

# Universidad Nacional de San Agustín

Facultad de Geología Geofísica y Minas

Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica

---



## ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN MISTI ENTRE OCTUBRE 2005 A DICIEMBRE 2008 Y SU DINÁMICA INTERNA ACTUAL

**RIKY GUSTAVO CENTENO QUICO**

TESIS

PROPUESTA COMO CUMPLIMIENTO PARCIAL DE LOS REQUISITOS PARA  
OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE

**INGENIERO GEOFÍSICO**



Arequipa - Perú, Abril 2012





## **Dedicatoria**

Quiero dedicarle este trabajo

A Dios... que me ha dado todo lo necesario y sobretodo la fortaleza para terminar este proyecto de investigación.

A mi familia por estar ahí cuando más los necesité; en especial a mi Padre y Madre.



## Agradecimientos

*Quiero empezar agradeciendo al Observatorio Vulcanológico del Sur del Instituto Geofísico del Perú, por haberme acogido como estudiante y parte del personal de profesionales, por haberme dejado participar en trabajos de investigación en volcanología, crecer profesionalmente y desarrollar mi proyecto de tesis.*

*Agradezco personalmente al Dr. Orlando Macedo S. por la confianza y apoyo en la preparación de este manuscrito, por sus invalorable enseñanzas y sabios consejos.*

*Y de manera muy especial a mi padre Natalio Centeno, mi madre Juana Quico, a mis hermanas Jackeline, Nataly y mi sobrina Iromy .Por todo su apoyo moral e incondicional y todo lo que significan para mí.*

# Índice

<b>DEDICATORIA .....</b>	<b>II</b>
<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>III</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS.....</b>	<b>VII</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS .....</b>	<b>X</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>XI</b>
<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO 1 GENERALIDADES .....</b>	<b>3</b>
1.1 INTERÉS CIENTÍFICO DEL ESTUDIO DEL VOLCÁN MISTI .....	3
1.2 LA SISMOLOGÍA Y SU APLICACIÓN AL ESTUDIO DE VOLCANES .....	4
1.3 SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	4
1.3.1 Ubicación.....	4
1.3.2 Accesibilidad .....	5
1.4 OBJETIVOS .....	5
1.5 ESTUDIOS ANTERIORES.....	7
<b>CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....</b>	<b>9</b>
2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO Y VOLCANOLOGICO .....	9
2.2 GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN MISTI.....	12
2.2.1 Geología.....	12
2.2.2 Estratigrafía.....	15
2.2.2.1 Los depósitos pre-Misti .....	16
2.2.2.2 Edificio 1 (Mi1).....	16
2.2.2.3 Edificio 2 (Mi2).....	16
2.2.2.4 Edificio 3 (Mi3).....	17
2.2.2.5 Edificio 4 (Mi4).....	17
2.3 LAS ERUPCIONES DE LOS ÚLTIMOS 2500 AÑOS.....	20
2.4 ESTRUCTURA Y SISTEMA HIDROTHERMAL DEL VOLCÁN MISTI .....	21



<b>CAPÍTULO 3 SISMOLOGÍA VOLCÁNICA.....</b>	<b>25</b>
<b>3.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>25</b>
<b>3.2 CLASIFICACIÓN Y MODELOS FUENTE DE SEÑALES SISMOVOLCÁNICAS.....</b>	<b>26</b>
3.2.1 Sismos Volcano-tectónicos (VT).....	27
3.2.2 Sismos de largo periodo (LP).....	28
3.2.3 Tremor volcánico.....	30
3.2.4 Eventos tipo tornillo.....	32
3.2.5 Sismos híbridos.....	35
3.2.6 Explosiones volcánicas.....	36
3.2.7 Eventos superficiales.....	38
<b>3.3 DISEÑO DE REDES DE MONITOREO SÍSMICO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA.....</b>	<b>39</b>
3.3.1 Las redes sísmicas en ambientes volcánicos.....	39
3.3.2 Redes de Array sísmicos en el monitoreo de volcanes.....	41
3.3.3 Evaluación de la red sísmica.....	42
<b>3.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE SEÑALES SISMO-VOLCANICAS.....</b>	<b>43</b>
3.4.1 Análisis espectral.....	43
3.4.2 RSAM y las mediciones de la amplitud acumulada.....	44
3.4.3 Localización de fuentes sísmo-volcánicas.....	46
<b>CAPÍTULO 4 ESTUDIOS SÍSMICOS ANTERIORES Y DATOS GEOQUÍMICOS RECIENTES .....</b>	<b>49</b>
<b>4.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>49</b>
<b>4.2 CAMPAÑAS SÍSMICAS.....</b>	<b>49</b>
<b>4.3 GEOQUÍMICA APLICADA A LA VIGILANCIA DEL VOLCÁN MISTI.....</b>	<b>55</b>
<b>CAPÍTULO 5 ADQUISICIÓN Y TRATAMIENTO DE LOS DATOS .....</b>	<b>61</b>
<b>5.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>61</b>
<b>5.2 RED SÍSMICA TELEMÉTRICA PERMANENTE DEL VOLCÁN MISTI.....</b>	<b>61</b>
5.2.1 Estaciones e instrumentación de campo.....	62
5.2.2 Adquisición de datos.....	65
5.2.3 Periodo de Funcionamiento.....	67
<b>5.3 PROCESAMIENTO DE DATOS.....</b>	<b>69</b>
5.3.1 Selección de los datos.....	69
5.3.2 Formas de onda y espectros.....	70
5.3.3 Ploteo de Espectrogramas.....	70
5.3.4 Criterio de clasificación.....	71
5.3.5 Cuantificación energética.....	72
5.3.6 Localización de los eventos sísmicos.....	73
<b>CAPÍTULO 6 ANÁLISIS DE LOS DATOS.....</b>	<b>75</b>

<b>6.1</b>	<b>CLASIFICACIÓN DE LOS EVENTOS SISMO-VOLCÁNICOS DEL MISTI.....</b>	<b>75</b>
6.1.1	Eventos Volcano-tectónicos (VT).....	76
6.1.1.1	Eventos Volcano tectónicos de alta frecuencia (VT1).....	76
6.1.1.2	Eventos Volcano tectónicos de baja frecuencia (VT2).....	78
6.1.1.3	Evolución temporal de los eventos VT.....	80
6.1.2	Eventos de Largo Periodo (LP).....	83
6.1.2.1	Eventos LP de arribo emergente y baja frecuencia (LP1).....	84
6.1.2.2	Eventos LP de arribo impulsivo y baja frecuencia (LP2).....	85
6.1.2.3	Eventos LP de arribo emergente y alta frecuencia (LP3).....	87
6.1.2.4	Evolución temporal de los eventos LP.....	90
6.1.3	Eventos sismovolcánicos con evento precursor.....	91
6.1.4	Eventos tipo Tremor volcánico.....	96
6.1.4.1	Tremor Espasmódico (TRE).....	96
6.1.4.2	Tremor Armónico (TRA).....	98
6.1.5	Eventos tipo Tornillo (TOR).....	101
<b>6.2</b>	<b>LOCALIZACIÓN DE EVENTOS.....</b>	<b>107</b>
6.2.1	Grupo 1.....	107
6.2.2	Grupo 2.....	109
6.2.3	Grupo 3.....	112
<b>6.3</b>	<b>EVOLUCIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DEL MISTI DE OCTUBRE 2005 A DICIEMBRE 2008</b> <b>.....</b>	<b>115</b>
<b>CAPÍTULO 7 DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS.....</b>		<b>118</b>
<b>7.1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>118</b>
<b>7.2</b>	<b>OBSERVACIONES SOBRE LA SISMICIDAD Y DATOS DE TEMPERATURA DEL VOLCÁN MISTI</b> <b>ENTRE OCTUBRE 2005- MAYO 2009 .....</b>	<b>118</b>
<b>7.3</b>	<b>FUENTE DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE EVENTOS SISMICOS EN EL VOLCÁN MISTI.....</b>	<b>123</b>
7.3.1	Los eventos Volcano-tectónicos VT y de Periodo Largo LP.....	123
7.3.2	Los otros tipos de eventos sismovolcánicos identificados en el Misti.....	125
<b>CONCLUSIONES.....</b>		<b>127</b>
<b>RECOMENDACIONES .....</b>		<b>129</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>		<b>130</b>

# Índice de Figuras

Figura 1.1.- Vista panorámica del volcán Misti y la ciudad de Arequipa.....	4
Figura 1.2.- Mapa de ubicación del área de estudio.....	6
Figura 2.1.- Distribución de las placas tectónicas, principales cadenas volcánicas sobre la cordillera occidental de Sudamérica y los doce volcanes activos del sur peruano.....	10
Figura 2.2.- Sección simplificada del borde occidental de Sudamérica en el sector Perú-Chile.....	11
Figura 2.3.- Esquema de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana y resumen general de la geodinámica de la tierra.....	11
Figura 2.4.- Domo tapón del volcán Misti.....	13
Figura 2.5.- Mapa geológico del volcán Misti.....	14
Figura 2.6.- Vista del flanco NW del Misti: depósitos Pre-Misti, Misti 1 y Misti 2,3 y 4.....	18
Figura 2.7.- Columna estratigráfica de los depósitos del volcán Misti.....	19
Figura 2.8.- Rasgos tectónicos asociados al Misti, interpretados en una Imagen satelital Landsat.....	22
Figura 2.9.- Señal de datos de PE siguiendo un corte SW-NE.....	23
Figura 2.10.- Sección geológica del estrato del volcán Misti.....	24
Figura 3.1.- Un ejemplo de un evento volcano-tectónico registrado en la isla Decepción.....	28
Figura 3.2.- Registro sísmico del volcán Kamchatka durante 48 horas y el mapa de epicentros de los eventos con inicios impulsivos y registrados en al menos siete estaciones.....	28
Figura 3.3.- Enjambre de eventos de largo periodo registrado en el volcán Redoubt y un ejemplo de un evento tipo LP registrado en el Monte Etna.....	30
Figura 3.4.- Ocurrencia de eventos LP registrados en el volcán Shishaldin.....	30
Figura 3.5.- Tipos de tremor volcánico: tremor espasmódico, tremor armónico, tremor pulsante y sus espectros comunes.....	32
Figura 3.6.- Ejemplo de eventos tipo tornillo registrados en los volcanes Redoubt, Galeras, Kusatsu-Shirane y Kilawea.....	34
Figura 3.7.- Ocurrencia diaria de las señales tipo tornillo del volcán Galeras, desde julio 1992 a junio 1993.....	34
Figura 3.8.- Forma de onda y espectrograma clásico de un evento del tipo Híbrido tomado del Volcán Etna.....	36
Figura 3.9.- Desplazamiento de las líneas espectrales en el espectrograma antes de la explosión del 07 de enero 1999 en el volcán Soufriere Hills.....	37
Figura 3.10.- Secuencia de Imágenes de una explosión vulcaniana del volcán Colima y su registro sísmico de banda ancha registrado el 22 de febrero de 2007 16:32.....	37
Figura 3.11.- Registro visual de la caída de rocas en el volcán Colima el 07 febrero 2005 16:57 horas.....	38
Figura 3.12.- La posición de las estaciones de la red Ubinas.....	40
Figura 3.13.- Ilustración sobre la importancia y la utilización de estaciones de tres componentes en la rutina de monitoreo sísmico en volcanes.....	41
Figura 3.14.- Diagrama donde se representa el tipo de sismicidad y los procesos dominantes antes de una erupción.....	43
Figura 3.15.- Ejemplo de cálculo de espectrograma a la Señal sísmica de tremor del volcán Erta Ale.....	44
Figura 3.16.- RSAM calculado cada 10 min para la estación HSR en el Monte Santa Helena.....	46
Figura 3.17.- Esquema del avance de un frente de onda plano al atravesar una antena sísmica.....	47
Figura 3.18.- Ejemplo de sismos con formas de onda similares de la serie de la Isla Decepción.....	48
Figura 4.1.- Ubicación en el Mapa de cada una de las estaciones sísmicas temporales y permanentes instaladas en el Misti desde el año 1998 hasta la actualidad.....	51
Figura 4.2.- Ejemplos de sismos VT, LP, Tornillo y VTP encontrados en la campaña sísmica de 1998.....	53
Figura 4.3.- Ejemplos de sismos VT, VTP y Tornillo, encontrados en la campaña sísmica de 2000.....	53
Figura 4.4.- Ejemplos de sismos VT, LP y VTP encontrados en la campaña sísmica de 2001.....	54
Figura 4.5.- Mapa vista en planta del volcán Misti y su distribución espacial de los sismos VT, en sus cortes EW y NS.....	55
Figura 4.6.- Variación temporal de la conductividad eléctrica, el pH y la razón de concentración de los cloruros y los sulfatos de la fuente termal Charcani V.....	57
Figura 4.7.- Registro de temperatura en la fuente Charcani V de julio 1998 a mayo 2009.....	57
Figura 4.8.- Ubicación de las estaciones térmicas instaladas en el Misti entre agosto del 2004 a noviembre 2006.....	58



