicas, que a su vez podrían asociarse a la estructura remanente (Posiblemente antigua caldera) relacionada con el edificio pre-Puracé que yace debajo del cráter principal a una profundidad de 8km de la cual se habló en la discusión de la Fuente 2 VT. No obstante es importante aclarar, que la imposibilidad de llevar a cabo localizaciones hipocentrales para la sismicidad LP y comparar la profundidad de éstas con la de la estructura remanente imposibilita corroborar esta hipótesis. Como último aspecto a destacar de esta fuente, es la ocurrencia de la sismicidad LP precedida o antecedida en su mayoría por la sismicidad VT de la Subfuente 2C (Figura 29). Pudiendo asociar la ocurrencia de los eventos de fracturamiento registrados en este lugar, a esfuerzos sobre los conductos volcánicos generados por cambios en las propiedades físicas de los fluidos que allí transitan (temperatura, presión y volumen):

- **Fuente 2 LP:** Esta fuente registró eventos LP de contenidos espectrales mucho más amplios que la fuente 1, evidenciando en la forma de onda de los eventos allí localizados, cambios intempestivos a lo largo de la señal y poca coherencia temporal (Figura 47). Este tipo de sismicidad podría tener dos tipos de interpretación: Una en la cual se considere que son sismos tipo híbrido (HB); en cuyo caso la señal evidenciaría un proceso contrario al que se observa en otros volcanes de la red de vigilancia del OVSPop como el Volcán Nevado del Huila, allí, las señales híbridas se caracterizan por tener una entrada impulsiva y de alta frecuencia (revelando el evento de fractura) , para luego decaer en una baja frecuencia (tránsito de fluidos). En tanto, los posibles híbridos del Puracé muestran una entrada emergente de baja frecuencia, seguida de una fase de alta

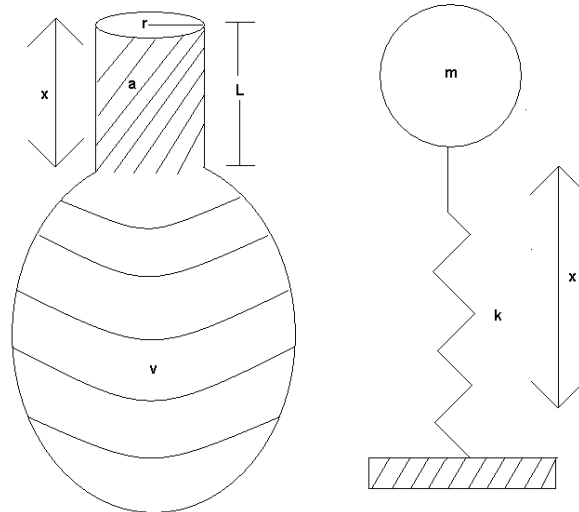
¹⁵ Dos números son conmensurables sí y sólo sí el cociente entre ellos es un número racional.

frecuencia. Pudiendo asociar este fenómeno a que en el Puracé los fluidos irrumpen en grietas ya existentes que a la postre crean nuevas fracturas, distinto a lo que se observa en otros volcanes donde antes de que se tenga alguna evidencia de tránsito de fluidos, debe haber un evento de fractura primero. Por otra parte, debido a que en la parte de alta frecuencia y baja coherencia temporal de la señal en cuestión no se observan claramente las fases de S-P que permitan inferir con cierto grado de certeza un evento de fractura, cabe la posibilidad que la señal mostrada en la figura 47 no corresponda a un evento de carácter híbrido y sí a una señal LP en la cual se evidencia una condición de frontera en donde el cambio intempestivo de frecuencia esté asociado a un cambio repentino en las propiedades del medio por donde se desplaza la onda sísmica. En caso de ser más adecuada esta afirmación, debido a la ubicación geográfica de esta fuente, podría asociarse estos cambios repentinos del medio, al entrelazado de las vías de circulación vinculadas a la fuente termal de La Piscina inferida por Sturchio en 1993.

- **Sismos tipo TO:** Todos los eventos tipo TO localizados a través del método de atenuación fueron encontrados sobre el edificio volcánico, en la misma región donde se caracterizó la fuente 1LP y la fuente 2VT. Por lo tanto, es posible asociar un origen común a los diferentes tipos de tornillos detectados en esta fuente y las diferencias encontradas entre éstos, puede ser asociada a pequeñas variaciones en las condiciones iniciales del evento, que debido a la complejidad del mismo, producen cambios notables en el desarrollo del fenómeno de resonancia y en algunos casos de modulación.

Respecto a la estabilidad mostrada por las señales tipo tornillo tanto en el dominio del tiempo como en el dominio de la frecuencia, es posible asociar a las cavidades del edificio volcánico que hacen posible este tipo de eventos, un modelo denominado **Resonador Lineal de Helmholtz**, en el cual, se pueden generar formas de Onda de similares características a la de los tornillos (Howe, 1976). Este tipo de resonador, se basa en un modelo conformado por un conducto en la parte superior y una cavidad en la parte inferior (Figura 54) en donde el movimiento puede ser inducido por variaciones en condiciones de presión (Dieter, et al. 2002).

Figura 54. Representación esquemática del Modelo de Helmholtz con su equivalente mecánico: Un sistema masa-resorte, donde la masa es análoga al cuello del resonador y el resorte es análogo a la cavidad de volumen V donde está presente la fuerza restauradora



La ecuación diferencial de movimiento que describe este resonador puede ser escrita como:

$$\frac{d^2x}{dt^2} + 2hw_0 \frac{dx}{dt} + w_0^2 x = \frac{a}{m} P(t)$$

$$h = \frac{1}{2Q_f} \quad (39)$$

$$Q_f = \frac{f_{max}}{\Delta f/2}$$

$$l = L + 1.7r$$

Donde:

- m, es la masa del aire (o la que reposa sobre el resorte según sea el caso).
- Q_f, es el factor de calidad del resonador obtenido por la relación entre la frecuencia dominante (f_{max}) y el ancho de banda frecuencial del pico dominante a la mitad de su nivel de energía (Δf/2).
- a, es el área de la boquilla.
- l, es la longitud efectiva de la boquilla.
- v, es el volumen contenido en el resonador.
- s, es la velocidad del sonido.
- P(t), la función de excitación de la fuente.
- r, es el radio de la boquilla.
- x, es la variable de movimiento
- L, es la longitud real de la boquilla.
- K, es la constante elástica del resorte.

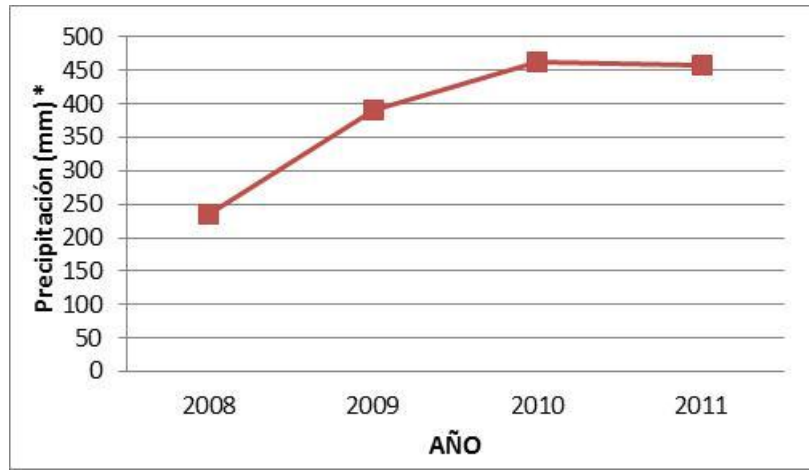
Al aproximar la geometría de las cavidades volcánicas con este modelo físico, se considera que en la parte ovalada de volumen v del resonador se encuentra confinado el fluido generando vibraciones de diversas frecuencias, es entonces, cuando la boquilla hace las veces de selector filtrando todo el conjunto de frecuencias que se encuentran superpuestas en la parte baja de la cavidad, permitiendo la salida de un valor restringido de frecuencia con un ancho de banda aún más restringido, que es lo que se aprecia en los sismos monocromáticos que se denominan tornillos. No obstante, bajo este modelo es necesario tener una serie de consideraciones descritas en un trabajo realizado por Roberto Torres y otros en el año 2002 para este tipo de sismicidad en el volcán Galeras:

- ✓ Las características espectrales de estas señales sugieren otros posibles modelos de fuente que consideran modos de oscilación de un sistema resonante asociados con cavidades abiertas como tuberías o grietas que son excitadas por un transiente¹⁶ aplicado por el área de la pared (Aki et al., 1977; Chouet, 1981, 1985, 1988; el Ferrick et al., 1982).
- ✓ Las formas de onda sinusoidales y los espectros de los tornillos son característicos de sismicidad generada hidráulicamente por efecto de martillo de agua o golpe de ariete (Lawrence y Qamar, 1979). Lo cual, sumado al hecho de que los picos de frecuencia dominante en un TO tiende a ser iguales en todas las estaciones independientemente de la distancia epicentral, muestra que esto corresponde a un efecto de fuente.
- ✓ Los TO podrían ser causados por razones distintas a las geométricas, puesto que las vibraciones libres de fluido en cavidades en las que se registran fluctuaciones en las condiciones de frontera físicas y químicas podrían explicar la alta estabilidad en la frecuencia pico (Torres, et al. 2002).