Figura 4.9.- Temperaturas de la estación térmica instalada debajo del suelo, cerca al cráter del Misti de septiembre 2004 a noviembre 2006.....	59
Figura 4.10.- Imagen donde se muestran las 8 zonas de emisiones identificadas en el cráter del Misti .....	59
Figura 4.11.- Temperaturas de la estación térmica MST-F1 instalada en la boca de fumarola cerca al cráter del Misti.....	60
Figura 5.1.- Red sísmica telemétrica permanente de monitoreo sobre el volcán Misti.....	64
Figura 5.2.- Distancia de las cinco estaciones sísmicas con respecto al cráter y una fotografía de la estación sísmica E2 colocada sobre el volcán Misti .....	64
Figura 5.3.- Diagrama de bloques de la estación sísmica analógica.....	65
Figura 5.4.- Estación Central, RX receptores UHF, DM modulo discriminadores.....	65
Figura 5.5.- Esquema de adquisición de las redes sísmicas administradas por la oficina del IGP, sede Arequipa.....	66
Figura 5.6.- Registro clásico de la actividad sísmica observada en la Red Misti. Corresponde al día 10 Septiembre 2008.....	67
Figura 5.7.- Periodo de funcionamiento de las cinco estaciones sísmicas de la red Misti, para nuestro periodo de análisis .....	69
Figura 5.8.- Entorno del programa "M_clasificar12" en MATLAB V.7.....	71
Figura 6.1.- Ejemplo de un sismo VT, del subtipo VT1 registrado el 10 de marzo 2007 a las 23:03 UTC.....	77
Figura 6.2.- Rasgos característicos de los eventos VT1, registrados en el Misti.....	77
Figura 6.3.- Ejemplo de un sismo VT, subtipo VT1, registrado en las 5 estaciones de la red Misti el 28 Septiembre 2008 01:37 UTC.....	78
Figura 6.4.- Ejemplo de un sismo VT, del subtipo VT2 registrado el 26 de Febrero 2008 a las 06:28 UTC.....	79
Figura 6.5.- Rasgos característicos de los eventos VT2, registrados en el Misti.....	79
Figura 6.6.- Ejemplo de un sismo VT, subtipo VT2, registrado en las 5 estaciones de la red Misti el 04 Octubre 2008 14:12 UTC.....	80
Figura 6.7.- Ejemplo de un enjambre sísmico de eventos VT, registrado el 06 de diciembre 2008 a las 08:31 horas UTC en la estación E5.....	82
Figura 6.8.- Ejemplos de sismos VT con formas de ondas similares registrados en la estación MISE en el volcán Misti en el 2007 y 2008.....	82
Figura 6.9.- Distribución temporal y energética acumulada liberada por los eventos tipo VT.....	83
Figura 6.10.- Evento VT1 registrado el 06 de setiembre a las 18:47 Horas UTC.....	83
Figura 6.11.- Ejemplo de un sismo LP1 registrado el 18 de Junio 2006 a las 06:05 UTC.....	84
Figura 6.12.- Rasgos característicos de los eventos LP1 registrados en el Misti.....	85
Figura 6.13.- Ejemplo de sismo LP1, registrado en las 5 estaciones de la red Misti el 09 Enero 2008 00:48 UTC.....	85
Figura 6.14.- Ejemplo de un sismo LP2 registrado el 08 de Mayo 2006 a las 01:47 UTC.....	86
Figura 6.15.- Rasgos característicos de los eventos LP2, registrados en el Misti.....	87
Figura 6.16.- Ejemplo de sismo LP2, registrado en todas las estaciones de la red Misti el 05 Julio 2008 16:50 UTC.....	87
Figura 6.17.- Ejemplo de sismo LP3 registrado el 21 de Noviembre 2008 a las 03:18 UTC.....	88
Figura 6.18.- Rasgos característicos de los eventos LP3, registrados en el Misti.....	88
Figura 6.19.- Ejemplo de un sismo LP3 registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 13 Diciembre 2007 14:23 UTC.....	89
Figura 6.20.- Numero de eventos LP por día, y curva de energía diaria acumulada.....	91
Figura 6.21.- Ejemplo de un evento LPP, del 29 de Diciembre 2007 01:25 UTC registrado en MISE.....	92
Figura 6.22.- Duración de los segmentos precursores de los eventos LPP.....	93
Figura 6.23.- Ejemplo de un evento VTP, registrado el día 18 de Enero 2008 17:42 UTC.....	94
Figura 6.24.- Duración de los segmentos precursores de los eventos tipo VTP.....	94
Figura 6.25.- Ejemplo de un sismo VTP, registrado en las 5 estaciones de la red Misti, el 18 Enero 2008 17:42 UTC.....	95
Figura 6.26.- Ejemplo de un sismo LPP registrado en las 5 estaciones de la red Misti, el 29 de diciembre 2007 01:25 UTC.....	95
Figura 6.27.- Ejemplo de TRE registrado el 30 de octubre 2006 06:00 horas UTC.....	97
Figura 6.28.- Rasgos característicos de los tremores espasmódicos TRE, registrados en el Misti.....	97
Figura 6.29.- Ejemplo de un tremor espasmódico TRE, registrado en las 5 estaciones de la red Misti el 19 de diciembre 2008 11:03 horas UTC.....	98
Figura 6.30.- Ejemplo de un tremor armónico TRA registrado el 21 de Junio 2008 a las 17:32 UTC.....	99
Figura 6.31.- Rasgos característicos de los tremores armónicos TRA, registrados en el Misti.....	99
Figura 6.32.- Ejemplo de tremor armónico TRA, registrado en la mayoría de las estaciones de la red Misti el 12 enero 2006 17:14 UTC.....	100

<i>Figura 6.33.- Duración diaria de la actividad tremórica, y energía diaria acumulada, durante el periodo 2005-2008.</i>	101
<i>Figura 6.34.- Ejemplo de un evento TOR registrado el 25 de mayo 2008 a las 06:07 UTC.</i>	102
<i>Figura 6.35.- Rasgos característicos de los eventos Tornillo TOR, registrados en el Misti.</i>	102
<i>Figura 6.36.- Ejemplo de evento tipo Tornillo, registrado en todas las estaciones de la red Misti el 06 junio 2008 a las 20:10 horas UTC.</i>	103
<i>Figura 6.37.- Ejemplos de 6 eventos Tornillo registrados durante el mes de marzo 2008, registros de la componente vertical de la estación E5.</i>	103
<i>Figura 6.38.- Ejemplo de un evento Tornillo especial (VT+TOR), registrado el 03 de marzo 2008 23:34 UTC.</i>	104
<i>Figura 6.39.- Representación temporal de la duración de la actividad de los tornillos y su energía acumulada liberada.</i>	105
<i>Figura 6.40.- Distribución proporcional de los eventos sísmicos registrados en el volcán Misti, según el tipo de evento.</i>	106
<i>Figura 6.41.- Localización de los eventos VT, LP y Tornillos calculados para el volcán Misti, utilizando cuatro estaciones como mínimo.</i>	108
<i>Figura 6.42.- Localización de los eventos VT, LP y Tornillo con sus respectivas barras de error, considerando un mínimo de cuatro estaciones.</i>	109
<i>Figura 6.43.- Localización de los eventos VT, LP y Tornillos calculados para el volcán Misti, utilizando cinco estaciones como mínimo.</i>	110
<i>Figura 6.44.- Localización de los eventos VT, LP y Tornillos con sus respectivos rangos de error, considerando cinco estaciones.</i>	111
<i>Figura 6.45.- Localización de los eventos VT, calculados para el volcán Misti, utilizando seis estaciones como mínimo.</i>	112
<i>Figura 6.46.- Localización de los eventos VT con sus respectivos rangos de error, considerando seis estaciones.</i>	113
<i>Figura 6.47.- Posición de los sismos VT localizados, en función del tiempo.</i>	114
<i>Figura 6.48.- Actividad sísmica del volcán Misti desde octubre 2005 a diciembre 2008.</i>	116
<i>Figura 6.49.- Distribución temporal de la sismicidad y comportamiento espectral de los eventos tremóricos y los tornillos.</i>	117
<i>Figura 7.1.- Correlación entre el promedio de la actividad sísmica diaria y temperaturas medidas en el suelo cerca al cráter, y temperaturas en el suelo cerca de fumarola.</i>	120
<i>Figura 7.2.- Correlación entre el promedio de la actividad sísmica de los eventos VT y LP vs la duración semanal de la actividad de los temblores.</i>	121
<i>Figura 7.3.- Correlación entre la actividad sísmica de los eventos LP, con la precipitación pluvial registrada en la estación meteorológica de la represa Aguada Blanca.</i>	122
<i>Figura 7.4.- Modelo de circulación de fluidos en el volcán Misti.</i>	124

## Índice de Tablas

<i>Tabla 2.1.- Resumen de la evolución tectónica de los Andes Centrales durante el Cenozoico, segmento sur del Perú y su relación con el vulcanismo según varios autores. ....</i>	<i>12</i>
<i>Tabla 2.2.- Actividad volcánica histórica del Misti ocurrida desde 1454. ....</i>	<i>20</i>
<i>Tabla 3.1.- Características relevantes de eventos tornillo registrados en algunos volcanes colombianos y japoneses precursores de erupciones volcánicas. ....</i>	<i>35</i>
<i>Tabla 4.1.- Puntos de instalación de cada una de las estaciones utilizadas en las tres campañas sísmicas 1998, 2000 y 2001. ....</i>	<i>50</i>
<i>Tabla 4.2.- Promedio de la incidencia sísmica en las campañas sísmicas temporales de 1998, 2000 y 2001, según la clasificación de sismos volcánicos. ....</i>	<i>52</i>
<i>Tabla 4.3.- Características de los eventos sísmicos volcánicos registrados en las campañas de 1998, 2000 y 2001 en el volcán Misti. ....</i>	<i>53</i>
<i>Tabla 4.4.- Resultado de la composición química de las aguas termales de Charcani V, correspondiente a septiembre 1998. ....</i>	<i>56</i>
<i>Tabla 5.1.-Coordenadas UTM de la Red de estaciones sísmicas del volcán Misti. ....</i>	<i>63</i>
<i>Tabla 5.2.-Características técnicas de los equipos en cada estación de la red sísmica del Misti, datos según el último mantenimiento realizado en septiembre de 2007. ....</i>	<i>68</i>
<i>Tabla 5.3.- Criterios de clasificación de sismos para el volcán Misti. ....</i>	<i>72</i>
<i>Tabla 5.4.- Modelo de velocidades utilizado en el cálculo hipocentral. ....</i>	<i>74</i>
<i>Tabla 6.1.- Resumen de la características más importantes de los sismos VT. ....</i>	<i>80</i>
<i>Tabla 6.2.- Promedio diario del número de eventos VT, según los años. ....</i>	<i>83</i>
<i>Tabla 6.3.- Resumen de la características más importantes de los sismos LP. ....</i>	<i>89</i>
<i>Tabla 6.4.- Promedio diario del número de eventos LP, según los años. ....</i>	<i>90</i>
<i>Tabla 6.5.- Promedio de ocurrencia anual de los eventos Tremóricos, registrados anualmente en el Misti. ....</i>	<i>101</i>
<i>Tabla 6.6.- Número y duración mensual de los eventos Tornillo, registrados en el 2008 por la red Misti. ....</i>	<i>105</i>
<i>Tabla 6.7.- Resumen de la actividad sísmica del volcán Misti. ....</i>	<i>106</i>



# Resumen

El presente trabajo de investigación, tiene como escenario al volcán Misti ( $16^{\circ}18'$ ,  $71^{\circ}24'$ , 5822 msnm), uno de los catorce volcanes más activos y potencialmente peligrosos de la zona volcánica de los andes centrales (ZVC) y la zona sur del Perú, a cuyas faldas se encuentra la ciudad de Arequipa, considerada la segunda urbe socioeconómica más importante del Perú. Aunque históricamente solo se han reportado pequeñas crisis eruptivas con emisiones de ceniza y fumarolas, los estudios geológicos evidencian severos procesos eruptivos que han ocurrido durante construcción de su cono casi perfecto. El propósito del presente trabajo geofísico es de poner en evidencia las principales características de la sismicidad asociada a la actual dinámica interna del volcán.

Para llevar a cabo este estudio, se ha dispuesto de data sísmica de la Red Sísmica Telemétrica del volcán Misti del Instituto Geofísico del Perú, compuesta por 5 estaciones y una adicional que funciona parcialmente. La data analizada corresponde a 39 meses (desde octubre del 2005 a diciembre del 2008) en que se registraron 12896 eventos sísmicos y donde se observa que la actividad del volcán estuvo compuesta principalmente por 4 tipos de eventos: 8445 eventos VT (65.5% del total), relacionados a procesos elásticos puros, como la ruptura y agrietamientos de roca; 4341 eventos LP (33.7%), Tremores y Tornillos (92 y 18 eventos respectivamente, representando en conjunto 0.8 %), relacionados a emisiones de gas y vapor de agua. Se observa también que la actividad sísmica general ha ido en aumento muy moderado desde el inicio hasta el final del estudio; no obstante, dicho aumento no se correlaciona con variaciones en los datos disponibles sobre la temperatura de fumarolas o de la fuente termal Charcani V.

La distribución espacial de los sismos muestra que la mayoría de eventos VT y LP están debajo del cráter, entre los 1000 y 5000 m de altitud; su origen está asociado a la circulación de fluidos en el sistema hidrotermal del Misti. El resto de eventos, que son todos de tipo VT, se encuentran localizados más bien hacia el flanco NW del volcán siguiendo un relativo alineamiento, lo que apoya la idea de la presencia de una falla activa  $N120^{\circ}$  en la zona.

# Introducción

El volcán Misti es un volcán activo, es el tercer volcán más peligroso del mundo y el primero de los doce volcanes activos del sur peruano que forman parte de la cadena de volcanes plio-cuaternarios de la zona volcánica de los andes centrales (ZVC), por sus frecuentes manifestaciones fumarólicas y haber presentado actividad durante el Holoceno. Estudios hechos en tefroestratigrafía por Thouret et al, (1999; 2001), muestra que las principales amenazas del Misti son por caídas de tefras, flujos piroclásticos, avalanchas de escombros y lahares que podrían afectar a la ciudad de Arequipa, la segunda ciudad más importante del país con cerca de un millón de habitantes, ubicada a 17km de la cima del volcán. En el pasado este volcán ha tenido erupciones importantes, como la erupción subpliniana de hace 2000 años, pero recientemente en los últimos centenares de años se observan erupciones moderadas, tal como la ocurrida entre 1440-70 que alcanzo un índice de explosividad (VEI) de 2. Actualmente, además de incesante actividad sismovolcánica, se observa actividad fumarólica y presencia de fuentes termales en su flanco NW.

Los cambios físicos y químicos debajo de volcanes, reflejan condiciones de intranquilidad en el sistema volcánico que después pueden reflejarse en erupciones volcánicas inminentes; algunos de estos cambios pueden ser detectados por simple observación visual, mientras que otros son detectados solo mediante instrumentos científicos extremadamente sensibles, como los sismómetros. La data sísmica recabada en volcanes activos es estudiada y clasificada atendiendo las formas de onda, amplitud, frecuencias contenidas, etc. y la distribución espacial y temporal de la sismicidad es analizada a fin de tener un elemento más para comprender el funcionamiento del sistema.

Se ha observado que en muchos casos que la actividad magmática en volcanes se emplaza en zonas de debilidad geológica y cuya zona actúa como fuentes de la actividad sísmica sobretodo de tipo volcano tectónico o VT, mientras que la actividad asociada al hidrotermalismo favorece la generación de sismos de tipo LP o largo periodo.

La actividad sísmica del volcán Misti fue evidencia por primera vez en noviembre 1998, por los registros sísmicos obtenidos en misiones de monitoreo sísmico realizadas por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD-Francia). Fueron identificadas señales tipo VT, LP y Tornillos (Llerena, 2006). Actualmente, desde octubre 2005, el IGP-Arequipa realiza el monitoreo continuo de este tipo de actividad del volcán Misti mediante una red de 5 estaciones sísmicas radio-telemétricas puestas sobre el cono, que envían la señal sísmica en tiempo real, hasta sus laboratorios de Cayma en Arequipa.

El presente estudio, ha utilizado data sísmica de la red registrada durante 39 meses, desde octubre 2005 hasta diciembre 2008. El trabajo se realizó con el objetivo de identificar y clasificar o caracterizar el tipo de actividad sismo-volcánica en detalle, utilizando para ello técnicas y métodos de análisis espectral, forma de onda, localización hipocentral, su evolución temporal y la relación de las señales sísmicas con sus posibles fuentes sismogénicas. Los resultados obtenidos deben permitir conocer mejor las características de la actividad del volcán y su dinámica actual.

Esta tesis ha sido dividida en siete capítulos. El primer capítulo explica la importancia de estudiar y monitorear la actividad sísmica del Misti, la situación geográfica de la zona de estudio, se mencionan estudios anteriores y los objetivos de la investigación. El segundo capítulo describe sucintamente el contexto geodinámico, volcanológico y estructural en que se ubica el volcán Misti. El tercer capítulo describe la clasificación de los eventos sísmicos que se registran en contexto volcánico, la disposición de estaciones sísmicas para el registro de los eventos y los métodos y herramientas para el análisis de las señales obtenidas. El cuarto capítulo recopila resultados obtenidos de estudios anteriores sobre la sismicidad del volcán Misti, así como otros más recientes obtenidos de la vigilancia geoquímica de la fuente termal Charcani V y de temperatura del suelo como de fumarolas obtenidas en el cráter del Misti. El quinto capítulo describe las características de la red sísmica telemétrica permanente del volcán Misti y explica el proceso de tratamiento de la data desde la extracción del registro de la estación sísmica, pasando por el uso de herramientas como el análisis espectral, observación de los criterios para clasificación y, finalmente la localización y determinación de la energía de los eventos. El sexto capítulo está dedicado al análisis de las señales sismovolcánicas identificadas en el Misti y su localización. En el séptimo capítulo se discute e interpreta los resultados obtenidos, llegando a establecer un modelo de funcionamiento actual del volcán que explica la ocurrencia de los eventos sísmicos en concordancia con datos geofísicos y geoquímicos anteriores en el volcán. Finalmente se expone las conclusiones y recomendaciones de este estudio.