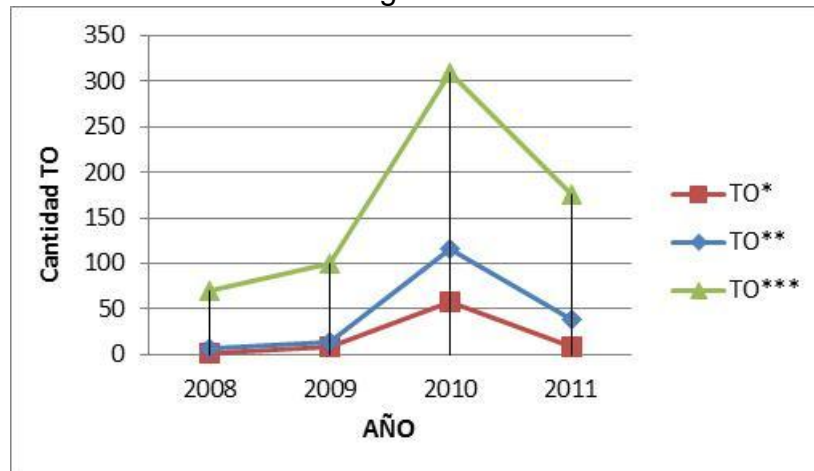
Respecto a la periodicidad con la que se registran los tornillos en el volcán Puracé, se ha encontrado una fuerte relación entre la pluviosidad de la zona y la cantidad de eventos registrados (Gráfica 52 y 53). Por lo tanto, es posible que exista algún tipo de percolación de aguas lluvia en las estructuras internas del edificio volcánico y una vez allí como aguas subterráneas, tengan algún tipo de efecto de recarga sobre los conductos de algún sistema hidrotermal bajo el edificio volcánico. Así mismo, es posible que de existir en efecto tal relación, los sismos tipo TO sigan mostrando incrementos en su periodicidad así decrezca la pluviosidad de la zona, ya que algunas aguas puedan percolar a una profundidad mucho mayor, retardando así el efecto que puedan tener las lluvias sobre la recarga hidrotermal de conductos más profundos.

¹⁶ Un transiente es una **señal** o **forma de onda** que empieza en una amplitud cero. Un ejemplo es el sonido de un disparo de un rifle, o la vibración de un golpe de un martillo.

Gráfica 52. Precipitación en mm de la estación meteorológica del IDEAM de “El Poste”. Ubicada en el municipio de Puracé.



Gráfica 53. Cantidad de eventos TO registrados en el Volcán Puracé



(*) La estación de El Poste registra datos desde el año 2008 y funciona de forma intermitente, siendo los datos registrados en la Gráfica 54 los correspondientes a los siguientes periodos de tiempo:

- ❖ En 2008 desde noviembre 26 a diciembre 31.
- ❖ En 2009 desde el 1 de enero hasta marzo 30.
- ❖ En 2010 desde el 28 de julio hasta el 30 de diciembre.
- ❖ En 2011 desde enero 16 hasta marzo 31.

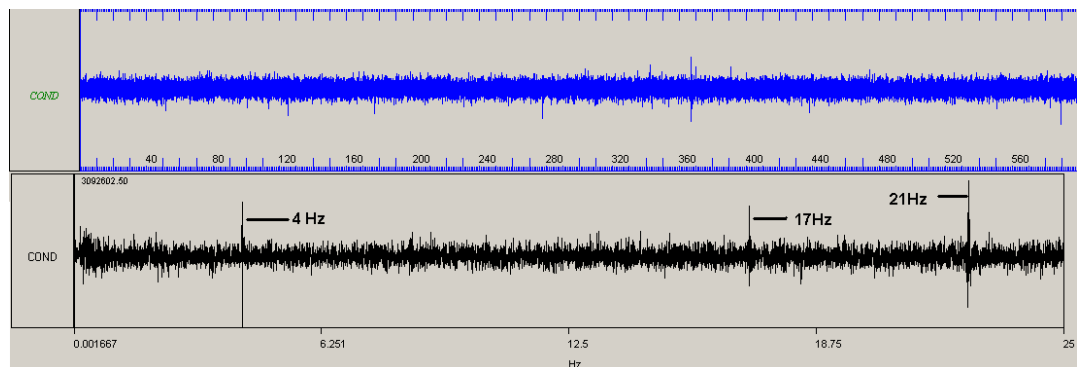
Por esta razón, el conteo de eventos de Puracé también fue diferenciado:

- ❖ TO*, Son los eventos TO ocurridos en los mismos periodos de tiempo en los cuales la estación meteorológica estuvo en funcionamiento.
- ❖ TO**, Son los eventos TO ocurridos de forma continua desde 2008 a marzo de 2011 y que se seleccionaron para este estudio.
- ❖ TO***, son **TODOS** los eventos TO registrados de forma continua desde 2008 a marzo de 2011 (incluyendo a los que no se seleccionaron para este estudio).

- **Sismos tipo TR:** Esta clase de sismicidad fue la que menos se registró en el volcán Puracé y toda fue de carácter espasmódico. Sin embargo, no se encuentra evidencia de eventos de emisión de material a superficie asociados a este tipo de eventos (más allá de la emisión de gases de dióxido de azufre habitual en la fumarola que se encuentra en el flanco lateral del cráter). Por lo cual, es probable que los tremores del volcán Puracé se encuentren asociados a actividad hidrotermal en el interior del edificio volcánico.

Otro aspecto a tener en cuenta respecto a este tipo de señales volcánicas, es que en el año 2007 desde el 8 de enero hasta el 27 de marzo se registró un tipo de señal continua con picos dominantes de 4Hz, 17Hz y 21Hz (Figura 55) que dentro de la base de datos del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán se encuentra clasificada como una señal tipo tremor. Sin embargo, no se llegó a un consenso, acerca de la procedencia de la misma, si constituía ruido de fondo generado de forma artificial, o si en efecto era una señal volcánica. Por esta razón, se omitió esta señal dentro de las estadísticas de este estudio, no obstante, es importante mencionarla en caso de que un futuro apareciera de nuevo y si obtuviera información más clara acerca de su procedencia.

Figura 55. Señal de “tremor” registrada entre enero y marzo de 2008



Fuente. Observatorio Vulcanológico de Popayán

7.3 Análisis del Parámetro b

La información del parámetro b obtenida para este estudio pudo emplearse para diferenciar dos tipos de actividad VT que se registraron en las distintas fuentes volcán Puracé:

- **Parámetro b en el tiempo:** Respecto al comportamiento de b a través del tiempo, es posible asociar un posible proceso de relajación relacionado a los esfuerzos generados por la sismicidad VT en la zona del Puracé. Dicho proceso, puede ser inferido a través de dos comportamientos: El primero, basado en el comportamiento creciente de b desde 2007 a 2011 (Gráfica 31 y 32) en caso de ser interpretado bajo las conclusiones encontradas por Scholz en 1968 en sus estudios. Un segundo indicador, es el decrecimiento del valor de magnitud de coda promedio (Gráfica 36), la cual, por si misma no permite asociar un proceso de relajación, puesto que pueden ocurrir muchos eventos de magnitudes bajas o pocos de magnitudes mayores, no obstante, la gráfica 34 donde se observa un decrecimiento en el número de eventos VT permite hacer esta inferencia.

Si se relaciona este fenómeno con la gráfica 24, en la cual, se puede apreciar un aumento en el número de eventos LP en la fuente 1 del volcán Puracé. Es posible asociar algunos de los eventos VT ocurridos en el Puracé con eventos de ruptura generados por los cambios de presión en el sistema hidrotermal. El cual, se abre paso a través del edificio volcánico y a medida que esto ocurre, la cantidad de eventos VT tiende a disminuir, en tanto la actividad relacionada con tránsito de fluidos tiende a aumentar.

- **Parámetro b por profundidad:** El análisis de b a través de la profundidad de la actividad VT (Gráfica 36 y 37), permitió hacer algún tipo de asociación respecto a la naturaleza de la sismicidad volcano-tectónica registrada. .

El resultado a esperarse de esta gráfica en un principio, era el de una curva descendente conforme al aumento de profundidad, puesto que como se enunció anteriormente, empíricamente se había encontrado que esfuerzos mayores en regiones sísmicas activas implicaban valores de b más pequeños y debido a que sismos de mayor magnitud tienden a registrarse a una mayor profundidad, la mayor profundidad tiende a relacionarse con un valor de b más pequeño. Tendencia que se observó a excepción de la profundidad a la cual se localizaron la mayoría de los eventos de la fuente 2 VT (3.6km). A esta profundidad, se observó un valor de b sobresaliente (1.9) en relación a los demás valores de b obtenidos para las demás profundidades, anomalía que bajo los experimentos de Warren y Latham en 1970 se pueden asociar a actividad VT causada por esfuerzos térmicos en la zona. Esfuerzos que pueden estar asociados a la interacción del edificio volcánico con gases de dióxido de azufre o con gases de alguna fuente hidrotermal.

Un aspecto importante a considerar en los valores de b encontrados tanto en profundidad como en el tiempo, es el hecho de que b no se calculó de forma diferenciada para cada una de las fuentes sísmicas encontradas. Esto, debido a la falta de una cantidad suficiente de eventos VT en cada fuente que permitiera encontrar curvas de b que fueran estadísticamente confiables. Esta limitante, puede inducir errores en las asociaciones anteriormente expuestas, ya que es posible que algunos de los sismos que fueron localizados a una profundidad de 3.6km, no hayan sido localizados en el edificio volcánico y su ocurrencia esté asociada a actividad tectónica ocasionada por las fallas circundantes en la zona. Igualmente, la relajación en los esfuerzos sísmicos expuesta en el parámetro b por año, puede estar asociada a un descenso en la actividad de las fallas que atraviesan o rodean el edificio volcánico, más no a un incremento en la actividad LP. Salvo que se encontrara algún tipo de relación entre la actividad de las zonas de fallas de la región del Puracé y la actividad hidrotermal del volcán.

7.4 Análisis de atenuación (coda Q)

Respecto a las ecuaciones de Q_c encontradas para este trabajo, se puede hacer un análisis diferenciado de 2 parámetros de estas ecuaciones:

- **n:** Este parámetro determina la dependencia entre el factor de atenuación y la frecuencia y es un indicador de la actividad sísmica de la región. Esperando obtenerse los valores más altos para las regiones sísmicamente más activas. Como resultado, se tuvo que los mayores valores obtenidos en este estudio, corresponden a la región de la fuente 2 VT, que es la fuente en la cual se localizó la mayor cantidad de eventos sísmicos.
- **Q₀:** Este parámetro es el valor que toma Q_c a una frecuencia ($f=0$). Los valores que se calculan pueden ser asociados de manera cualitativa a la homogeneidad del medio, siendo los valores más bajos de Q_0 , aquellos asociados a medios de mayor heterogeneidad y viceversa. Obteniéndose para la fuente 2 VT, el valor más bajo de Q_0 . Lo cual, es consistente con la idea que esta fuente es la que debería presentar menor homogeneidad respecto a las otras ya que se encuentra sobre el edificio volcánico.

Como antecedente de la coda Q en Puracé, se tiene un estudio realizado por Cardona y Vargas en el año 2000, en el cual, se hace una Determinación de Anomalías Sísmicas del Puracé y dentro del trabajo se incluye un estudio de atenuación de ondas de coda. Los resultados que se obtuvieron allí, discrepan considerablemente de los obtenidos para este estudio y se muestran a continuación:

Datos 1996-2000

$$Q_c = 15.06 f^{0.92}$$

$$Q_c = 19.48 f^{0.83}$$

$$Q_c = 16.60 f^1$$

$$Q_c = 16.39 f^{1.06}$$

Puracé

San Rafael

Chagartón

Coconuco

Datos 2007-2011

$$Q_c = 67.6 f^{0.67}$$

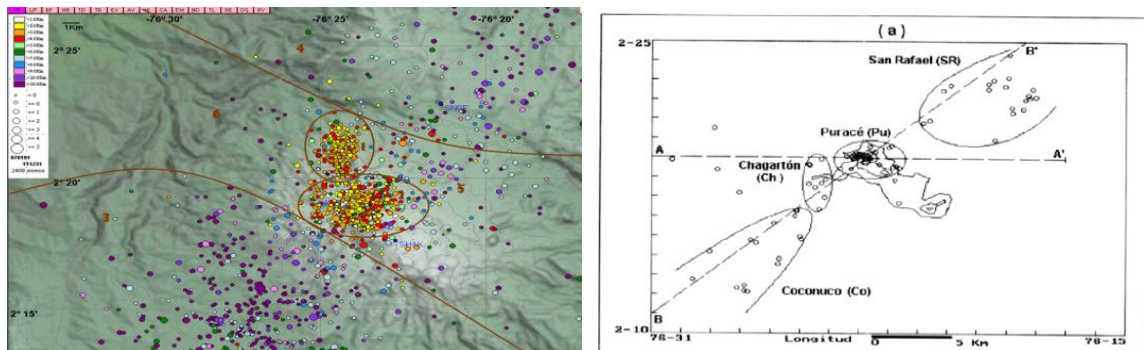
$$Q_c = 123 f^{0.40}$$

$$Q_c = 120.23 f^{0.49}$$

$$Q_c = 91.2 f^{0.48}$$

A continuación, se muestra la división de las fuentes sismogénicas VT hecha por Cardona en 1998 y la hecha en este estudio.

Figura 56. Izquierda: Fuentes VT encontradas en este estudio. Derecha: Fuentes VT encontradas en 1998 por Cardona



Carlos Eduardo Cardona. Caracterización de las Fuentes Sísmicas del Volcán Puracé. OVSPop-Universidad de Caldas. 1998.

Respecto a las discrepancias obtenidas para Q_0 y n . Pueden asociarse dos razones principales:

✓ En primer lugar, la actividad sísmica en la zona se ha más que triplicado entre los periodos de 1996 a 2000 (812 eventos VT) y de 2007 a 2011 (3426 eventos VT contando los descartados en este estudio). Dicho aumento en la actividad sísmica, pudo haber influido en el notable aumento de Q_0 , lo cual, sumado a que este valor se obtiene de aplicar el logaritmo inverso a cada una de las rectas obtenidas, hace que pequeñas variaciones de las pendientes calculadas para cada fuente, se vean reflejados en grandes variaciones en la ecuación exponencial. Por otra parte, ya que n es un exponente, no se ve afectada su magnitud al aplicar la función logaritmo, y por ende, sus variaciones son más comparables entre un estudio y el otro.

✓ En segundo lugar, en el estudio llevado a cabo por Cardona y Vargas en 2000, para el trazado de las curvas de Q versus frecuencia, sólo se tuvieron en cuenta aquellas ventanas de frecuencia en las cuales se vieran cambios considerables de Q (1.5Hz , 3.0Hz, 6Hz, 9Hz y 12Hz) y se emplearon las mismas

ventanas para todas las fuentes sísmicas. En Tanto, para este trabajo, se hicieron filtrados para ventanas espectrales en las cuales los valores de Q permanecían casi constantes, y dichas ventanas no fueron las mismas para todas las fuentes VT (ver tabla 4), lo cual, generó pendientes más suaves que repercutieron en valores de n más bajos y de Q_0 mucho mayores.

7.5 Mecanismo Focal asociado a los eventos VT

Infelizmente, los resultados obtenidos para los mecanismos focales asociados a través del método del primer impulso de onda, resultaron insuficientes para avalar esta metodología a la hora de caracterizar la naturaleza de los movimientos de las fallas responsables de algunos de los eventos Volcano Tectónicos. Los resultados obtenidos presentaron los siguientes inconvenientes:

✓ A pesar de que se esperaba obtener mecanismos focales semejantes, se obtuvieron polarizaciones diversas inclusive, para una misma fuente sísmica. Esta diversidad de polaridades incluyó mecanismos focales asociados a fallas inversas, normales y de rumbo. Lo cual, pone en primer plano los inconvenientes de este método.

✓ El cálculo del porcentaje de certeza de un mecanismo focal por el método del primer impulso de onda, está basado en la convergencia de las soluciones calculadas para un sismo es particular. Es decir, en que los valores de Azimuth, Dip y Rake que arroje el programa para las múltiples soluciones que se obtengan, sean semejantes entre sí. Sin embargo, esto no implica que el mecanismo obtenido sea el correcto. Como presumiblemente ocurrió con la mayoría de los sismos a los cuales se les pudo obtener algún mecanismo focal.

✓ Muchos de los sismos tuvieron problemas en la lectura digital de los impulsos, puesto que la línea temporal del sismograma digital no coincidía en muchos casos con la línea de offset que el programa toma como referencia para determinar si un arribo de onda es de compresión o distensión. Por lo cual, es posible que mecanismos opuestos que se tuvieron para una misma fuente (como los asociados a fallas normales e inversas) en realidad correspondan a un mismo tipo de arribo de onda.

✓ El GAP de muchos de los eventos localizados tienen un valor lo suficientemente alto como para no obtener mecanismos focales confiables, más allá de que los arribos de onda y los registros sísmicos en las diferentes estaciones fueran claros. Este problema, se presentó en su mayoría para los eventos que fueron localizados fuera del edificio volcánico (calidad C), donde se obtuvieron valores de GAP cercanos a los 300° . Es importante notar, que este valor de GAP no guarda relación alguna con la calidad del registro y en este caso, la calidad C de localización obedece exclusivamente a un problema de instrumentación de la red sísmica de la zona, donde los sismómetros no logran un

adecuado cubrimiento de la región donde se encuentra el posible epicentro del evento VT.

No obstante, más allá de los inconvenientes presentados por este método, se encuentran ciertas coincidencias que bien valdría la pena tener en cuenta:

✓ Los valores de Azimuth encontrados en las distintas fuentes mostraron una marcada coincidencia entre sí, arrojando valores cercanos a los 200°. Este común denominador de algunos de los eventos de las diferentes fuentes VT, puede ser empelado como un indicador de que su ocurrencia está asociada a la acción de las fallas sísmicas que atraviesan y/o rodean el volcán Puracé y de la orientación de las mismas.

✓ La única fuente que mostró algún tipo de consistencia respecto a los mecanismos focales que se pudieron hallar fue la fuente 4 VT, en la cual, tres mecanismos focales con valores de azimuth superior a los 300° fueron obtenidos para sismos localizados en la región donde se tiene una representación de la posible zona de falla de Bedón. Aún así, es preciso emplear una metodología más apropiada de cálculo de mecanismo focal y acompañarla de otros estudios de exploración de fallas sísmicas para poder confirmar este hallazgo.

Finalmente, no se recomienda el método del primer impulso de onda para asociar mecanismos focales a eventos volcano tectónicos, ya que las magnitudes de estos eventos para el caso de este estudio (y en general para sismos volcánicos) resulta pequeña en comparación con la sismicidad tectónica. Además, el patrón de radiación que se asumió en este caso es el de una fuente puntual, aproximación que no es posible realizar cuando el hipocentro sísmico se encuentra cerca del sismómetro (menos de 50km). Otros métodos como el del mecanismo focal compuesto, en el cual, se asumen las polaridades de todos los sismos de la región para configurar una única esfera focal, resulta hasta el momento el más adecuado, a pesar de que caracterice una zona bastante amplia del Puracé y no se pueda encontrar mecanismos para cada una de las fuentes como fue la intención en este trabajo.

7.6 Análisis de Polarización

Para poder hacer un análisis adecuado de los diagramas de rosas obtenidos para cada una de las fuentes LP Y TO, es necesario tener en cuenta que la estación que se tomó como punto de referencia para llevar a cabo los diagramas de polarización en este estudio fue Mina, que se encuentra ubicada al noroccidente del cráter en el mismo sitio donde se caracterizó la fuente 2 LP. Esta estación, se empleó ya que es la única triaxial que funcionó de forma continua desde 2007 a 2011. Dicho esto, es importante resaltar los siguientes aspectos de los resultados obtenidos:

- **Fuente 1 LP:** Los valores de azimuth y ángulo de incidencia obtenidos para los eventos de esta fuente marcaron dos características que se pueden asociar a dos fenómenos distintos: La primer característica corresponde a los valores de azimuth altos y los ángulos de incidencia bajos, los cuales tomando en cuenta la estación de referencia y la posición relativa entre la fuente 1 la fuente 2 LP, permiten suponer que la sismicidad LP de esta fuente, pueda estar asociada a fenómenos de migración de fluidos en las dos fuentes LP; lo cual a su vez, pudiera ser un primer indicio de algún tipo de conexión entre el sistema hidrotermal del edificio volcánico y conductos de la fuente hidrotermal de La Piscina (descrita para caracterizar las formas de onda de la sismicidad de la fuente 1 VT y la 2 LP). Una segunda característica, está relacionada, con los valores de incidencia perpendiculares encontrados para algunos diagramas de polarización de esta fuente, en este caso, se encuentra una inconsistencia entre las polarizaciones encontradas y las localizaciones epicentrales de los eventos, pues considerando la ubicación geográfica del sismómetro y la ubicación de la fuente 1 LP, era de esperarse ángulos de incidencia más agudos.
- **Fuente 2 LP:** Esta fuente mostró valores bastante estables en sus ángulos tanto de azimuth como de incidencia, siendo éstos coherentes con las localizaciones hipocentrales que se obtuvieron, ya que la estación de Mina está ubicada sobre el lugar donde se caracterizó la fuente, siendo de esperarse, que los ángulos de incidencia fueran cercanos a los 90°. Sin embargo, los sismos de largo periodo aquí localizados fueron los que más inconvenientes presentaron al momento de encontrar algún movimiento de partículas asociado, puesto que su longitud de coherencia era considerablemente menor a los LP de la fuente 1 y por ende, los anchos de banda eran mayores, requiriendo así tiempos de análisis más cortos que los aplicados a la fuente anterior (ecuación 8). Dicha limitante, sólo permitió encontrar polarizaciones asociadas a los sismos descritos en la figura 47, ya que el otro tipo de eventos que se registraron en esta fuente (disparos descritos en la figura 48) mostraron amplios anchos de banda y poca claridad en la entrada emergente de los registros, lo cual impidió aislar con suficiente nitidez la frecuencia de fuente y por ende tener soluciones estables para los diagramas de polarización que pueden ser obtenidos para un sismo LP en particular.