# Capítulo 1 Generalidades

## 1.1 INTERÉS CIENTÍFICO DEL ESTUDIO DEL VOLCÁN MISTI

El sur del Perú constituye una zona de actividad volcánica muy explosiva; una de las erupciones más violentas de la historia es aquella del volcán Huaynaputina (Thouret et al., 1999, Adams et al., 2001), situado a 75 km de Arequipa. Y sin embargo, hasta antes de los años 90 ningún volcán de esta región estaba equipado con un sistema de vigilancia.

En los últimos 25 y 30 años, los avances en la tecnología, el desarrollo de nuevos métodos numéricos y la integración de computadoras al sistema de análisis (por ejemplo, Chouet, 1996a, 1996b; McNutt, 2005) y adquisición remota de los datos sísmicos, han propiciado una mejor comprensión de los procesos que tienen lugar en el interior de un volcán. Del mismo modo, han generado avances científicos de gran ayuda para determinar una mejor precisión en la localización de los eventos sísmicos y una mejor observación de la sismicidad en intervalos de tiempo, de semanas a horas previos a erupciones de tamaño considerable. Actualmente la sismología volcánica es considerada como una de las herramientas más útiles e importantes en el conocimiento del fenómeno volcánico y determinante, en consecuencia, para la protección de las poblaciones cercanas, en el marco de una alerta temprana.

Los primeros estudios científicos en la vigilancia del volcán Misti de fechas relativamente recientes (Ramos, 2000) demostraron que este volcán se caracteriza por presentar una actividad micro-sísmica permanente asociado a la presencia de un sistema hidrotermal importante generando emisiones diarias de fumarolas de diversos volúmenes, presencia de fuentes termales en sus proximidades, etc.

El Misti junto a otros volcanes en el mundo, está considerado entre los cuatro volcanes más peligrosos del mundo y el primero en el Perú principalmente por su cercanía con la población de Arequipa (Fig. 1.1), pues el cráter se encuentra a 17 Km al centro de la ciudad, y también por su permanente actividad. En este contexto, se comprende que estudiar al Misti con respecto a otros volcanes en la región sur del Perú, debe ser una prioridad.



**Figura 1.1.-** Vista panorámica del volcán Misti y la ciudad de Arequipa, vista desde el distrito de Sachaca (Foto: R. Centeno).

## 1.2 LA SISMOLOGÍA Y SU APLICACIÓN AL ESTUDIO DE VOLCANES

La sismología volcánica es un campo de la vulcanología, en la cual se emplean metodologías o técnicas sismológicas convencionales para ayudar a estudiar y comprender las condiciones físicas y procesos dinámicos de los edificios volcánicos, así como los sistemas de fluidos volcánicos (magma, gas, vapor de agua). La sismología volcánica contribuye al pronóstico de iniciación y cese de una eventual crisis eruptiva.

En la actualidad el monitoreo sismo-volcánico ha sido de gran utilidad para obtener información estadística sobre la sismicidad de un volcán e identificar potenciales precursores de una crisis volcánica. Claros ejemplos de ello son el incremento de la actividad sísmica en Mount St. Helens dos meses antes de la explosión que tuvo lugar el 18 de mayo de 1980, un enjambre de 4000 eventos de periodo largo (LP) con una duración de 23 horas bajo el cráter del volcán Redoubt, en Alaska, el 14 de diciembre de 1989 o el incremento en la sismicidad del volcán Pinatubo, en Filipinas, que culminó con la explosión más grande registrada hasta entonces el 15 de Junio de 1991 (McNutt, 1996). En el Perú, durante la reciente erupción del volcán Ubinas (2006-2009) la sismología volcánica pudo en evidencia la ocurrencia de sismos LP y su incremento considerable pocas horas antes de las explosiones (Traversa et al, 2011; Machacca, 2012).

## 1.3 SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

### 1.3.1 Ubicación

El volcán Misti se emplaza al borde oeste de la cordillera occidental del sur del Perú y forma parte de la zona volcánica de los andes centrales (ZVC) (De Silva et al, 1991). Políticamente está ubicado en la región, provincia y departamento de Arequipa, a 17 Km al NNE de la ciudad de Arequipa (plaza de Armas), a orillas de la cuenca del río Chili y es parte además de la Reserva Nacional de Salinas y

Aguada Blanca; poseedora de gran biodiversidad y ecosistemas concentrados en los alrededores del edificio volcánico (Fig. 1.2).

El Misti es un estrato volcán de cono cuasi perfecto con un volumen de 50 km<sup>3</sup> (De Silva et al, 1991) y se eleva a 5822 msnm, observándose así una diferencia de 3500m de desnivel entre la cumbre del volcán y el área metropolitana de la ciudad de Arequipa (2330 msnm.). La ciudad de Arequipa está compuesta por 19 municipios e incluye una población de 821.692 habitantes y un área de 3000 km<sup>2</sup> (INEI-XI Censo nacional, 2007), es la segunda ciudad más importante del Perú por su población, y su aporte económico al país.

### **1.3.2 Accesibilidad**

Para ascender al Misti normalmente se hace en dos días y existen varios caminos, pero la ruta hacia el flanco SW es la comúnmente usada, cuyo primer destino es la zona denominada “Los Pastores” (3600 msnm) situada en la base del volcán. Es desde este punto donde se inicia el ascenso propiamente dicho, pasando por el “Cerro Cortaderas” hasta llegar a la zona conocida como “Nido de Águilas” (4700 msnm) donde se acampa y pernocta hasta la madrugada del día siguiente. Hasta aquí el ascenso toma un promedio de cinco horas. El segundo día de ascenso se inicia por lo general muy temprano. Se debe seguir el sendero existente, que lleva directamente a la cima. Este ascenso toma aproximadamente cinco a seis horas, de modo que se llega hacia el mediodía.

## **1.4 OBJETIVOS**

General:

Comprender la dinámica, estado y evolución del sistema volcánico activo del volcán Misti, para el periodo 2005 a 2008.

Específicos:

- I. Detectar e identificar las señales sismo-volcánicas del Misti.
- II. Definir clases de eventos, usando siempre un mismo criterio de detección y clasificación utilizando una misma estación sísmica de referencia.
- III. Determinar los parámetros fuente como: la evolución espacio temporal, su cuantificación energética, su ubicación en el espacio y tratar de comprender su mecanismo fuente u origen.

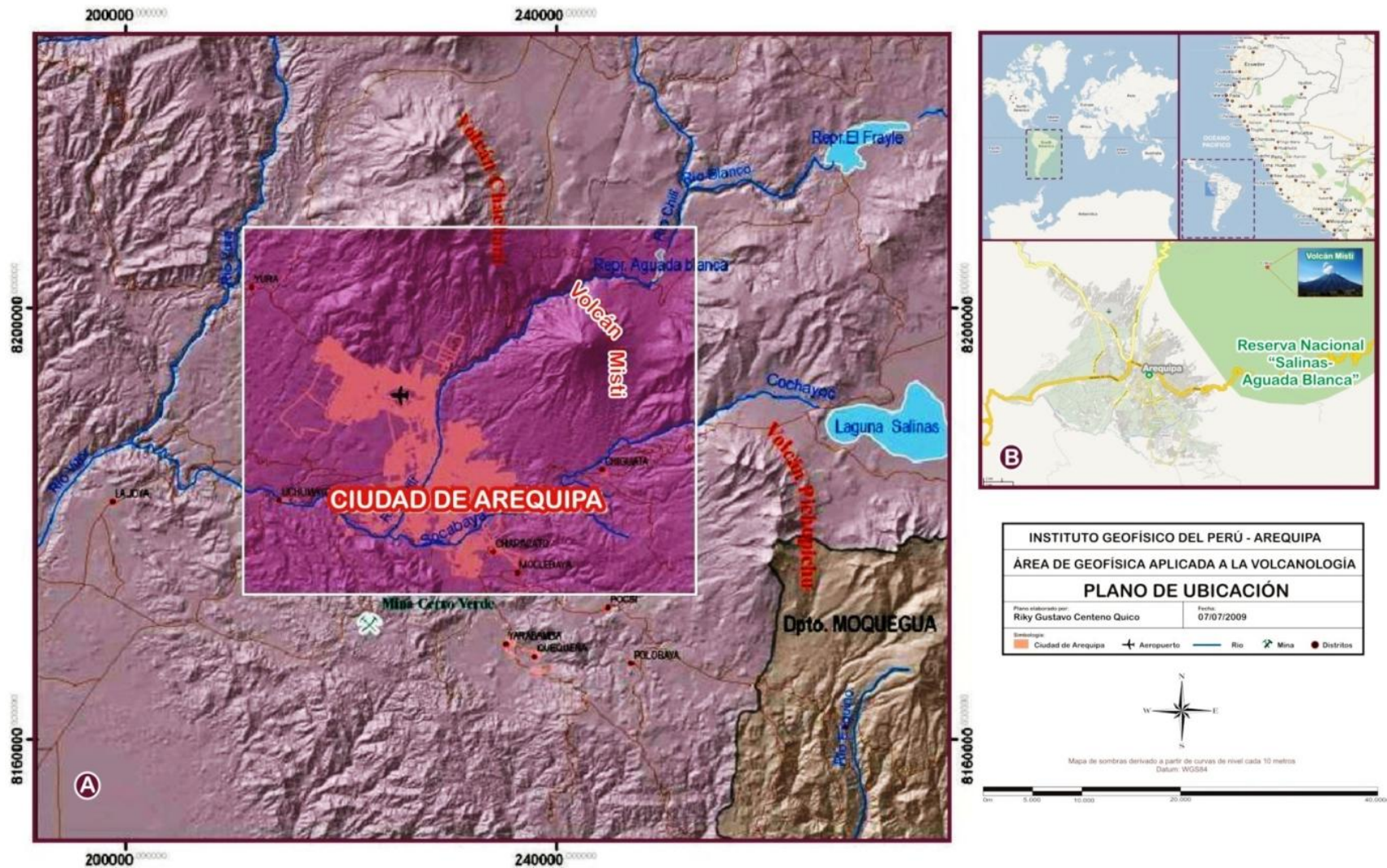


Figura 1.2.- Mapa de ubicación a) dentro del área de estudio y a) su ubicación en relación a la reserva nacional "Salinas y Aguada Blanca".



## 1.5 ESTUDIOS ANTERIORES

Los trabajos de investigación relacionados al volcán Misti, han tocado temas relacionados con Geología, Geofísica y Geoquímica. Así, L. Macedo (1994), hace un primer estudio de reconocimiento geológico del volcán Misti, levantando algunas columnas estratigráficas y reconocimiento de productos volcánicos que se observan en las diferentes quebradas de la parte baja, próximas a la ciudad.

En 1994, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) implementa un programa de investigación y evaluación del riesgo volcánico, dentro de la prevención de desastres naturales, contando con el apoyo del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia y el instituto di Geochimica dei fluidi(IGF) de Italia. Desde entonces, numerosos estudios geológicos sobre volcanes del sur del Perú han sido publicados. Así, referentes al volcán Misti tenemos:

- ❖ Macedo L. (1994) hace un primer estudio de reconocimiento geológico del volcán Misti, levantando algunas columnas estratigráficas y reconociendo los productos volcánicos que se observan en las diferentes quebradas de la parte baja, próximas a la ciudad.
- ❖ Legros F. (1994) luego de estudiar la estratigrafía (20 columnas levantadas), morfo estructura (análisis de fotos aéreas) y petrografía del volcán Misti, presenta una evaluación de riesgos eruptivos.
- ❖ Suni J. (1999) y Navarro P. (2000) en una tesis de grado profesional, publican resultados de amplios estudios estratigráficos, mapas geológicos a escala 1:50000 y un mapa de amenazas volcánicas del volcán Misti.
- ❖ Thouret et al (2001), hace un trabajo completo de la geología y tefro estratigrafía del volcán Misti y sus alrededores, e incluye numerosas dataciones radiométricas como sustento. Así mismo obtiene secciones estratigráficas y mapas de peligro volcánico en base a la erupciones de 2300-2050 AC y 1440-1470 DC.
- ❖ Ramos D. (2000) y Finizola et al (2004), hacen un trabajo aplicando el método geofísico de potencial espontáneo, obteniéndose información relacionada a la estructura interna del volcán Misti. La distribución espacial de los datos de PE a nivel del todo el cono volcánico permitió conocer el área de influencia desde un sistema hidrotermal y la alta densidad espacial en la toma de medidas puso en evidencia algunas heterogeneidades presentes en el cono volcánico.
- ❖ Cruz V et al (2004), muestra resultados del monitoreo geoquímico de la fuente termal Charcani V realizado entre 1998-2002. Este estudio muestra una variación de los parámetros físico químicos (T°, pH, Concentraciones de iones cloruro y sulfato) del agua de esta fuente termal a mediados del 2001, variación aludida al terremoto ocurrido el 23 de junio del 2001.
- ❖ Llerena P. (2005), muestra resultados de la campaña de monitoreo sísmico del mes de octubre del año 2001, a partir de una red sísmica temporal compuesta por 8 estaciones ubicados estratégicamente alrededor del volcán Misti. Se realiza una clasificación de la actividad sísmica

registrada y localización de los eventos comparándolos con los eventos de las campañas sísmicas de los años 1998 y 2000.

- ❏ Masías P. (2007), obtiene una caracterización de aguas de 17 fuentes termales de aguas calientes y frías relacionadas al sistema hidrotermal del volcán Misti. En este estudio se registra parámetros físico-químicos como: temperatura, pH y conductividad. Según el autor probablemente las fuentes de Jesús, la Bedoya, Charcani V, Tingo, Umaluso, Chilina Norte y Sur, Zemanat, Puente de Fierro, calle Cuzco, Ojo del Milagro, Sabandia, Yumina y Agua Salada, tienen mayor asociación con fluidos magmáticos del Misti.
- ❏ Cacya L. & Mamani M. (2009), presenta las variaciones geoquímicas de los depósitos del Misti y las características de sus concentraciones en U-Th que resultan de la interacción cortical profunda y una interacción cortical somera. Hacen referencia a previos estudios mineralógicos de Ruprecht y Wörner (2007) y petrogenéticos de Legrende (1999), y señalan que la profundidad del reservorio magmático actual del Misti se hallaría a 6 km de profundidad.



# Capítulo 2 Contexto geológico

## 2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO Y VOLCANOLÓGICO

La actividad volcánica en el sur del Perú se halla ligada al proceso de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa de Sudamérica (Fig. 2.2). Este proceso se inició durante el Triásico, con la formación de un arco volcánico a lo largo de la Cordillera Occidental. Posteriormente, durante el Eoceno tuvo lugar una intensa actividad volcánica, debido a la subducción de tipo normal (Isacks, 1988).

La corteza de la zona central de los Andes sufrió engrosamiento y levantamiento importantes durante el Mioceno inferior a medio (Isacks, 1988). El levantamiento se habría iniciado hace 21 Ma (Lahsen, 1982) y acelerado hace 15 Ma (Benjamin, 1987). Estos datos concuerdan temporalmente con lo sostenido por Sébrier y Soler (1991), en el sentido de que del Oligoceno al Plio-Pleistoceno se produce un incremento de la actividad volcánica, que estaría relacionada al aumento de la velocidad de convergencia de las placas, seguido por una disminución del vulcanismo en el tiempo geológico histórico. Cabe destacar un importante vulcanismo ignimbrítico en el sur del Perú y norte de Chile en el Mioceno superior (13 Ma).

La Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes (Fig. 2.1b), abarca una extensa área comprendida entre 15° S (sur del Perú), y 27.5° S (norte de Chile), donde el vulcanismo reciente se halla activo desde el Mioceno (De Silva et al, 1991).

Actualmente, en los Andes centrales el ángulo de subducción es marcadamente variable; así, en el norte y centro del Perú (Fig. 2.3a), con ausencia de vulcanismo holocénico activo, el ángulo de subducción es sub-horizontal (alrededor de 10°); mientras que en la zona sur del Perú y norte de Chile (Fig. 2.3b), con vulcanismo holocénico activo, el ángulo va de 20° a 30° (Barazangi y Isacks, 1976).

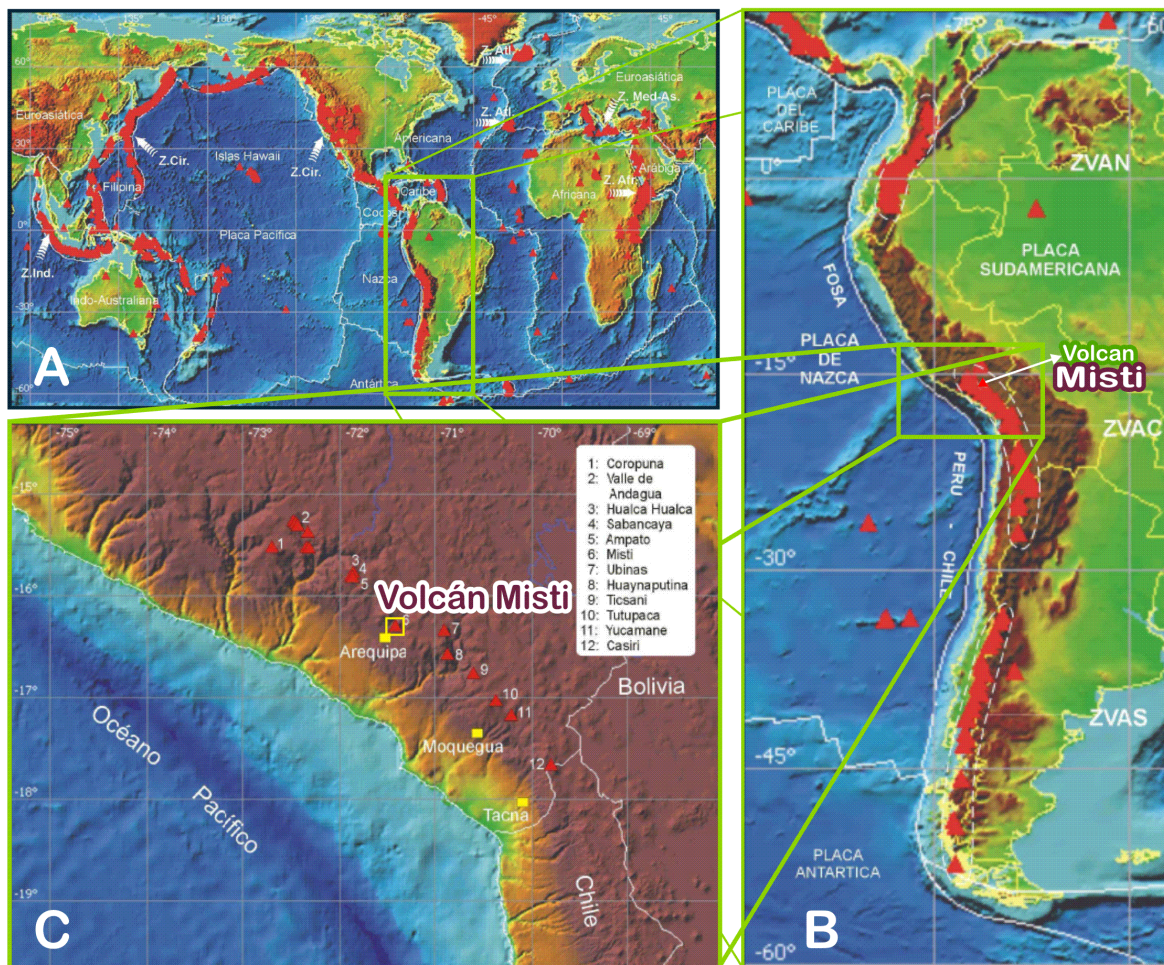
Otro factor importante que favorecería el vulcanismo en Sudamérica, sería la presencia de sedimentos arrastrados con la placa oceánica hacia zonas profundas (tope de la placa de Nazca). Dichos sedimentos liberan agua debido al incremento de temperatura a gran profundidad (75 a 90Km). Los fluidos liberados, reducen el punto de fusión de varios componentes y actúan como catalizadores para el metasomatismo y la fusión parcial del manto (Wörner, 1993) (Fig. 2.2).

En el sur peruano existen aproximadamente 12 volcanes, entre activos y potencialmente activos, emplazados durante el Plio-cuaternario, entre los que se distinguen: Misti, Ubinas, Huaynaputina,

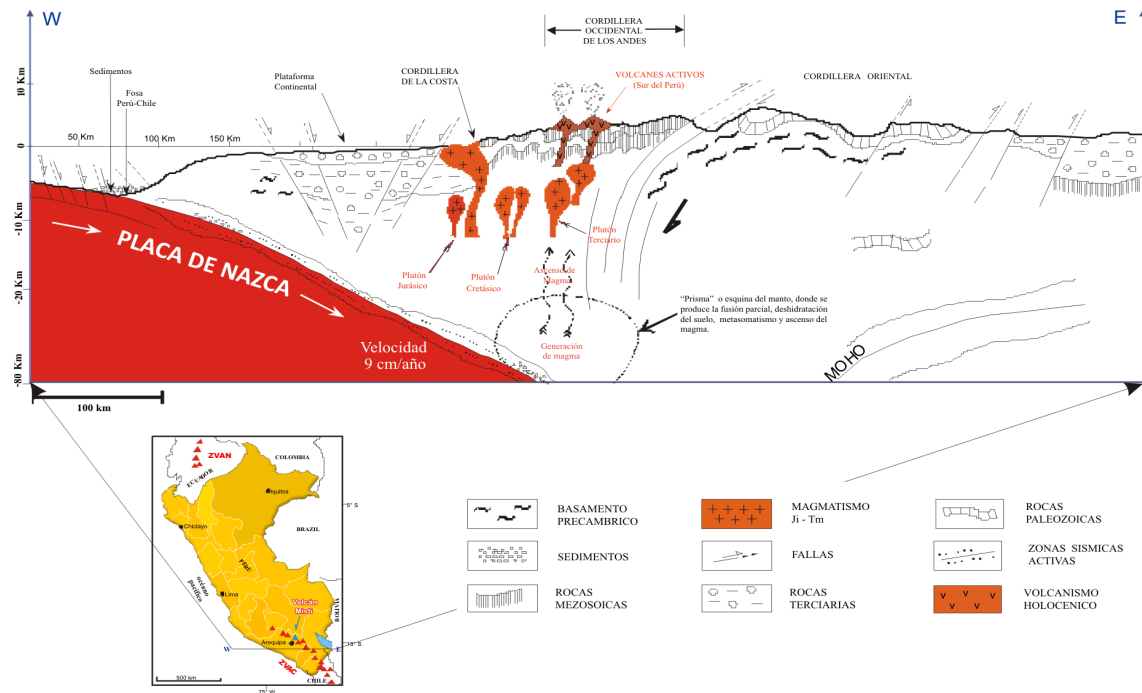
Sabancaya, Coropuna, Casiri, Ampato, , Solimana, Ticsani, Tutupaca, Yucamane (Fig. 2.1c). Además se distinguen aproximadamente 28 conos monogenéticos dentro de los valles de Andahua, Huambo y Sora emplazados durante el Pleistoceno y Holoceno. Estos volcanes forman parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC) y son ligados al proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental de América del Sur (Fig. 2.1b).

La mayoría de estos volcanes han presentado actividad eruptiva durante los últimos 14000 años lo que explica que actualmente sobre sus conos se observen depósitos frescos, como flujos de lavas (Sabancaya, Coropuna) y depósitos piroclásticos (Misti, Ubinas, Ticsani, Ampato) que yacen en sus inmediaciones, y el más actual tenemos el volcán Ubinas en proceso eruptivo.

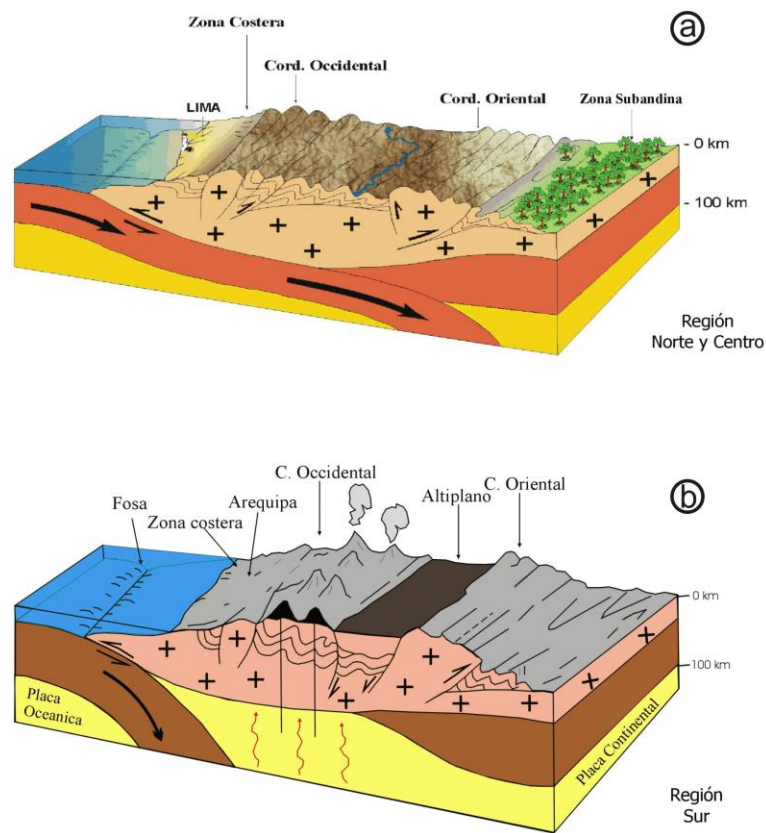
En la ZVC, la fosa Chile-Perú es relativamente profunda (~7000 m) y posee muy poca cantidad de sedimentos (Thornburg y Kulm, 1987); la corteza continental alcanza espesores de 50 a 70 km (James, 1982); la dirección de convergencia de la Placa de Nazca es N80°E y su velocidad de convergencia es 5-6 cm/año (Sébrier y Soler, 1991). La corteza superior está conformada principalmente por rocas precámbricas, intrusivos del Paleozoico, lavas del Paleozoico Superior, rocas sedimentarias marinas mesozoicas y sedimentos continentales del Cretácico.



**Figura 2.1.-** a). Principales placas tectónicas y la distribución de las cadenas volcánicas en el mundo. b) Distribución de las principales cadenas volcánicas sobre la cordillera occidental de Sudamérica. c) Principales volcanes del sur del Perú, según De Silva & Francis, 1991, Simkim & Siebert, 1994 y el Volcán Misti en el recuadro amarillo.



**Figura 2.2.-** Sección simplificada del borde occidental de Sudamérica en el sector Perú-Chile, mostrando la Cordillera de los Andes, el volcanismo holocénico y su relación con la subducción de la placa de Nazca. La posición de los plutones, corresponden a la progresión de las zonas de fusión parcial de oeste a este, conforme evoluciona la subducción (Compilado y modificado de Janjou-Bourgois, 1982 y Wörner, 1991).



**Figura 2.3.-** Esquema de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana y resumen general de la geodinámica de la tierra. a) Subducción del tipo sub.-horizontal en el centro y Norte del Perú. b) Subducción normal en el sur del Perú y norte de Chile (Tomado de Mattauer et al, 1989).



Los magmas que emite el volcán Misti son generados por la fusión del manto, debido a la deshidratación de la placa de Nazca que subduce el continente sudamericano. Estos magmas primitivos son contaminados durante su ascenso hacia la superficie en un tramo de aproximadamente 70 km (Rivera M., 2008), tal y como se muestra en las figuras 2.2.

**Tabla 2.1.-** Resumen de la evolución tectónica de los Andes Centrales durante el Cenozoico, segmento sur del Perú y su relación con el vulcanismo según varios autores. Palacios (1995) identificó una fase tectónica "inca" y 3 fases "quechuas", mientras que Mégard (1987) y Sebrier-Soler (1991) identifica una fase "inca" y 4 fases "quechuas" compresivas. Existe cierto consenso: durante el Eoceno y el Mioceno-Plioceno, la intensa actividad volcánica explosiva está asociada a las fases o períodos de fuerte deformación de la corteza causada por la aceleración de la velocidad de convergencia.