- **Sismos TO:** Este tipo de sismicidad a pesar de ser localizada en una misma zona (Fuente 1 LP), mostró un espectro bastante amplio en los valores de azimuth calculados. Dicha variedad, contrasta fuertemente con la consistencia en los valores de incidencia, que arrojaron en su mayoría valores cercanos a los 90°. Tal consistencia, no coincide con las localizaciones epicentrales obtenidas a la luz de la ubicación del sismómetro que sirvió como referencia para obtener las polarizaciones. Una de las posibles causas para los valores irregulares de azimuth encontrados, puede estar relacionada con la diferencia de entrada existente entre los tornillos tipo 1, en el cual los primeros ciclos de onda difieren del resto del evento (Figura 50) y la de los tornillos tipo 2 y 3, donde los primeros ciclos de onda coinciden en forma y espectro con el resto de la señal (figura 51 y 52).

Respecto a la inconsistencia de los valores de incidencia encontrados para los TO y los LP de la fuente 1 en comparación con la ubicación del sismómetro de Mina, es posible que debido a la heterogeneidad inherente a un ambiente volcánico como el Puracé, las ondas sísmicas generadas a un nivel superficial (como es de suponer que ocurra con los sismos asociados a tránsitos de fluidos) estén expuestas a fenómenos de dispersión y de difracción. Este último, hace que los frentes de onda que se encuentren con algún tipo de discontinuidad o cambio brusco en las propiedades físicas del medio, sirvan como fuentes generadoras de nuevos frentes de ondas que parten desde la discontinuidad (Principio de Huygens-Fresnel), lo cual, puede ocasionar errores en los ángulos de incidencia encontrados, ya que no se encontraría el ángulo correspondiente a la fuente generadora del sismo, si no, los referidos a las ondas que parten desde los puntos de frontera de los medios por los cuales viaja.

Finalmente, en consideración a los movimientos de partículas predominantes en los diagramas de polarización encontrados (Figura 57) se puede observar un movimiento asociado a la posible existencia de una mezcla de ondas superficiales, aunque con una predominancia de ondas Rayleigh. Esta predominancia, resulta interesante de encontrar, puesto que las lecturas que se hicieron para polarización se llevaron a cabo leyendo los primeros ciclos de onda que corresponden a las frecuencias de fuente y el resultado a esperarse era que en los primeros ciclos de onda se detectaran ondas de cuerpo, ya que éstas viajan a mayor velocidad. Sin embargo, la mayoría de formas de movimientos de partículas fueron asociadas a ondas Rayleigh. Este resultado puede explicarse bajo el supuesto de que las ondas superficiales se generan por interferencia de las ondas de cuerpo, fenómeno que se incrementa en un ambiente heterogéneo como el volcánico, donde es posible que haya una mayor interacción de muchas ondas de cuerpo que viajen en diversas direcciones. Por lo tanto, resulta posible que el mayor aporte al espectro de frecuencias sea el dado por las ondas superficiales, en este caso, Ondas Rayleigh y como el filtrado de la señal para hacer el análisis de polarización se hace respecto a la frecuencia dominante (numeral 5.5.2), es muy

probable que en este proceso se hayan retirado la mayoría de las frecuencias asociadas a ondas de cuerpo.

A la luz del estudio realizado, se puede observar que existió una considerable predominancia de la actividad relacionada con fracturamientos de roca sobre la sismicidad asociada con tránsitos de fluido. Por lo tanto, no es de esperarse que un futuro cercano el volcán evolucione hacia escenarios de actividad asociados con emisión de material al exterior, esto sumado, a que la actividad LP, TR y TO está asociada con fenómenos de fuentes hidrotermales que subyacen en el edificio volcánico o actividad fumarólica (Dióxido de Azufre) y no se registre sismicidad asociada con ascenso de material magmático (tremores de baja frecuencia) o extrusión del mismo a superficie (Drumbeat). Siendo el Puracé, un volcán activo pero con comportamiento estable.

8. CONCLUSIONES

- Respecto a la sismicidad VT fue posible identificar plenamente 4 fuentes sísmicas, las fuentes 1 y 2 se caracterizaron por presentar sismicidad de baja magnitud (0.62 y 0.73 respectivamente en promedio), mayor superficialidad (2.1Km y 3.22 Km en promedio), ser las fuentes de menor extensión geográfica (30Km² y 60.5Km²) y obtener las localizaciones con mejor calidad en este estudio (la mayoría de calidad B).
- Correlacionando la información obtenida para **las fuentes 1 y 2 VT** con otros estudios, es posible asociar sus formas de onda y contenidos espectrales a interacciones con el sistema hidrotermal de La Piscina y una estructura dómica antigua bajo el edificio volcánico respectivamente.
- **Las fuentes 3 y 4 VT** se caracterizaron por registrar sismicidad profunda (9.1Km y 9.6Km en promedio respectivamente), de alta magnitud en comparación con las otras fuentes (1.1 y 1.2 en promedio) y localizarse en grandes extensiones geográficas (215Km² y 142Km²).
- Correlacionando la información obtenida para **las fuentes 3 y 4 VT** con otros estudios, es posible asociar sus formas de onda y contenidos espectrales en el caso de la fuente 3 con una zona de alimentación de magma que puede estar ubicada en los límites de la fuente con el edificio volcánico, mientras que para la fuente 4 se asocia una zona anómala de atenuación sísmica.
- Respecto a la sismicidad **LP**, su localización a través del proceso de atenuación pudo mostrar una coincidencia geográfica con las fuentes 2 y 1 de la sismicidad VT respectivamente. Esta sismicidad en las dos fuentes, mostró como característica principal el acompañar procesos de eventos VT, siendo los eventos de disparos o pequeños enjambres VT, antecedidos o precedidos por disparos de eventos LP.
- Para el caso particular de la **Fuente 1 LP**, se observaron fenómenos de modulación en algunos eventos, lo que sugiere efectos de superposición entre dos ondas, las cuales no sólo se propagan en la misma dirección, si no que poseen valores de frecuencia que son conmensurables entre sí.
- En el caso de la **Fuente 2LP**, se registraron eventos que pueden tener características de sismicidad Híbrida (espectro con componentes de alta y baja frecuencia). Sin embargo, es posible que estos eventos no sean de carácter híbrido y sólo evidencien un cambio en las propiedades físicas del medio por donde se propaga la onda.
- Las formas de onda de los sismos **tipo TO**, se explicaron a través de un modelo físico-matemático denominado **resonador lineal de Helmholtz**. El cual,

genera formas de onda semejantes a las observadas en los eventos tipo TO y puede dar algún tipo de indicio acerca de la geometría y mecanismo de generación de este tipo de eventos.

- Respecto a los estudios del **parámetro b**, se pudo establecer, que es adecuado emplear el método de máxima verosimilitud en tanto se posea catálogos continuos de sismicidad. En tanto, si se tienen distribuciones discretas de la sismicidad, resulta más óptimo el método de mínimos cuadrados.
- Los valores de **parámetro b** obtenidos para el volcán Puracé, fueron coincidentes con la teoría con la cual se documentó este trabajo. En cuanto al **parámetro b por año**, se observó una tendencia a aumentar conforme la magnitud promedio decrecía, producto de que los esfuerzos sobre la zona fueran menores.
- En tanto, el **parámetro b por profundidad**, mostró un pico a la profundidad sobre la cual ocurrieron la mayor cantidad de eventos y se calculó la menor magnitud de coda promedio, sugiriendo que la sismicidad que arrojó dicho valor de b es producto de esfuerzos térmicos en la zona.
- Respecto a los valores de **Coda Q**, estos mostraron alguna coherencia entre los valores que predice la teoría y los obtenidos experimentalmente. Caso que se vio reflejado en el bajo valor de Q_0 y el alto valor de n obtenido para la **fuerza 2**.
- Comparando los valores de Q obtenidos en este estudio con otro trabajo realizado en el año 2000, en el cual se tomó como catálogo la sismicidad registrada entre 1996 y 2000. Se observó un crecimiento de los valores de Q_0 y n, que coinciden con el aumento considerable entre la sismicidad VT registrada entre 1996 y 2000 y la registrada en este estudio (2007-2011).
- Los mecanismos focales encontrados en este estudio, infortunadamente no alcanzaron la coherencia necesaria para poder ser estimados de alguna forma. Por lo cual no se recomienda el método del primer impulso de onda, para calcular mecanismos focales asociados a sismicidad volcánica.
- Los valores de azimuth y ángulos de incidencia calculados para la fuente 1 LP y para los TO, mostraron algunas inconsistencias al comparar la ubicación del sismómetro que se tomó como referencia para hacer este estudio y las localizaciones epicentrales que se obtuvieron para los eventos que allí se registraron. Dichas inconsistencias, pueden estar asociadas a los fenómenos de dispersión y refracción que se pueden presentar en los ambientes volcánicos.
- Las polarizaciones obtenidas para las diferentes fuentes LP y TO registrados en el volcán Puracé, mostraron en general, movimientos de partículas

propios de las Ondas Rayleigh. Sin embargo, no se encontraron evidencias de ondas de cuerpo como era de esperarse. Situación que pudo haberse dado, ya que el filtrado de las señales para obtener los diagramas de polarización se hicieron acorde con la frecuencia dominante, frecuencia que en muchos casos, estaba a la de las ondas Rayleigh.

- Finalmente, a la luz de los resultados obtenidos y contrastados con los estudios previos. Se puede concluir que el volcán Puracé es un volcán dominado fuertemente por la actividad hidrotermal y su sismicidad no se encuentra asociada a procesos de ascenso de magma, extrusión de material u otros que permitan inferir que el volcán se encuentre a punto de ingresar a una etapa de incremento en su actividad.