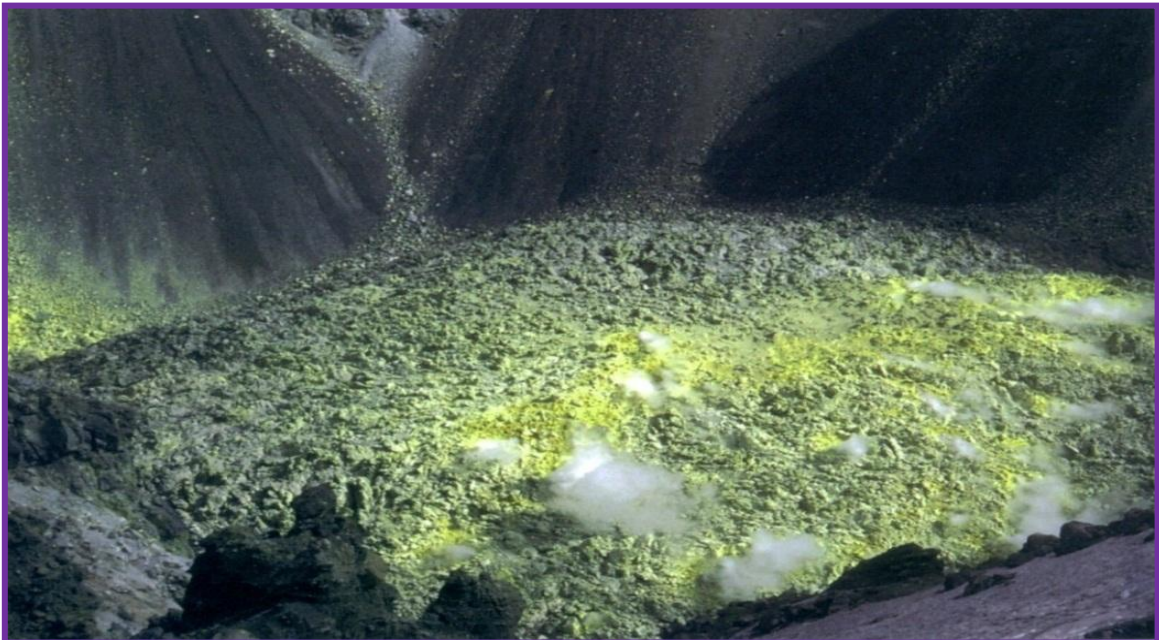
EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y VOLCÁNICA DE LOS ANDES CENTRALES DURANTE EL CENOZOICO (Segmento Sur del Perú)						
ERA	SISTEMA/SERIE	Según PALACIOS, 1995	Según MÉGARD (1987) y SEBRIER & SOLER (1991)	Otros		
Cenozoico	CUATERNARIO	HOLOCENO		Fallas normales NW-SE (estructuras grandes) E - W (estructuras menores)	Incremento del ángulo de subducción de la placa de Nazca y vulcanismo moderado. Levantamiento del altiplano y adelgazamiento de la corteza por erosión. (Isacks, 1988)	
		10 000 años	Vulcanismo restringido con formación de estratovolcanes			
	PLEISTOCENO					
			1.6 - 1.8 Ma			
	Terciario	NEOGENO	PLIOCENO		N4 1.8 Ma	Vulcanismo andesítico (Gpo. Barroso)
			5.3 Ma	Fase Quechua 3 (6-7 Ma) - Fuerte levantamiento de los Andes hasta 4000 msnm. - Vulcanismo andesítico con formación de estrato-conos.	N3 7.2 Ma	
		MIOCENO			N2' 10 Ma	Intenso vulcanismo ignimbrítico e incremento del espesor de la corteza. (De Silva, 1989)
		23 Ma	Fase Quechua 2 (10-9 Ma) - Levantamiento y fallamiento. - Intenso vulcanismo explosivo (ignimbrítico).	N2 15 Ma		
	PALEOGENO	OLIGOCENO			N1 30 Ma	15 Ma, aceleración del levantamiento. (Lahsen, 1982)
		36.5 Ma				Importante engrosamiento y levantamiento de la corteza. (Benjamin, 1987).
	EOCENO				21 Ma, inicio del levantamiento. (Benjamin, 1987)	
	53 Ma	Fase Inca - Esfuerzos compresivos moderados. - Fallamiento inverso y plegamiento. - Vulcanismo generalizado en la Cordillera Occidental. - 2da Deformación del Ciclo Andino (según Steinmann, 1929)		Discordancia	Subducción normal (30°) engendró importante actividad volcánica. (Isacks, 1988).	

## 2.2 GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN MISTI

### 2.2.1 Geología

El Misti es un edificio volcánico gigante de composición andesítica riolítica, con cerca de 3500 m de diferencia entre la cumbre (5822m.s.n.m) y su base (Arequipa a 2330m.s.n.m.). Tiene la forma de un cono simétrico de 8 km. de diámetro en su base y presenta dos cráteres concéntricos en su cima: el cráter externo tiene un diámetro de aproximadamente 950 m. y anida al cráter interno de aproximadamente 550 m. de diámetro. El volumen que encierra este cono es de 50 km<sup>3</sup> aproximadamente; presenta un "domo tapón" andesítico donde tiene lugar una persistente actividad fumarólica (Fig. 2.4).

El Misti es considerado como el edificio volcánico más reciente de un grupo de volcanes pleistocénicos en la vecindad de Arequipa, como los son el dormido o inactivo volcán compuesto Chachani, y el extinto volcán compuesto Pichu-Pichu, localizados a 15km. al NW y 20 km. al SE del centro de la ciudad de Arequipa respectivamente. Se ubica en la intersección de dos alineamientos volcano-tectónicos de orientación NW-SE y NE y SW. El primer alineamiento forma la frontera entre el altiplano y la depresión de Arequipa y está formado por estructuras inestables antiguas en la dirección andina, en esta orientación están alineados los volcanes compuestos Chachani y Pichu-Pichu. El segundo alineamiento corresponde a la prolongación del borde topográfico meridional de la caldera Chachani y está formado por estructuras de colapso que forma bloques basculares. La actividad actual se manifiesta por las emisiones de fumarolas desde el "domo tapón" situado dentro de la caldera de la cumbre (Thouret et al., 1999)



**Figura 2.4.-** Domo tapón del volcán Misti (fuente: IGP).



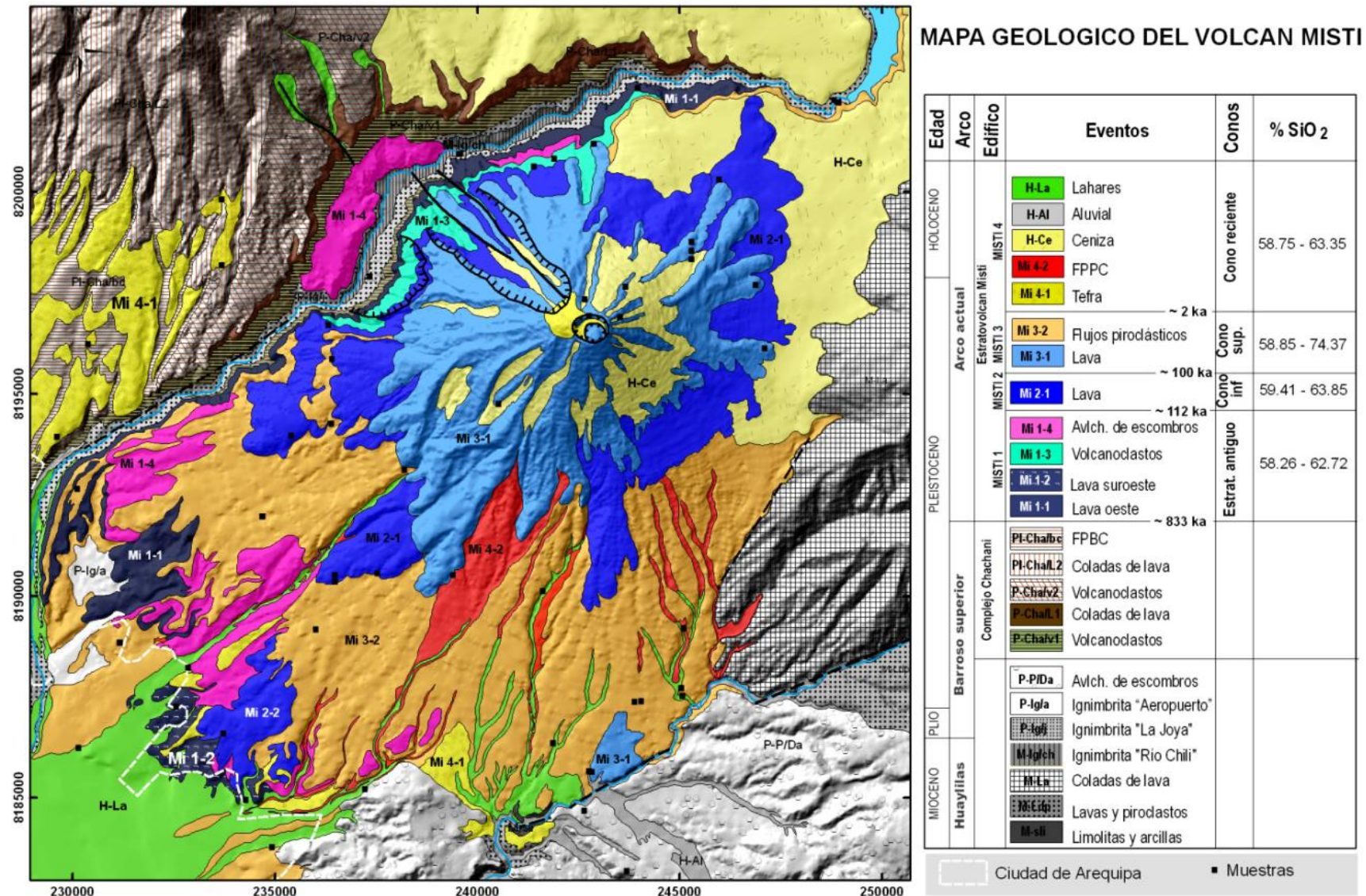


Figura 2.5.- Mapa geológica del volcán Misti (Cacya, 2009).



### 2.2.2 Estratigrafía

Las variaciones verticales cerca al volcán Misti consisten en litologías desconocidas de la corteza inferior. La corteza media está identificada por algunos afloramientos del basamento metamórfico, volcánicos del Cenozoico, rocas volcano-clásticas, sedimentos originados de estos, y sus equivalentes intrusivos a profundidad. A continuación se hace una descripción de estas posibles unidades que infra yacen al volcán Misti (Cacya, 2009).

*El gneis Charcani (Proterozoico)*, aflora en el valle del río Chili cerca de la segunda estación hidroeléctrica de Charcani. Resultados de análisis radiométricos con isótopos de Rb/Sr dieron una edad de  $1012 \pm 52$  M a (James et al., 1976).

*El Grupo Yura (Jurásico)*, aflora en los alrededores cercanos al volcán. Se reconocen las formaciones Puente, Cachíos, Labra, Gramadal y Hualhuani del Jurásico superior y Cretácico temprano alcanzando espesores entre 2,000 y 3,500 m que están conformados por una intercalación de Areniscas, lutitas, cuarcitas y calizas (Jenks, 1963 y Guevara, 1969).

*La Formación Huaylillas (24 a 10 Ma)*, caracterizado por limolitas y arcillas blancas estratificadas que afloran limitadamente cerca al puente de Chiguata. También está presente una secuencia volcánica de lavas y coladas piroclásticas a la margen izquierda del río Andamayo. Posteriormente, al este del volcán Misti se emplazó un extenso paquete de lavas andesíticas. Finalmente está presente una capa de más de 50 metros de espesor de ignimbrita rica en cristales denominada “Río Chili”, datada en biotita por  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  en  $13.19 \pm 0.09$  Ma (Paquerau et al., 2005) y contiene plagioclasas, anfíboles, biotitas, cuarzo, y óxidos.

*La Formación Barroso Inferior (10 a 3 Ma)*, está conformada por la capa de ignimbrita “La Joya” (en la base), la que presenta disyunción columnar, tiene un espesor mayor a 5m, los minerales comunes son plagioclasas, sanidina, cuarzo, biotitas. Las dataciones por  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  en sanidina indican  $4.89 \pm 0.02$  y  $1.78 \pm 0.021$  Ma (Paquerau et al., 2005). Sobre yaciendo a estas unidades de ignimbrita se emplazó el depósito de avalancha de escombros proveniente del complejo volcánico Pichupichu.

*La Formación Barroso Superior (3 a 1 Ma)*, está representada por la ignimbrita “Aeropuerto de Arequipa” que presenta dos capas (blanco columnar y rosada masiva) con espesores mayores a 5 m, contiene minerales de plagioclasa, biotita, óxidos, cuarzo, sanidina; y tienen una edad de  $1.65 \pm 0.04$  M a. (Paquerau et al., 2005). Durante este tiempo se desarrolló el complejo volcánico Chachani que está compuesto por varios estratovolcanes y domos con secuencias lávicas de composición química variable desde andesita basáltica a dacita, así como por depósitos volcano-clásticos que se ubica en la margen derecha del río Chili.

A continuación se hace una breve descripción de los edificios volcánicos, así como se presenta un mapa geológico que ha sido tomado y modificado de Cacya (2009) y su respectiva columna estratigráfica (Fig. 2.7).

El volcán Misti ha sido construido durante 4 etapas que corresponde a 4 edificios volcánicos (Fig. 2.6) por encima del sedimento volcano-clástico denominado “Pre-Misti”, que sobreyace en discordancia a ignimbritas riodacíticas inconsolidadas, denominadas ‘sillares’ (Barker, 1996). Cada una de estas etapas tuvo varios eventos de emisión de depósitos volcánicos. En base al mapa geológico actualizado (Fig. 2.5) se describen las cuatro etapas eruptivas denominadas Mi1, Mi2, Mi3 y Mi4, siendo estos los que formaron el actual estratovolcán del Misti (Cacya, 2009).

### 2.2.2.1 Los depósitos pre-Misti

En estos depósitos se agrupan una secuencia de ignimbritas riodacíticas no soldadas distribuidas de forma intercalada con depósitos fluviales re-trabajados, que pueden ser observados desde el cañón del río Chili, en el flanco Oeste del volcán. Las ignimbritas de la base tienen un espesor aproximado de 300m en el cañón del río Chili y fueron emplazadas hace 13.8 a 13.1MA (millones de años) aproximadamente. De esta secuencia las ignimbritas riodacíticas (conocidas como sillares) son consideradas las más recientes y tendrían una edad de 2.4 MA.

### 2.2.2.2 Edificio 1 (Mi1)

Se trata del primer edificio volcánico y por lo tanto marca el inicio de la actividad eruptiva del volcán Misti. Aquí se han identificado 4 eventos: Mi1-1, Mi1-2, Mi1-3 y Mi1-4. Este edificio está constituido por una secuencia mixta de depósitos que varían entre flujos de lava, volcano-clastos y avalancha de escombros. Según dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se le asigna un periodo entre ~833 y ~112 ka, para la construcción de este Edificio 1 (Thouret et al., 2001).

El Evento Mi1-1 está determinado por flujos de lava de composición traquiandesítica que afloran en el flanco oeste del volcán, a una altura de 2800 msnm, a lo largo de la margen izquierda del río Chili, cerca de la Hidroeléctrica Charcani I. Una muestra procedente de estos afloramientos y que constituye la base del Misti 1, ha sido datada en roca total por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dando una edad de  $833 \pm 6$  ka (Thouret et al., 2001) al suroeste del volcán, cerca al distrito de Miraflores.

El Evento Mi1-3 está caracterizado por secuencias de ignimbritas de acumulación variada que se ven en el flanco oeste del volcán, donde tienen aproximadamente 100 m de espesor.

El Evento Mi1-4 está determinado por depósitos de avalancha de escombros cuyo espesor es de aproximadamente 50 m. Estos depósitos parecen haber recorrido hasta 12 km, llegando hasta lo que hoy es conocido como el Reservorio de Agua de la Urb. Independencia. Los depósitos de avalancha están compuestos por fragmentos mixtos de bloques de tamaño variable contenidos en una matriz arenosa. Actualmente se encuentran formando colinas en el flanco sur y sur oeste del volcán (Cacya, 2009).

### 2.2.2.3 Edificio 2 (Mi2)

Este edificio se ha formado en relación a una amplia actividad efusiva y muy poca extrusiva que emitió abundante lava, de tal forma que se reconstruye la estructura cónica, después del colapso que

emplazó los depósitos de avalancha de escombros del evento Mi1-4. Esta corta etapa se desarrolló en dos periodos, Mi2-1 y Mi2-2, entre ~112 y ~100 ka (Thouret et al., 2001).

El Evento Mi2-1 corresponde a flujos de lava andesítica que afloran alrededor del cono volcánico entre 2500 y 3700 msnm, siendo uno de sus afloramientos el conocido Cerro Pacheco. Thouret et al. (2001) publicó una edad, roca total de  $112 \pm 6$  ka, que corresponde a la base del Misti 2 y por consiguiente indica la edad de este evento.

El Evento Mi2-2 caracterizado por lavas traquiandesíticas en bloques, está cubierta por potentes flujos de ignimbritas en la planicie sur oeste del cráter (Cacya, 2009).

#### 2.2.2.4 Edificio 3 (Mi3)

Los depósitos de este edificio ocupan gran parte y son visibles alrededor del volcán. Están formados por una secuencia de flujos de lava, tefras e ignimbritas que indican el inicio de la actividad efusiva que luego pasa a explosiva. En base a la posición estratigráfica, se asume que este edificio se habría construido entre ~100 y ~16 ka, debido a la actividad de 3 eventos principales Mi3-1, Mi3-2, y Mi3-3.

El Evento Mi3-1 está definido por flujos de lava traquiandesítica que afloran alrededor del cono superior del edificio, sobre los 4000 msnm, formando claras estructuras de flujo. Thouret et al. (2001) publica dos edades en roca total de  $98 \pm 3$  ka y  $70 \pm 3$  ka, indicando la edad del evento.

El Evento Mi3-2 está caracterizado por un paquete de capas de lapilli pómez, compuesto de al menos 3 depósitos de composición dacítica y riolítica. En la parte inferior, el depósito “Fibroso 1” (plagioclasa - biotita), donde uno de sus afloramientos se encuentra al ingreso del poblado de Chiguata, tienen una edad entre 33 y 34 ka (Thouret et al, 2001).

El Evento Mi3-3 está determinado por una secuencia de flujos de escoria, pómez y bloques de composición andesítica y traquiandesítica, con intercalaciones de capas de caída de lapilli pómez. Están emplazados en todo el flanco inferior sur del volcán, formando una morfología plana de suave pendiente. Se ha definido una secuencia de flujos de escorias de composición andesítica a traquiandesítica con matriz de ceniza que aflora en la represa de Aguada Blanca y que se le atribuye a un evento denominado Mi3-3a cuya posición estratigráfica, respecto a los depósitos del evento anterior, no está bien definida (Cacya, 2009).

#### 2.2.2.5 Edificio 4 (Mi4)

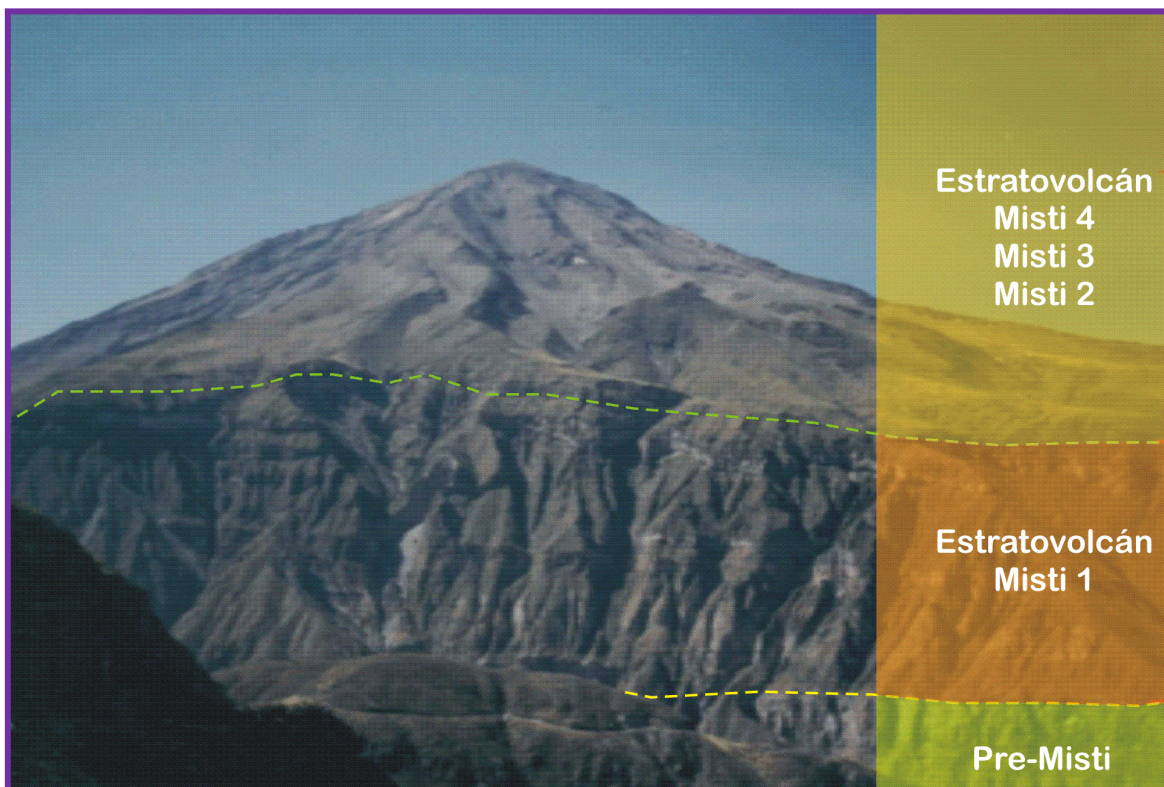
El Edificio 4 representa la última etapa eruptiva y que le dio la forma actual a la estructura cónica del volcán Misti. Las erupciones explosivas formaron secuencias de más de 15 depósitos, constituidas por capas de lapilli pómez, ceniza e ignimbritas, tanto en las zonas proximales y distales al cráter. Se estima que este edificio se habría construido entre ~16 ka y el siglo XV, con 2 eventos principales Mi4-1, Mi4-2, y dos eventos menores, que son las Cenizas del Siglo XV y el domo actual (Cacya, 2009).

El Evento Mi4-1 definido por secuencias de al menos 14 depósitos de caída piroclástica de lapilli pómez de composición andesítica y traquiandesítica, intercalados con capas de ceniza, que se estima se formaron entre 20 y 2 ka. Los depósitos denominados “Autopista”, “Sandwich” y otros caracterizan este evento.

El Evento Mi4-2 está determinado por depósito de flujo piroclástico de la última erupción importante del volcán Misti, que se formó entre 2.3 y 2 ka (Thouret et al., 2001). Estos depósitos afloran en las quebradas de los flancos sureste, sur y suroeste, y hasta 13 km distantes del cráter. Son muy comunes las pómez con bandeamiento (Cacya, 2009).

La Ceniza del Siglo XV conocida también como “Ceniza Pachacutec”, es una capa histórica de composición andesítica, de color gris que cubre gran parte del flanco norte del volcán y fue bien estudiada por Navarro (2000).

El Domo actual es el tapón de chimenea que se localiza en el cráter a 5591 msnm, tiene un diámetro de ~157 m y ~200m de profundidad. Se trata de una lava de composición andesítica (Fig. 2.4).



**Figura 2.6.-** Vista del flanco NW del Misti: depósitos Pre-Misti, Misti 1 y Misti 2,3 y 4.



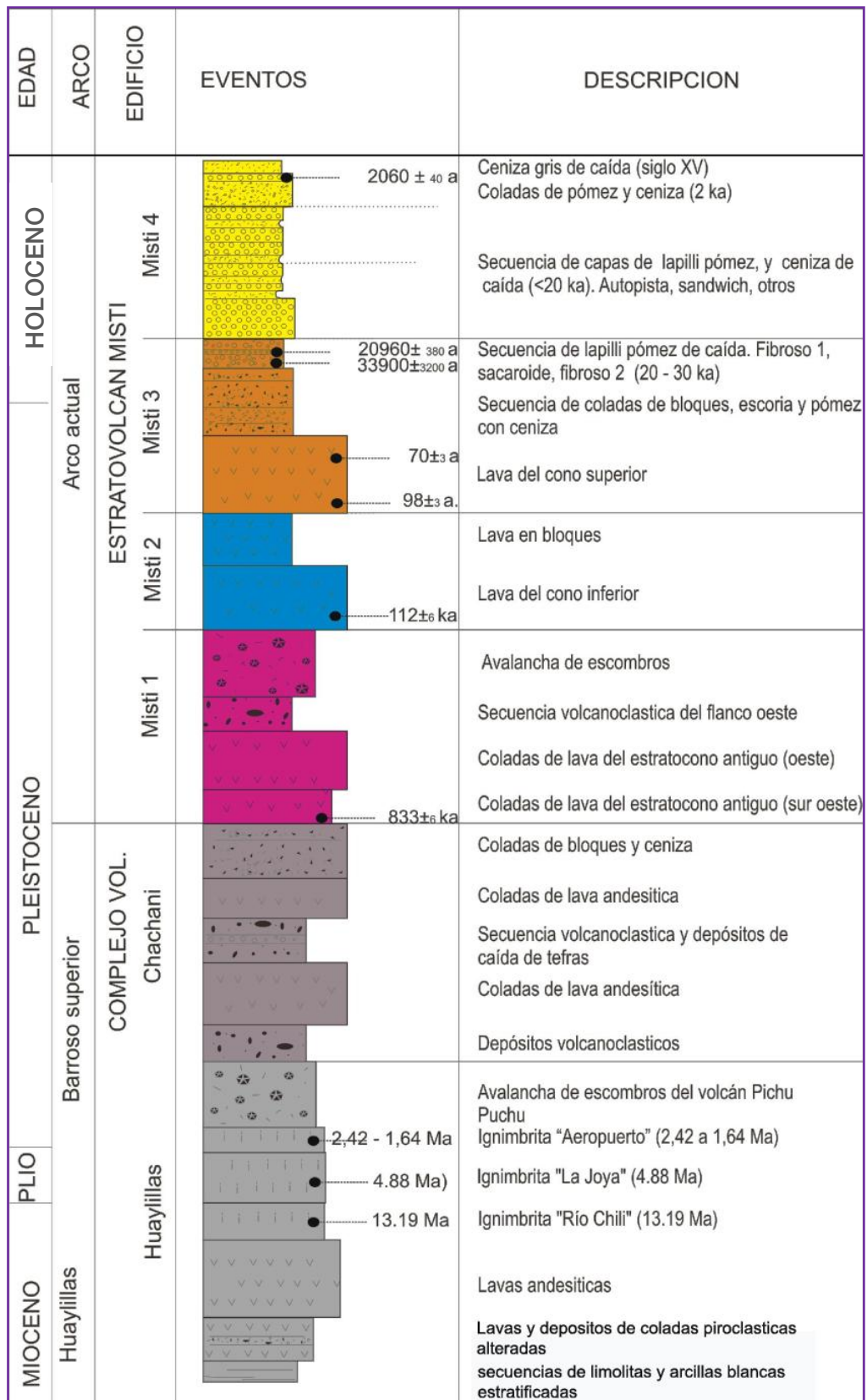


Figura 2.7.- Columna estratigráfica de los depósitos del volcán Misti (Pre-Misti, Misti 1, Misti 2, 3 y 4) (Cacya, 2009).

## 2.3 LAS ERUPCIONES DE LOS ÚLTIMOS 2500 AÑOS

Estudios científicos recientes de carácter geológico realizados en el Misti señala que este volcán tiene dos ciclos de recurrencia, erupciones sub-plinianas (erupciones mayores) que se suscitan cada 2000 a 2500 años y erupciones de menor intensidad que se suscitan cada 500 años en promedio. La última erupción de este volcán ocurrió hace 2050 años, la cual generó productos que alcanzaron parte de las inmediaciones donde se encuentra la ciudad de Arequipa, mientras que la última menor erupción ocurrió entre los años 1440 -70.

Thouret et al. (2001), señala que el último episodio eruptivo subpliniano fue hace aproximadamente 2300-2,050 años BP (antes del presente). Los depósitos de flujo y caída de pómez producto de esa erupción se extendieron a lo largo de 25 kilómetros al SW en dirección de la ciudad de Arequipa, movilizándose por las quebradas Agua Salada y San Lázaro. El grosor de este depósito fue de 30 cm aproximadamente.

Rivera M. (2008) señala que las erupciones ocurridas durante los últimos 11,000 años fueron de naturaleza explosiva moderada, cuyos productos son de composición andesítica que han evolucionado principalmente por procesos de cristalización fraccionada.

En la tabla 2.2 existe información sobre el registro de la actividad volcánica en el Misti después de la llegada de los españoles, pero probablemente solo corresponden a episodios de incremento de la actividad fumarólica. Tales eventos serían los siguientes 1542, 1599, Agosto 1826, Agosto 1830 y 1831, Setiembre 1869 y Marzo de 1870 (Hanke y Parodi, 1966; Simkin y Siebert, 1994). Hay también, no obstante, el registro de posibles eventos más importantes (eventos freáticos) ocurridos el 2 de Mayo 1677, el 9 de Julio 1784, y el 28 de Julio y 10 de Octubre 1787 (probable VEI 2, Simkin & Siebert, 1994). Desde entonces siempre se ha observado persistentes fumarolas sobre el tapón o domo y sobre el flanco sureste de la cúspide. En los últimos decenios se ha visto, desde la ciudad de Arequipa, columnas de fumarolas que alcanzaron elevadas alturas por sobre el cráter en 1948 – 1949 y en 1984 – 1985.

**Tabla 2.2.-** Actividad volcánica histórica del Misti ocurrida desde 1454 (VEI= índice de explosividad volcánica; x=certeza; ?= duda) (Simkin & Siebert, 1994).

Erupción						características eruptivas				VEI
INICIO			FINAL			explosiva	piroclastos	freática	caldera	
año	mes	día	año	mes	día					
1454	--	--	----	--	--	--	--	?	--	2
?1542	--	--	----	--	--	--	--	?	--	1?
?1599	--	--	----	--	--	--	--	?	--	1?
1677	05	02	----	--	--	--	--	x	--	2
1784	07	09	----	--	--	--	--	x	--	2
1787	07	28	1787	10	10	--	--	x	--	1?
?1826	08	--	----	--	--	--	--	?	--	1?



<b>?1830</b>	08	--	----	--	--	--	--	?	--	1?
<b>?1831</b>	08	--	----	--	--	--	--	?	--	1?
<b>?1869</b>	09	--	----	--	--	?	--	?	--	1?
<b>?1870</b>	03	--	----	--	--	--	--	?	--	1?
<b>1985</b>	--	--	----	--	--	x	--	x	--	1?

## 2.4 ESTRUCTURA Y SISTEMA HIDROTHERMAL DEL VOLCÁN MISTI

Entre las estructuras más importantes del volcán Misti a nivel local muy superficial, se distinguen: dos cráteres anidados, el primero y más grande, que corresponde a la erupción de hace 2 mil años; y el segundo, formado durante las erupciones históricas, la última de ellas en el siglo XV.

Algunas escarpas que corresponden a colapsos ocurridos en el Misti; y en el flanco norte del edificio volcánico del Misti existe un sistema de fallas inversas, con dirección N100° y buzamientos de 70 a 80° hacia el norte, están dispuestas en escalera y se extienden por centenares de metros cortando una potente colada de lava andesítica. Un gran fallamiento inverso de buzamiento y dirección tangencial a las curvas de nivel, es compatible con la presencia de otra importante estructura escondida (Ramos, 2000).