9. RECOMENDACIONES

- Es necesario explorar otras metodologías más complejas para el cálculo del mecanismo focal como el cálculo de la función temporal de la fuente sísmica a través de métodos basados en la modelación de ondas internas y uso de funciones de Green empíricas o el análisis espectral para calcular las dimensiones de la fractura y la inversión de las componentes del tensor momento sísmico. Dichos métodos, permitirían calcular parámetros dinámicos de las fuentes sísmicas como densidad, impedancia, porosidad, etc. Logrando una mejor caracterización.
- Otra investigación que podría desprenderse de los resultados registrados en este trabajo, es un análisis de correlación de los TO y la pluviosidad de la zona, estableciendo los mecanismos de causalidad entre los dos fenómenos. Puesto que este tipo de sismicidad es precursora de actividad volcánica intensa como erupciones en volcanes como el Galeras en Pasto.
- El modelo utilizado para calcular las magnitudes de coda de los sismos LP fue tomado de un trabajo anterior a este, realizado por el Geólogo Carlos Eduardo Cardona Idárraga denominado “Caracterización de las Fuentes Sísmicas del Volcán Puracé Octubre 1996-Julio 1997”. Sin embargo, la sismicidad LP a la cual se le aplicó este modelo en ese entonces no registraba fenómenos de resonancia notables. Por ende, es necesario que dicha ecuación sea corregida, puesto que los efectos de resonancia alargaron las codas de los sismos LP y sobre todo los TO, sobreestimando estos valores.
- El modelo de corteza del volcán Puracé, fue desarrollado en el marco del proyecto Nariño en el año 1977. Este modelo es de capas completamente horizontales y homogéneas y fue generalizado para todo el suroccidente colombiano. Por eso, es necesario hacer un modelo de corteza que se adecue a la geología heterogénea inherente a un ambiente volcánico como en el Puracé.

10. BIBLIOGRAFÍA

- AKI, K. 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - Bm$ and its confidence limits. Bulletin of Earthquake Research Institute. University of Tokio. Volume 43. p.p 237-239.
- ARCILLA, M.M; Cardona,A.M; Correa, J.C; Diago,Pulgarín, B; Rodríguez, F; Raigosa, J. 10 Años del Observatorio Vulcanológico y Sismológico INGEOMINAS-Centro Operativo Regional Popayán.
- BENDER, B. 1983. Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. Bulletin of American Seismology Society. Volume 73. p.p. 831-851.
- BROCKMAN S. R; Bollinger G.A. 1992. Q Estimates along the wasatch front in Utah derived from S_g and L_g wave amplitudes. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.82, N₀ 1. p.p 135-147.
- BUFORN, E. 1994. Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. Física de la Tierra. Editorial Complutense, Madrid. N^o 6. p.p. 113-139.
- CARDONA, C.E. 1998. Caracterización de las fuentes Sísmicas del Volcán Puracé Octubre 1996-Julio 1997.INGEOMINAS observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales. p.p 11-35. 37-40.
- CARDONA,C.E; Garcia, L.C; López, C.M; Trujillo,N.2010. Estudio de polarización de onda sísmica para las señales sísmicas asociadas a la dinámica de fluidos en los volcanes Nevado del Ruíz y Nevado del Huila.INGEOMINAS. p.p 6-1.
- CARDONA, C.E; Londoño, J.M; Alpala, J; Quintero, D; García, L; Gálviz, B; 2010. Informe de avance sobre el estudio del tensor de momento sísmico en los volcanes Nevado del Huila y Cerro Machín. INGEOMINAS.p.p 3-6.
- CARDONA, C.E; Vargas, C.A. 2001. Determinación de las Anomalías Sísmicas en el Volcán Puracé. INGEOMINAS-OVSPop-OVSM. Informe interno.
- CARLOS, V.J; Mora, H. 2000. Conceptos sobre atenuación de ondas coda.Red Sismológica Regional del Eje Cafetero, Viejo Caldas y Tolima. p.p. 37-41.
- CHAEL, E; Anderson, D.L.1982. Global Q estimates from antipodal Rayleigh waves. Journal of Geophysical Research. Vol. 87 N₀ B4. p.p. 2840-2850.
- DAINTY, A. 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30Hz. Geophysical Research Letters (GRL). Volume 8. p.p 1126-1128.

- DE BREMAECKER, J.C. 1985. Geophysics The Earth's Interior. John Willey & Sons, Inc. p.p 89-95.68-73.
- EVA, C; Cattaneo, M; Augliera, P; Pasta, M. 1991. Regional coda Q variations in the western Alps (northern Italy). Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 67. p.p 76-86.
- FANG, Y; Müller, G. 1991. Seismic-wave attenuation operators for arbitrary Q. Geophysics Journal International N₀ 106. p.p. 703-707.
- FORCADA,S; Egozcue, J.J.1996 . Estimación del parámetro *b* de Richter a partir de las Medidas Imprecisas de Intensidad Epicentral.QÜESTIÓ.Vol 20,3. p.p 427-447.
- FERRICK, M.G; Qamar, A; Lawrence, W.F.St. 1982. Source Mechanism of Volcanic Tremor. Journal of Geophysical Research, Vol. 87 N₀ B10. p.p. 8675-8683.
- GARCÍA, D. 2001. Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central. Universidad Complutense de Madrid. p.p 7-17.67-69.
- KOYANAGI, R. 1982. Procedure for routine analyses and classification of seismic at the hawaiian volcano observatory. PART I. U.S Geological Survey. Hawaiian Volcano Observatory. P. 43.
- LATTER, J. 1979. Volcanological observations at Tongarrio National Park. Department of Scientific and Industrial Research (DSIR). Report No. 150. p.p 48.
- LEE W.H, Lahr, J.C. 1975. HYPO 71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. United States Geological Survey. Open-file Report. p.p. 116
- LONDOÑO, J.M. 2002. Manual de Sismología Básica (Vigilancia Volcánica Sísmica). Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales INGEOMINAS.
- MATSUMURA, S. 1981. Three-dimensional expression of seismic particle motions by trajectory ellipsoids and its application to the seismic data observed in the Kanto district, Japan. Japanese Journal Physics Earth. Volume 29. p.p 221-239.
- MINAKI, T., Ishikawa, T., and Yagi, K. 1951. Eruption of volcano Usu in Hokkaido, Japan. Bull. Volcanol., 11:45-157.
- MINAKI, T., Sakuma, S., Mogi, K., Hiraga, S. 1960. Study of eruptions and earthquakes originating from volcanoes, 3. Relation between depth of volcanic

earthquakes and subsequent volcanic phenomena. Bulletin Volcanological Society of Japan. Volumen 4. p.p 944-956.

- MINAKI, T.1974. Studies of volcanoes in Japan . Bulletin Volcanological Society of Japan. In: L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo y A. Rapolla. Physical Volcanology. Elsevier . Amsterdam. p.p 1-28.
- MALONE, S. 1983. Volcanic earthquakes: Examples from Mount St. Helens. University of Washington. p.p 1-33.
- MONSALVE, M.L; Pulgarín B.A. 1993. Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Volcán Puracé. Revista INGEOMINAS Número 2. p.p 3-25.
- MOLINA, C.I. Actividad Pre-eruptiva del Volcán Tungurahua. 2001. UNIVERSIDAD de Caldas, ESCUELA Politécnica Nacional Quito. p.p. 98-111.
- MONSALVE, M. L. y PULGARÍN, B., 1999. Cadena Volcánica de Los Coconucos: centros eruptivos y productos recientes. Boletín Geológico INGEOMINAS, v. 37, No. 1-3, Santafé de Bogotá, p. 17-51.
- STURCHIO, N.C; Williams, S. N; Sano, Y. 1993. The Hydrothermal System of Volcan Purace, Colombia. Bulletin of Volcanology. Number 55. p.p 289-296.
- NGUYEN, D.T; Brown, R.J; Lawton, D.C. 1998. Polarization filter for multi-component seismic data. Crewes Research Report Volume 10 (1998).p.p 93-100.
- OLIVERAS, M.N. 2000. Teoría, Métodos y Aplicación de Demodulación por Software de Señales FM, en el Rango de Audio, para Telemetría. INGEOMINAS. p.p 9-10.15-18.122-127.37-41.
- OLIVERAS, M.N. 2012. Métodos de Cálculo para la Calibración de los Sistemas Instrumentales Telemétricos en los Observatorios Vulcanológicos de Colombia. INGEOMINAS. Versión preliminar. p.p 23-33 y 54-58.
- PAUL, A; Gupta, S.C; Charu C.P.2003. Coda Q Estimates for Kumaun Himalaya. INDIAN Academic Earth Planet Science Volume 112 No.4. p.p 569-576.
- PENNINGTON W. 1981. La Subducción de la Cuenca Oriental de Panamá y la Sismotectónica del Noroeste de Suramérica. Proyecto Nariño. Instituto Geofísico de los Andes Colombianos. Pontificia Universidad Javeriana (Bogotá).
- PLESINGER, A. , Hellweg, M., Seidl, D. 1986. Interactive high resolution polarization analysis of broad-band seismograms. Journal of Geophysics. Volume 59. p.p 129-139.