Según Thouret et al. (2001), el Misti yace dentro de un complejo entorno tectónico de tipo extensional de rumbo, y cuatro grupos de fallas. La más importante de ellas es la falla de Huanca, es activa de tipo normal, de dirección WNW-ENE y buza al SW con un moderado componente izquierdo de rumbo, y que desplaza probablemente las fallas normales inactivas y de rumbo N, NE, y NNW. Las fallas de dirección NE y aquellas compresivas de dirección N, han guiado la formación del cañón del río Chili de 1 km de profundidad, que discurre de la Cordillera Occidental hacia la cuenca tectónica de Arequipa situada a 2300 msnm (Fig. 2.8).

Estudios de alcance regional han sido compilados de trabajos de Suni (1999), Navarro (2000) y Thouret et al. (2001). Este último trabajo mediante el uso de imágenes satelitales y fotografías aéreas, con la finalidad de distinguir lineamientos, fallas y estructuras de alcance local. Pudo distinguir la presencia de una falla (~N120°) que la relaciona fundamentalmente con la fuente termal Charcani V, y con las zonas de salida de fumarolas en la parte superior del cono y el cráter mismo (Fig. 2.8). Una probable prolongación a esta falla estaría orientada hacia el SE cerca de la cima del volcán, el cual coincide con numerosos puntos de emisión de fumarolas.

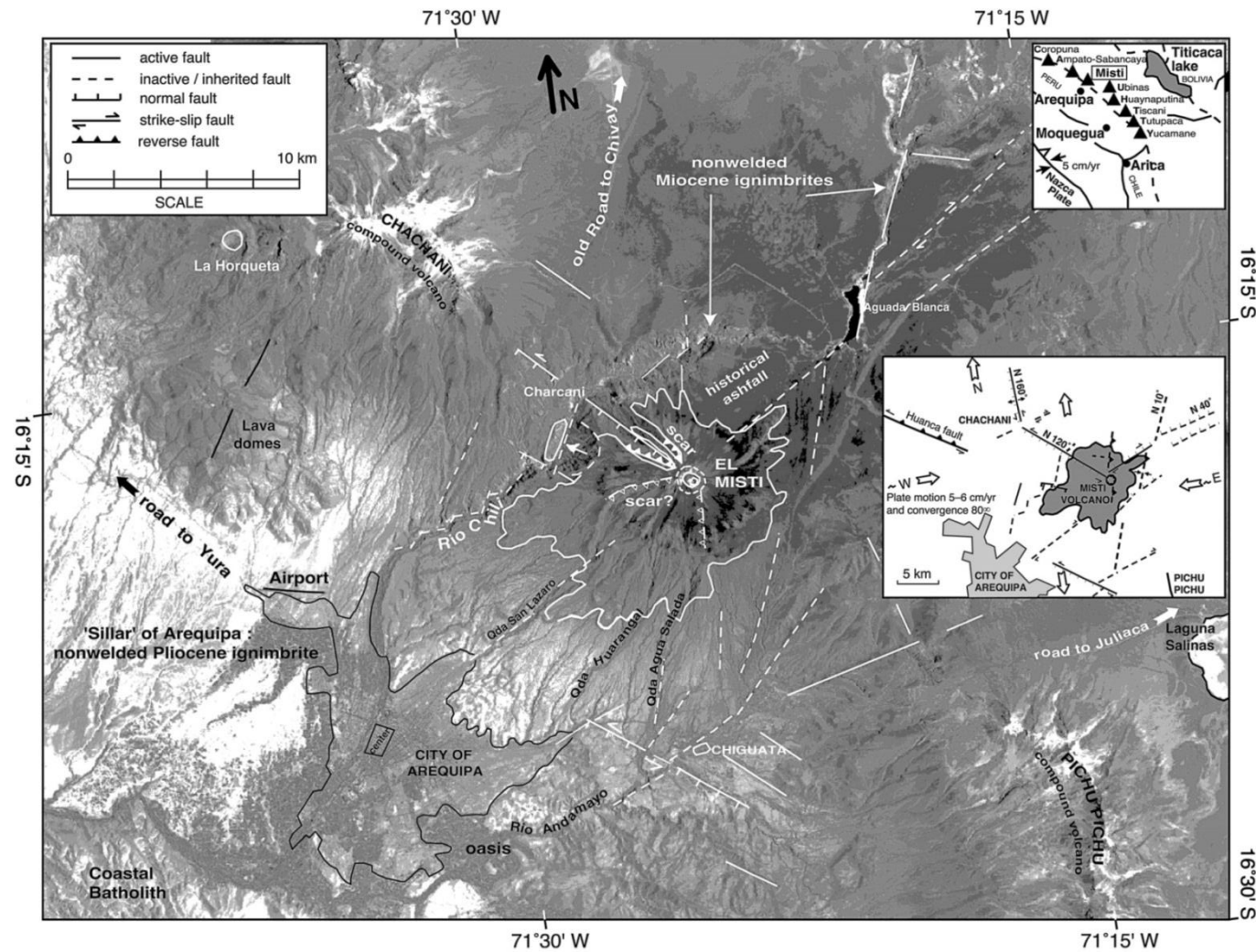
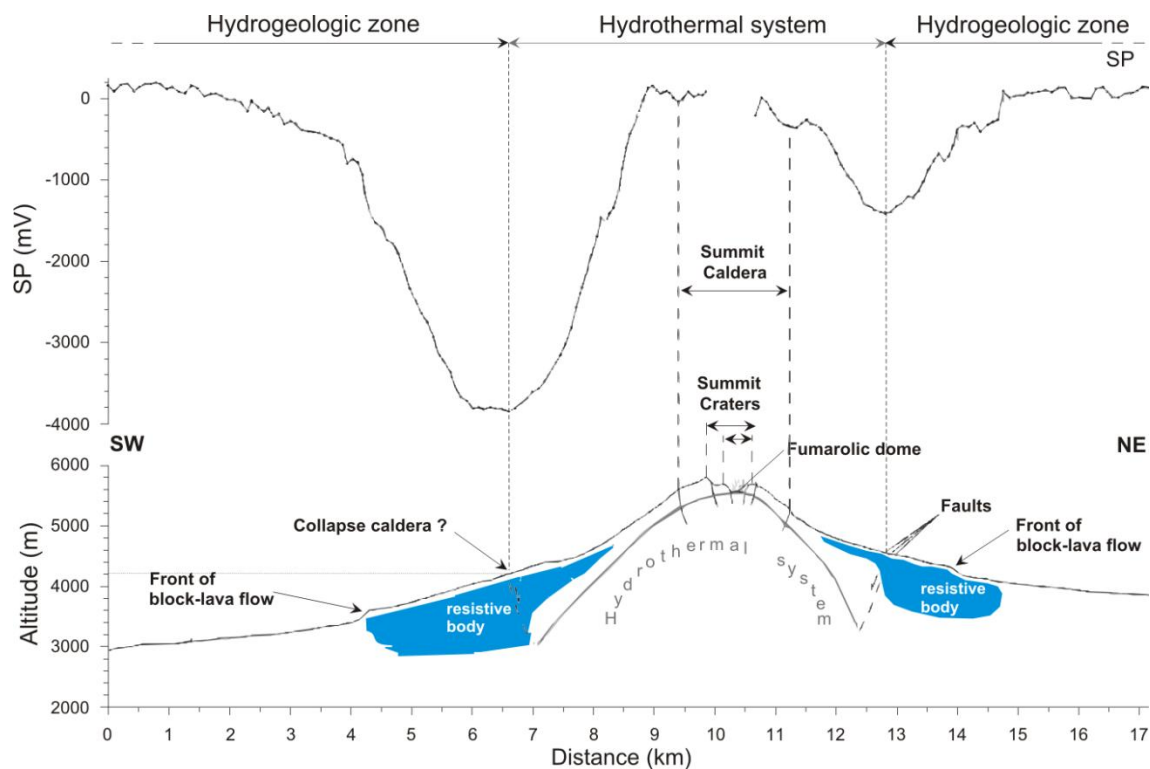


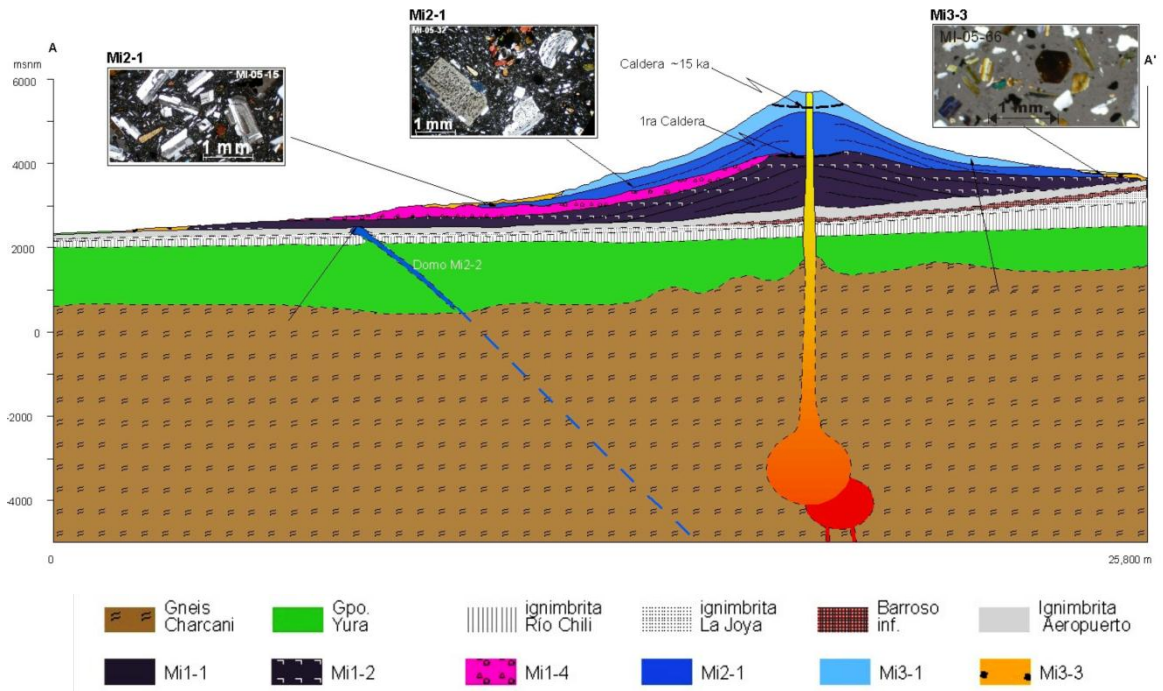
Figura 2.8.- Rasgos tectónicos asociados al Misti, interpretados en una Imagen satelital Landsat (Thouret et al., 2001).

Además de las estructuras externas, existen otras a nivel profundo (sistema de grietas, conductos, cavidades, etc.) que controlan la presencia de un sistema hidrotermal importante en el interior del Misti. Este fue evidenciado cualitativamente por la presencia de fumarolas y fuentes termales en sus alrededores. Pero se pudo comprobar y delimitar en trabajos geológicos y geofísicos de Potencial Espontaneo, realizados en el Misti, por Ramos (2000) y Finizola (2004). En estos trabajos se muestra los límites entre sistema hidrogeológico e hidrotermal, hacia aproximadamente los 4200 m de altitud (Fig. 2.9). Dicho límite es interpretada como compatible con la presencia de una caldera de colapso y él porque del fallamiento inverso tangencial a las curvas de nivel existente en la zona. Y en efecto, las paredes de esta caldera serian el límite entre las dos zonas mencionadas, por su permeabilidad y la fácil circulación de los fluidos. En cierto modo el ascenso de los fluidos del sistema hidrotermal a la superficie estarían controlados por esta gran estructura.

Otra estructura muy importante debajo del Misti es la cámara magmática. Según los estudios mineralógicos de Ruprecht y Wörner (2007) y petrogenéticos de Legrende (1999), la profundidad de la cámara magmática actual del Misti se hallaría a una profundidad somera. Cacya & Mamani (2009), sostienen que existiría una cámara a 6 km de profundidad interconectada con otra más profunda (Fig. 2.10).



**Figura 2.9.-** Señal de datos de PE siguiendo un corte SW-NE. En este corte se observa la interpretación de las anomalías y delimitación de zonas (Finizola et al., 2004).



**Figura 2.10.-** Sección geológica del estrato del volcán Misti. A escala horizontal y vertical sin exageración (Cacya & Mamani, 2009).

# Capítulo 3 Sismología volcánica

## 3.1 INTRODUCCIÓN

Las erupciones volcánicas junto con los sismos y los desastres meteorológicos, son uno de los desastres naturales más importantes y catastróficos para la biosfera. Con el avance de la ciencia moderna y las técnicas geofísicas que se utilizan conjuntamente, se determina la geometría, dinámica y evolución de los sistemas volcánicos, con la finalidad de comprender su comportamiento eruptivo y también para establecer mapas de peligro. Como ejemplos, podemos mencionar que se han empleado métodos gravimétricos (Carle, 1988), medidas de inclinación y deformaciones (Dvorak & Berrino, 1991), estudios eléctricos y magnetotélúricos (Thayer et al., 1981; Ramos, 2000; Gonzales, 2001) y geomagnéticos (Bhattacharyya & Leu, 1975; Blanco, 1997), etc. Pero entre todos ellos, la sismología ha demostrado ser la herramienta más potente para indagar el interior de los volcanes. En volcanes peruanos, la sismología volcánica ha sido muy útil en el estudio de estructuras de volcanes, así como de la dinámica en erupciones (Llerena, 2005; Taipe, 2008; Machacca, 2012).

De los primeros trabajos pioneros en sismología aplicada a volcanes, realizados por Omori (1911), Sassa (1936) e Imbo (1954), se prestó mucha atención a las señales sísmicas que precedían y acompañaban a una erupción volcánica. Después de iniciado el primer monitoreo sísmico más extenso, se hizo evidente que los volcanes producen distintas señales sísmicas que se comportan de manera distinta a los eventos sísmicos de origen tectónico.

La sismología volcánica moderna actualmente es un campo o rama de la vulcanología, en la cual se emplean metodologías o técnicas sismológicas convencionales para ayudar a estudiar y comprender las condiciones físicas y procesos dinámicos de los edificios volcánicos, así como los sistemas de fluidos volcánicos (magma, gas, vapor de agua), a un nivel tal que a la larga contribuye al pronóstico de iniciación y cese de una eventual crisis eruptiva.

Los temas cubiertos por la sismología volcánica hoy en día son muy amplios. Nosotros nos centraremos en la caracterización de las señales sísmicas registradas y en la determinación de áreas de distribución de los eventos observados. Asimismo veremos su evolución espacio temporal y la energía sísmica liberada.

### 3.2 CLASIFICACIÓN Y MODELOS FUENTE DE SEÑALES SISMOVOLCÁNICAS

Un primer paso para poder estudiar la sismicidad de una región volcánica es la determinación y caracterización de los diversos tipos de señales que se pueden obtener para su posterior identificación y clasificación. Esta caracterización estará condicionada por el tipo de instrumento usado y el contenido espectral de nuestra señal. Por otra parte, el estado de actividad del volcán también condicionará el tipo de señal y su clasificación (Ibañez J., 1997).