- PRESS, W.H., Flannery, B. P., Teukolsky, S.A., y Vetterling, W.T. 1987. Numerical Recipes. Second Edition. p.p 818.
- PULGARÍN, B; Monsalve, M.L; Arcila, M.M; Cepeda, H. 1993. Actividad Histórica del Volcán Puracé Colombia. Boletín Geológico INGEOMINAS Volumen 34. p.p 41-52.
- RAIGOSA, J; Cardona, C.E. 2001. Modelo Tridimensional de las Zonas de Baja Velocidad del Volcán Puracé.
- SANTACOLOMA, C, C; Londoño, J. M; Cardona, C.E. 2010. Tomografía Sísmica 3D del Volcán Puracé. Informe Interno INGEOMINAS-OVSPop.
- SALCEDO, E.J., Rivera, C.I., Gómez, A.A. 2001. Análisis de la frecuencia de terremotos fuertes en la región central de Colombia mediante parámetros de régimen sísmico. Revista de la Academia colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Volumen 21. No. 79. p.p 57-72.
- SCHOLZ, C.H. 1968. The Frequency-magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its relation to earthquakes. Bulletin Seismic Society of America. Volumen 58, No1. p.p. 399-415.
- SEELEY, R. 1970. Introducción a las Series e Integrales de Fourier. Editorial Reverté. p 4.
- SMITH, W. D. 1981. The b-value as an earthquake precursor, Nature Science Journal. Volume 29. p.p 136-139.
- SUYEHIRO, S. 1966. Difference between aftershocks and foreshock in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great chilean earthquake of 1960, Bulletin American Seismic Society. Volume 56. p.p 185-200.
- SÁNCHEZ, J. J; Gómez, D; Torres, M; et al. Spatial mapping of the b-value at Galeras volcano, Colombia, using earthquakes recorded from 1995 to 2002.2005. Earth Sci. Res. J., Jan./June 2005, vol.9, no.1, p.p. 29-35. ISSN 1794-6190.
- SÁNCHEZ J.J; McNutt, S.R.; Power, J.A; Wyss, M.2004. Spatial variations in the frequency magnitude distribution of earthquakes at Mount Pinatubo volcano. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.94, N_o2. p.p 430-438.
- SARACHAGA, M.H. 1997. Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros. Universidad Nacional de Ingeniería. p.p 21-24.46-49.54-62.
- SAUL, G; Stewart, R.R. 1998. Multicomponent seismic polarization analysis. Crewes Research Report Volume 10 (1998).p.p. (7-1)-(7-5).

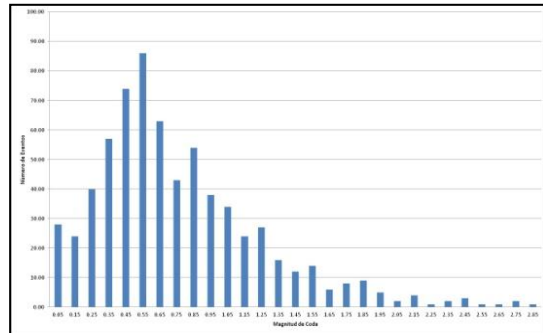
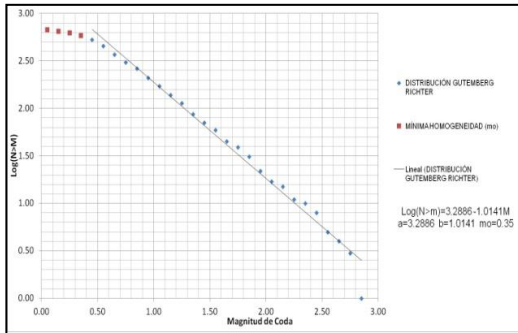
- SEID, D., Hellweg, M. 1991. Volcanic tremor recordings: polarization analysis. In: Volcanic tremor and magma flow. Edited by R. Shick and R. Mugiono. p.p 31-46.
- SCHICK, R. 1981. Source Mechanism of Volcanic Earthquakes . Bulletin Of Volcanology. Vol 44-3. p.p 492-497.
- SHIMOZORU, D., Miyazaki, T., Gyoda, N.1969. Volcanological survey of Indonesian volcanoes, 2. Seismic at Merapi volcano. Bull. Earthquake Research Institute. University of Tokio. Volume 44. p.p 969-990.
- SÖREN, A; Nehorai, A. 1996. Analysis of Polarized Seismic Wave Model. IEEE Transactions on signal processing, vol. 44, No.2, February 1996. p.p 379-386.
- SUDARSHAN, S; Herrman, R. 1983. Regionalization of crustal coda Q in the continental of United States. Journal of Geophysical Research, Vol. 88 No B1. p.p. 527-538.
- TELFORD, W.M.; Gedalrt, L.F.; Sheriff, R.E. 1995. Applied Geophysics. Second edition. Cambridge University Press. p.p 770.
- TORRES, R. A; Gómez, D.M; Ortega, A. M; Seidl, D. 2002. Señales Sísmicas Tipo Tornillo en Galeras y Otros Volcanes Activos. Primer Simposio Colombiano de Sismología. INGEOMINAS-Centro Operativo Regional Pasto, BGR-Alemania (Instituto Federal para las Geociencias y los Recursos Naturales.
- TOKAREV, D., 1981. Seismology of Kamchatka volcanoes. Nauka pres. Moscow. p.p 164.
- WARREN, N; Latham, G.1970. An experimental study of thermally induced micro fracturing and its relation to volcanic seismicity. Journal Geophysic Research. Volume. 75. No. 23, p.p. 4455-4464.
- WYSS, M; Wiemer, S; Zúñiga, R.2001.Zmap a tool for analyses of seismicity patterns typical. p.p.34-41.
- WENNERBERG, L. 1993. Multiple scattering interpretations of coda Q measurements. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.83, N_o 1. p.p 279-290.
- ZOBIN, V.M., 1979.Source dynamics of volcanic earthquakes. Moscow, Nuaja. p.p 92.

ANEXOS

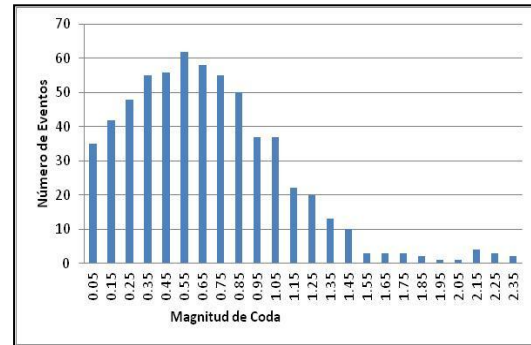
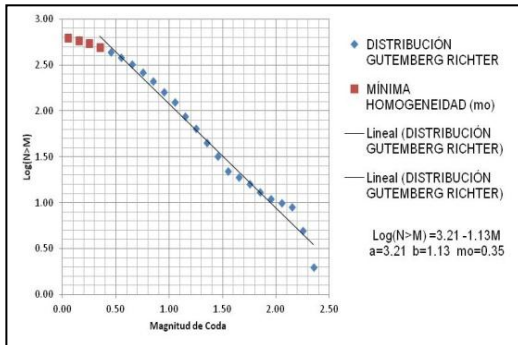
A. Curvas de parámetro b e histogramas de distribución de la sismicidad obtenidos para los eventos VT del volcán Puracé

A.1 Parámetro b por año

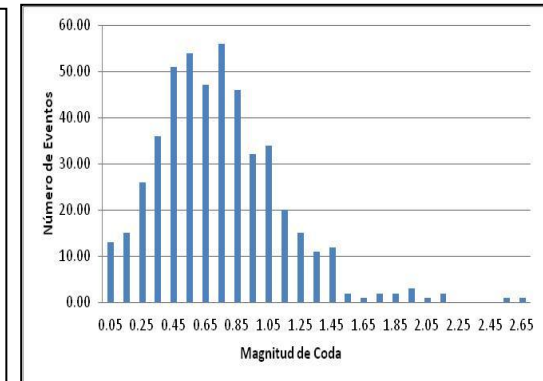
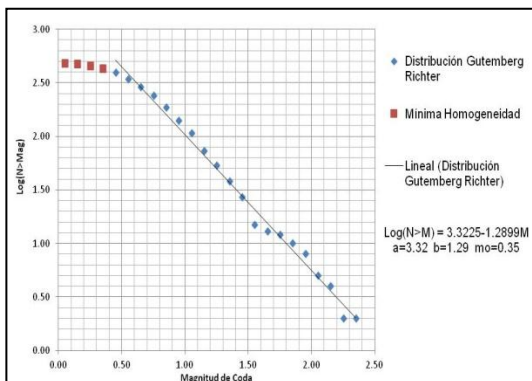
2007



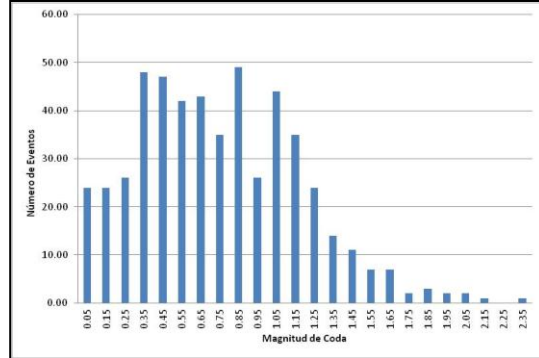
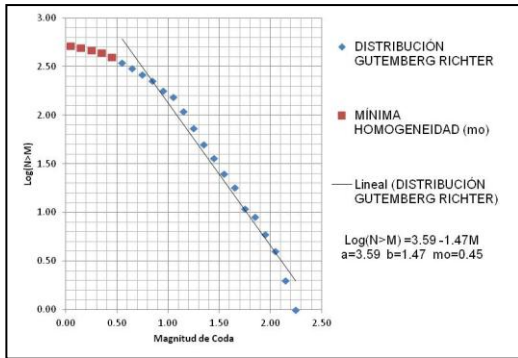
2008



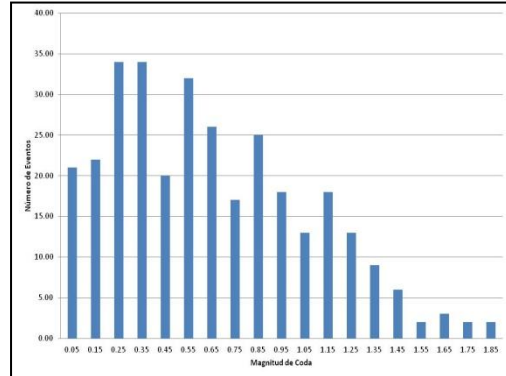
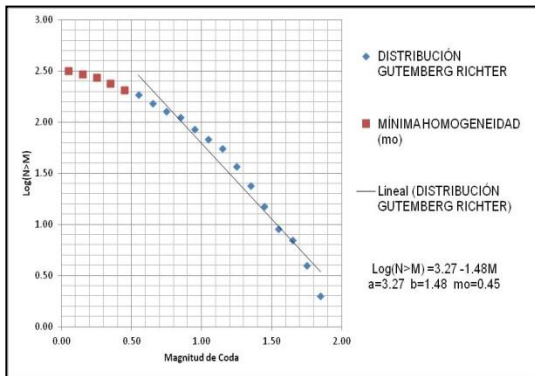
2009



2010

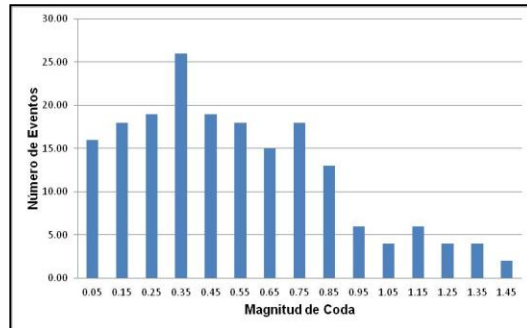
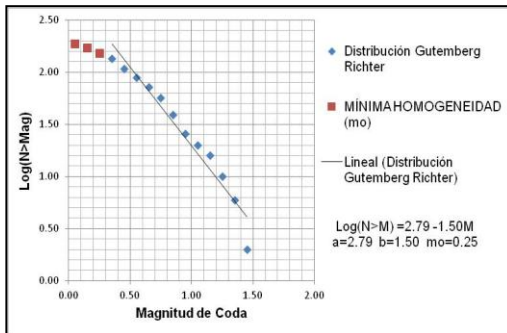


2011

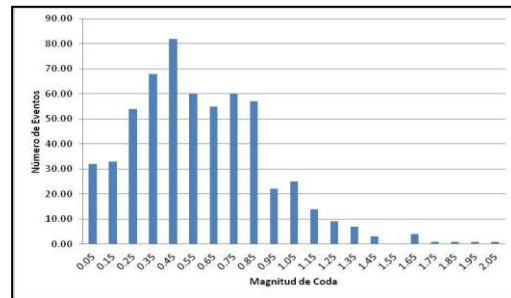
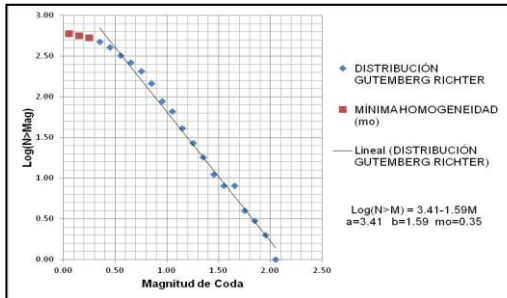


A.2 Parámetro b por profundidad

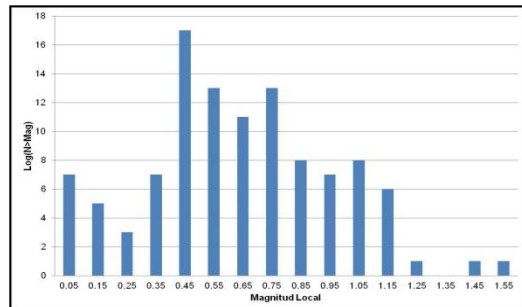
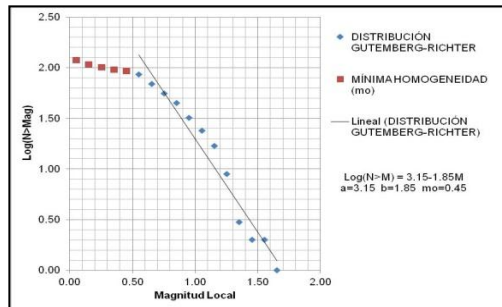
0km-1km



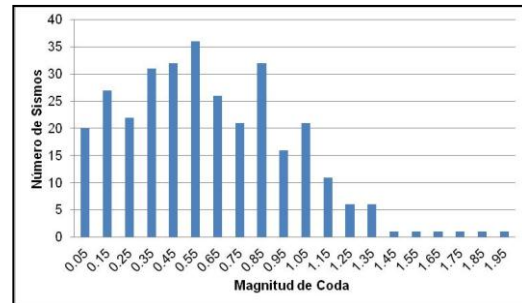
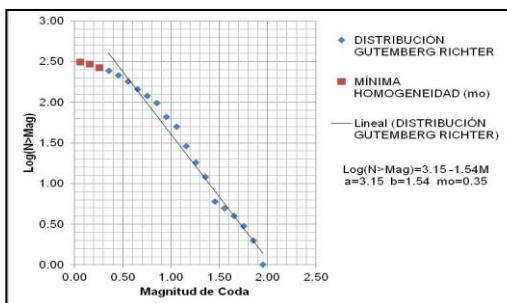
1km-2km



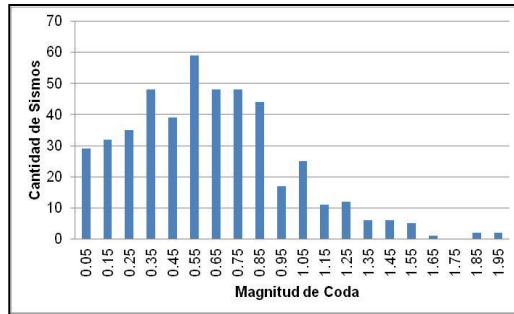
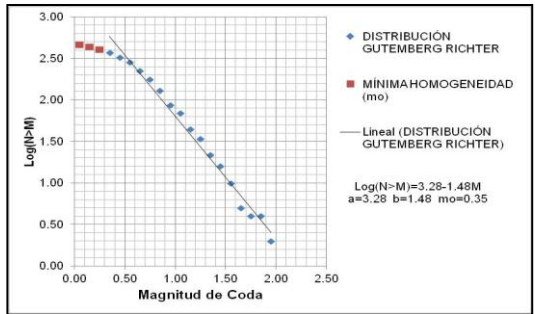
2km-3km



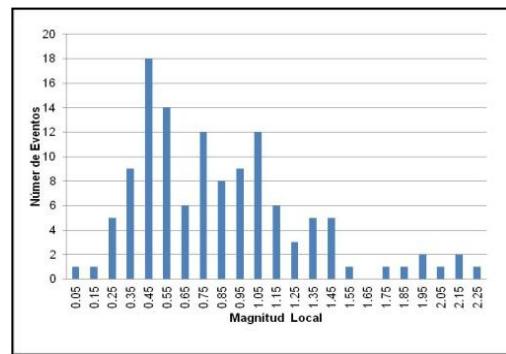
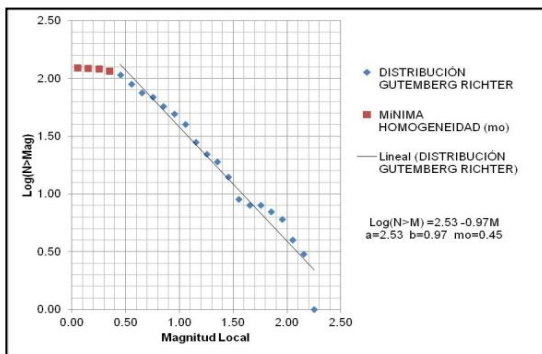
3km-4km



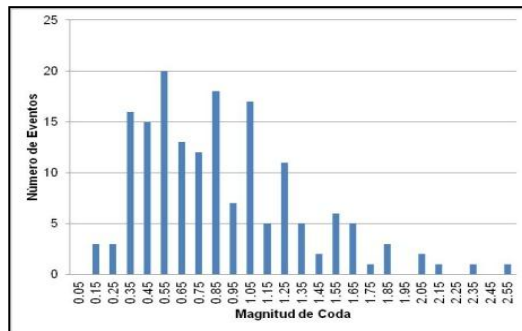
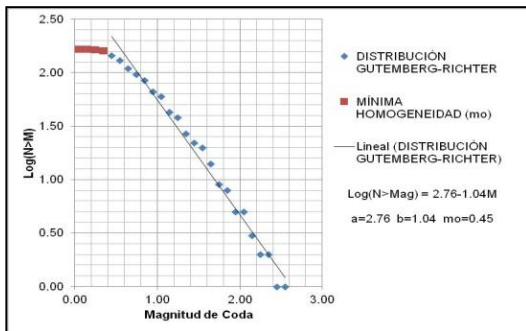
4km-5km



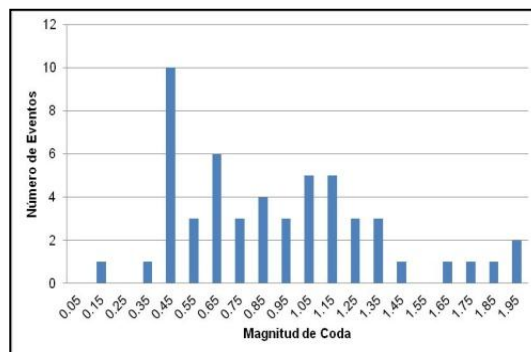
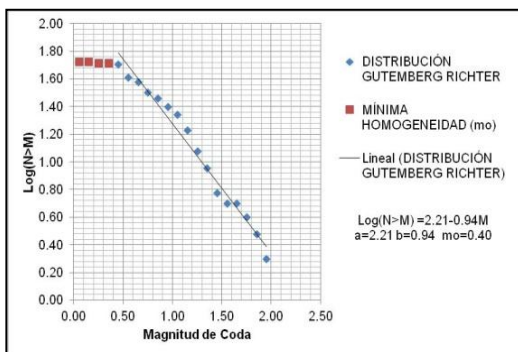
5km-6km



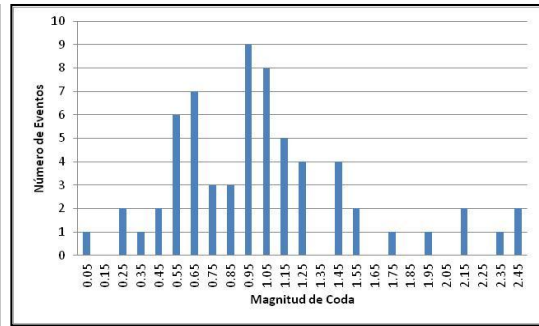
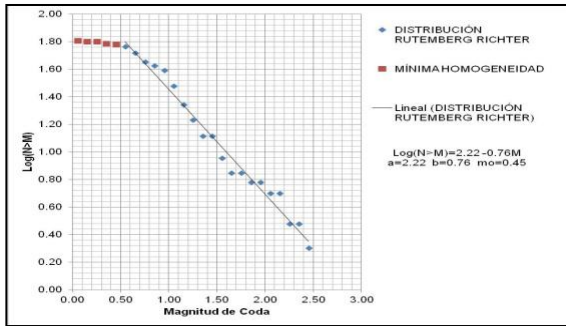
6km-7km



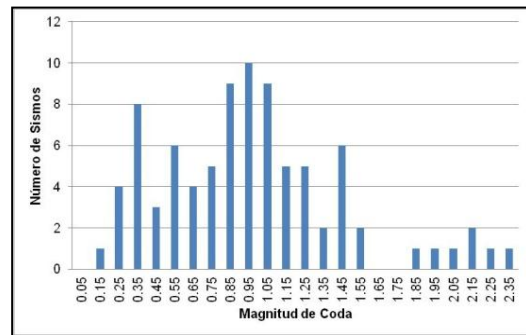
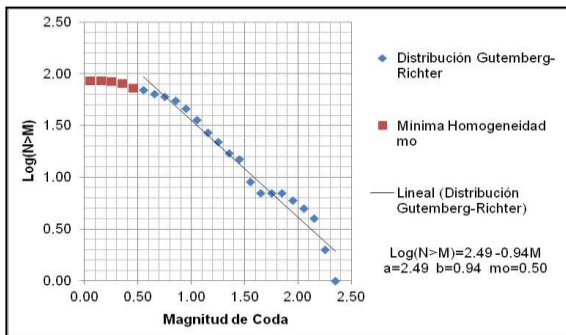
7km-8km



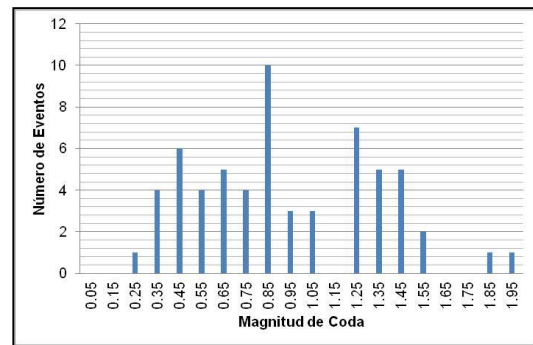
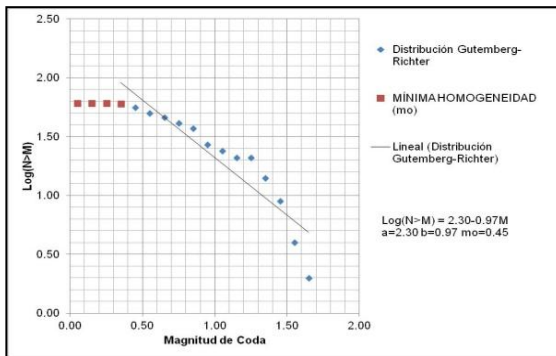
8km-9km



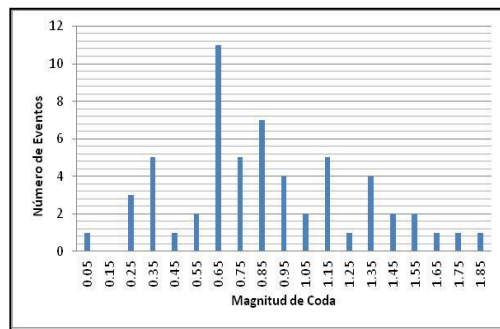
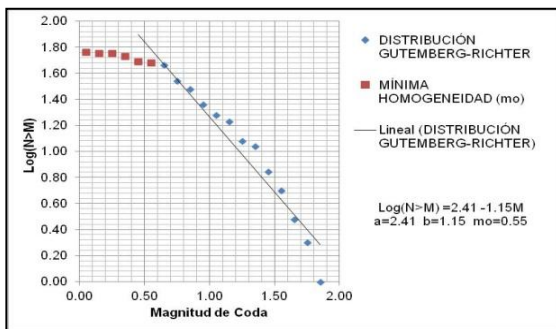
9km-10km



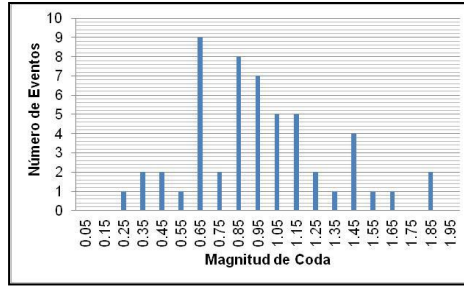
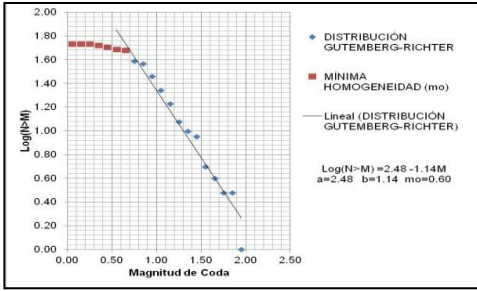
10km-11km



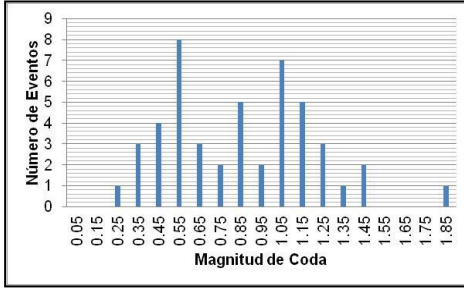
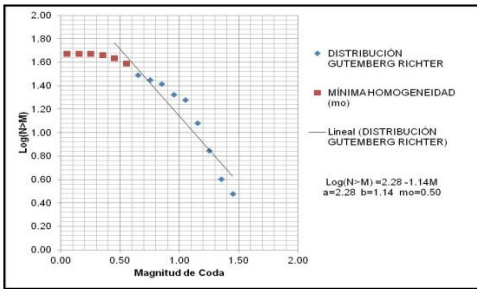
11km-12km



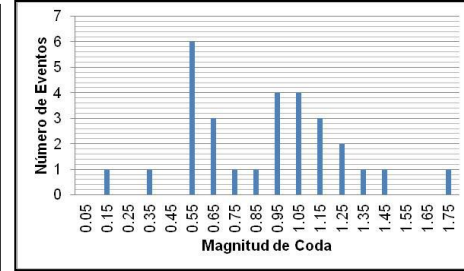
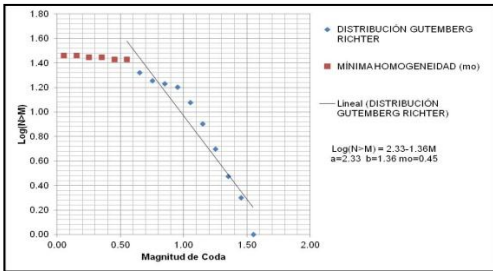
12km-13km



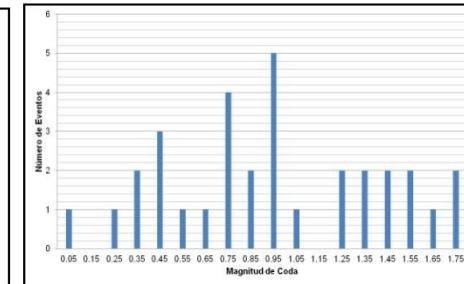
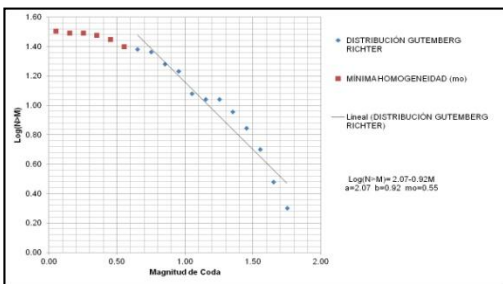
13km-14km



14km-15km



15-22km



B. Parámetros de localización obtenidos para los eventos a los cuales se les asoció algún mecanismo focal.

Fuente 1

Fecha (A/M/D)	HORA UT	Profundidad (km)	Magnitud de Coda	# Fases	GAP	RMS	erh	erz	Q
o81024	09:55	3.64	0.82	14	153	0.05	0.6	0.5	B
110803	22:49	7.53	1.17	18	316	0.07	0.6	0.4	C

Fuente 2

Fecha (A/M/D)	HORA UT	Profundidad (km)	Magnitud de Coda	# Fases	GAP	RMS	erh	erz	Q
O70908	00:59	3.46	0.55	10	145	0.09	0.7	0.4	B
O80116	13:30	2.67	1.25	8	156	0.07	0.4	0.6	B
O80119	20:39	2.67	0.55	10	148	0.06	0.3	0.3	B
O80309	05:05	1.14	1.14	12	144	0.09	0.3	0.3	B
O80611	08:26	1.2	1.2	10	110	0.07	0.3	0.3	B
O80818	00:53	1.02	1.02	10	174	0.02	0.1	0.1	B
O90110	04:46	1.96	1.96	12	170	0.1	0.4	0.5	B
O90208	05:03	2.79	1.4	14	141	0.03	0.1	0.1	B
O90311	12:54	2.1	2.1	12	137	0.09	0.3	0.4	B
O90607	09:43	2.6	2.6	12	172	0.08	0.5	0.3	B
O90607	09:44	1.49	1.49	14	159	0.07	0.4	0.3	B
101204	22:39	2.25	0.7	14	149	0.06	0.2	0.2	B
101222	11:23	2.13	0.95	14	171	0.09	0.2	0.3	B
110107	13:26	1.96	1.17	12	140	0.1	0.4	0.4	B
110218	09:07	2.04	0.64	14	158	0.05	0.2	0.2	B
110316	20:20	1.7	2.13	16	174	0.11	0.5	0.3	B

Fuente 3

Fecha (A/M/D)	HORA UT	Profundidad (km)	Magnitud de Coda	# Fases	GAP	RMS	erh	erz	Q
O80116	00:42	11.58	1.48	14	329	0.03	0.6	0.8	C
O80127	12:28	13.17	1.01	14	317	0.01	0.2	0.2	C
O80202	05:41	14.27	0.88	12	319	0.03	1	0.8	C
100612	12:18	6.2	2.07	12	178	0.14	0.5	0.8	B

Fuente 4

Fecha (A/M/D)	HORA UT	Profundidad (km)	Magnitud de Coda	# Fases	GAP	RMS	erh	erz	Q
O71210	20:39	6.43	0.58	12	199	0.09	0.6	0.4	C
O80305	17:01	3.75	1.09	12	146	0.02	0.1	0.2	B
O80928	16:34	4.11	2.18	12	174	0.09	0.6	0.8	B
O80929	12:30	5.81	1.41	14	176	0.1	0.5	0.2	B
O90413	15:15	3.04	1.91	10	162	0.03	0.3	0.4	B
110116	04:20	12.24	1.44	16	333	0.05	0.9	0.7	C