La clasificación de los diferentes eventos sismo-volcánicos juega un papel importante en la evaluación del riesgo volcánico y dan distintas informaciones sobre el estado y la evolución del sistema volcánico. Las diversas señales que se registran en un volcán activo, tienen su origen en el fracturamiento de rocas circundantes dentro del conducto volcánico como respuesta a la acumulación y traslado de magma, al movimiento de gases y a cambios físico-químicos como la presión y temperatura, a la que están sometidos los diferentes volcanes en el mundo. Estas señales pueden ser registradas por sismógrafos que se instalan estratégicamente en los alrededores de un volcán; el tamaño y la forma de dichas señales dependen esencialmente de la intensidad de los diferentes procesos geofísicos que se desarrollan en un volcán activo.

Hasta hoy, gran parte de la documentación con respecto a los términos o nomenclaturas a los diferentes eventos sismo-volcánicos, es extensa y en muchos casos confusa. Esto debido al poco conocimiento que se tiene sobre los mecanismos fuente. Y muchos de estos términos solo se limitan a describir la forma y el contenido espectral de la señal, mientras que otros implican un mecanismo de fuente determinada. Sin embargo, uno debe ser consciente de que en ambos casos las fuentes son todavía desconocidas y el medio de propagación puede alterar la forma y el contenido espectral de las señales de manera significativa.

En un comienzo el trabajo pionero en clasificación de señales sismo-volcánicas, fue hecho por Shimozuru (1972) y Minakami (1974). Las clasificaciones más recientes utilizadas y aceptadas en sismología volcánica moderna fueron hechas en los trabajos de Ibañez (1997, 2000) y Chouet (1996a). En base a sus observaciones se debe definir clases de eventos, a veces adaptadas a las características de la sismicidad del volcán. Y usualmente, se define por los menos las siguientes clases: eventos volcano-tectónicos (VT), eventos de periodo largo (LP), tremor, explosiones, eventos superficiales, además de los sismos tectónicos regionales y los telesismos.

La aparición de una nueva familia (o la evolución de alguna de las ya identificadas) puede ser indicadora de un cambio en la evolución del sistema. Muchas veces estas señales se encuentran enmascaradas por el ruido y es necesaria la aplicación de técnicas de análisis de series temporales para ponerlas de manifiesto.



### 3.2.1 Sismos Volcano-tectónicos (VT)

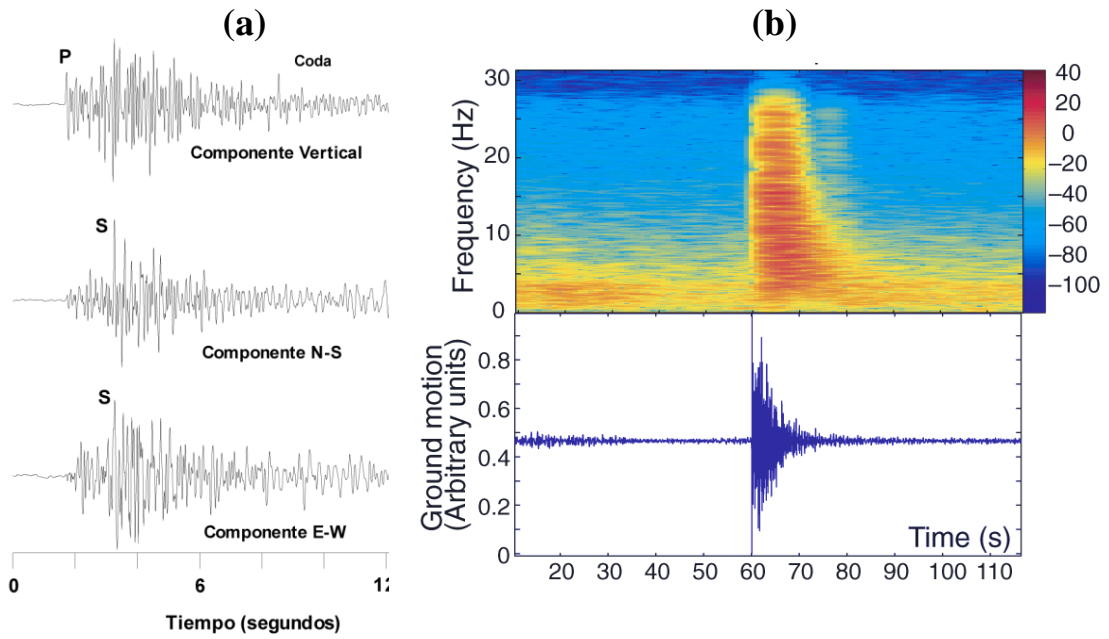
Este tipo de eventos se presentan en volcanes activos o en reposo. El registro de este tipo está caracterizado por tener un primer arribo que suele ser impulsivo (llegada de la onda P) y se puede distinguir claramente la onda P y la S (Fig. 3.1a), su contenido espectral es amplio y es posible observarlos con frecuencias superiores a 25 Hz (Fig. 3.1b), tiene una duración variable de pocos segundos hasta algunos minutos (Fig. 3.1a), se localizan generalmente a profundidades entre 1 a 10 Km. Existen también otros casos donde el arribo de este tipo de evento es emergente y muy raras veces se puede observar la fase S, presenta un rango de frecuencias entre 1-5Hz y se localizan a 1 o 2 km de profundidad.

Según McNut (2005), las causas de los sismos volcano-tectónicos han sido atribuidas a fuerzas tectónicas regionales, carga gravitacional, efecto de presión de poros e hidrofracturas, fuerzas térmicas y volumétricas asociadas a intrusión de magma, enfriamiento o alguna combinación de ellas. En muchos casos los eventos de alta frecuencia son seguidos por eventos de largo período y tremor, pudiendo representar entonces la invasión de fluidos calientes y la reapertura de fracturas previa a la intrusión.

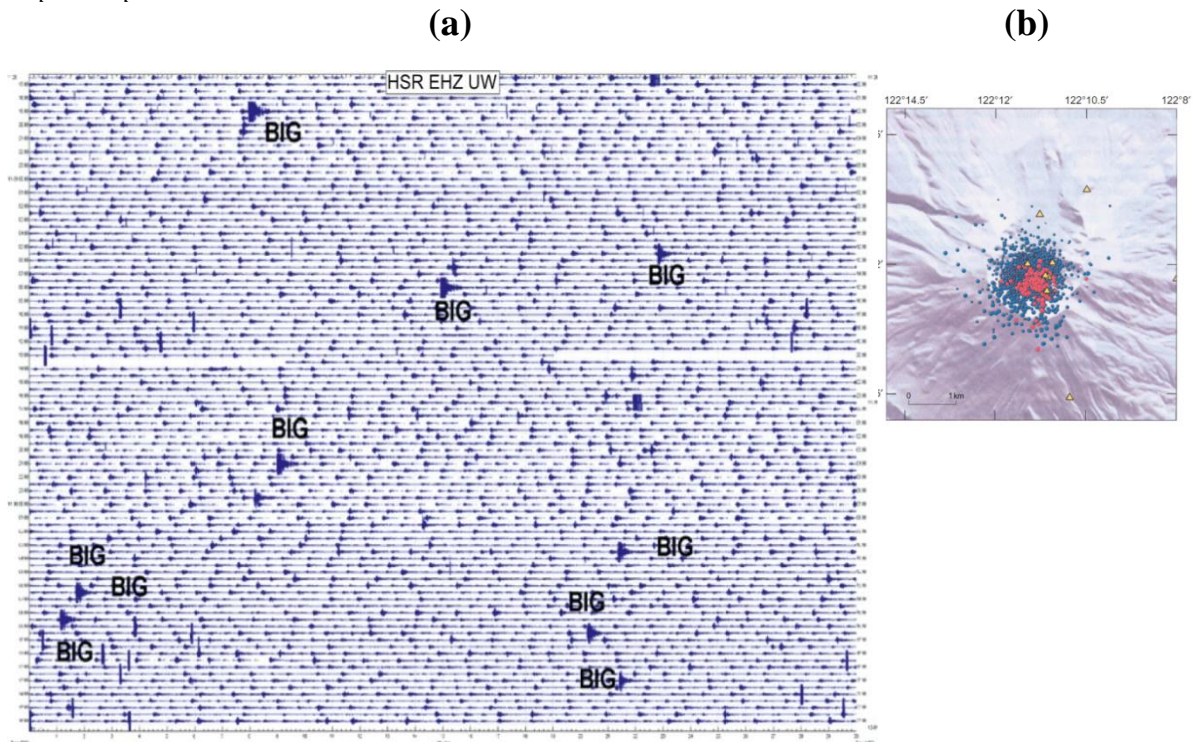
La aparición de este tipo en zonas volcánicas se da generalmente en forma de enjambres sísmicos; estos son sismos agrupados y de tamaños similar que comparten una misma zona epicentral (Fig. 3.2). Y en varios casos es difícil tratar de modelar un enjambre sísmico en el momento de una posible erupción. Previamente a erupciones existe un aumento significativo de la actividad sísmica, pero en otros volcanes se ha observado que existen enjambres de eventos VT sin ninguna relación aparente a una erupción y existen erupciones sin ningún aumento de la actividad de los VT (Beniot y McNutt, 1996).

El modelo que trata de explicar la ocurrencia de los sismos está bastante aceptado: Los procesos magmáticos dentro de un volcán activo generan una fuente de energía por acumulación de esfuerzos, que ocasiona el fracturamiento de la roca adyacente. La fuente sísmica de este tipo de eventos tiene lugar en la roca encajonante de la cámara magmática y el conducto. Su origen es la consecuencia de cambios en el campo de esfuerzos que originan cizallamientos producidos por intrusiones magmáticas, las cuales añaden esfuerzos alrededor del volumen en el que se encuentran. La combinación de estos esfuerzos y los regionales de tipo tectónico inducen el fallamiento de la roca (De la Cruz-Reyna et al., 2008).

Otras causas que originan eventos volcano-tectónicos son las tensiones a causa de la contracción del material debido al enfriamiento de un cuerpo magmático o del edificio volcánico, variaciones de presión en la cámara magmática o en los conductos y por movimientos gravitatorios o tectónicos (Lesage J., 2003).



**Figura 3.1.-** Un ejemplo de un evento volcano-tectónico a) registrado en la isla Decepción (Antártida) en la componente vertical, N-S y E-W. Se puede apreciar la llegada de las ondas P y S, así como la coda (Ibañez, 2000) y b) ejemplo del contenido espectral de un VT clásico registrado en el Monte Etna, Italia (Burlini, 2006), ahí se puede apreciar como existe señal para frecuencias superiores a los 25 Hz., la barra de colores representa la densidad de la amplitud espectral normalizada.



**Figura 3.2 -** a) Registro sísmico de periodo corto del volcán Kamchatka durante 48 horas desde las 17 horas del 28 de noviembre a las 17 horas del día 30 de noviembre de 2004, este muestra la ocurrencia de 10 eventos VT de tamaño importante (BIG) a lo largo de un notable enjambre sísmico y b) el mapa de epicentros de los eventos con inicio impulsivo y registrados en al menos siete estaciones, están los pequeños (puntos azules) y los eventos más grandes (puntos rojos), la estación más cercana al cráter está a 2km. Los triángulos amarillos corresponden a las ubicaciones de las estaciones sísmicas (Moran et al., 2008).

### 3.2.2 Sismos de largo periodo (LP)

Los denominados Eventos de Largo Periodo o “LP” también se suele conocer como eventos de baja frecuencia “LF” o de “tipo B”, son señales típicas de ambientes volcánicos, y a su vez han sido de gran relevancia en la sismología volcánica moderna al ser utilizadas para determinar el estado interno de actividad de un volcán.

Este tipo de señal presentan un arribo de onda P emergente y no puede ser identificada fácilmente la llegada de onda S, la duración de la coda es menor a los 25 segundos (Fig. 3.3a), y los espectros de amplitudes muestran una variedad de frecuencias centradas entre 1 y 5 Hz (Fig. 3.3b), con picos espectrales dominantes principalmente entre 2 y 3 Hz (McNutt, 2000).

Pueden aparecer aislados o en forma de enjambres sísmicos. Estos enjambres suelen contener eventos con forma de onda muy parecida (Fig. 3.4), y han demostrado ser muy útiles a la hora de intentar predecir el comportamiento eruptivo de un edificio volcánico (Power et al., 1994; Chouet et al., 1994).

A veces, el aspecto de un s superficial en una zona volcánica, debido a la complejidad del medio, puede ser similar al de un evento de largo periodo. Para distinguirlos es necesario un análisis más profundo que separe los efectos de la fuente y el camino, lo que puede conseguirse observando si el espectro es constante en función de la distancia a la fuente, y si el primer impulso del evento es el mismo para cualquier azimut. En ambos casos se revela la presencia de un evento de largo periodo.

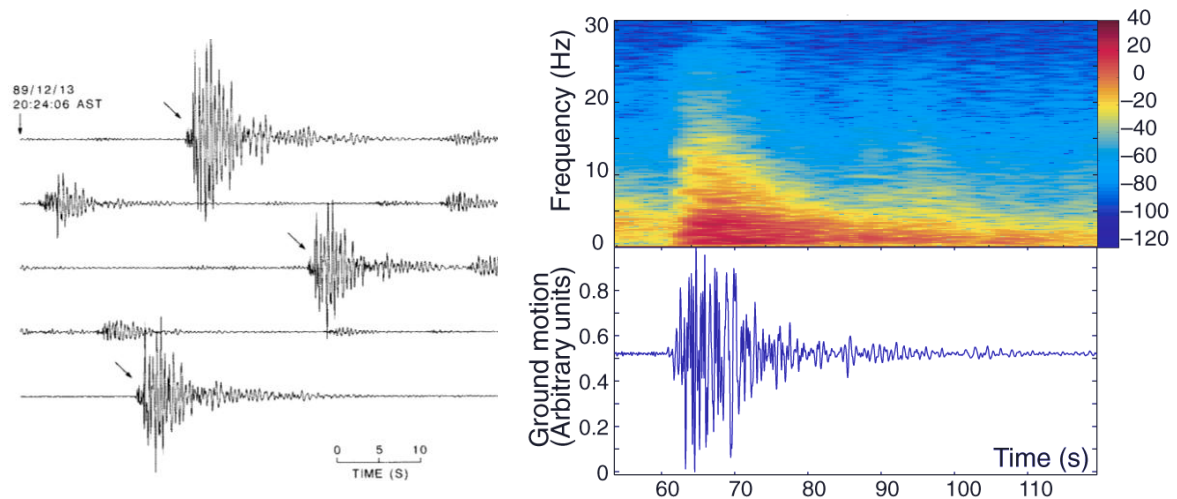
Los eventos LP son señales compuestas de bajas frecuencias e indicativo de la existencia de ondas originadas en el límite entre un fluido (agua, gas o magma) y roca sólida (Neuberg et al., 2000). Las resonancias de baja frecuencia están relacionadas con la propiedad de dispersión de estas ondas, es decir, su velocidad de propagación a lo largo de la interfaz depende de la longitud de onda, la anchura de la grieta, dique o conducto y el contraste de los parámetros elásticos a través del límite entre ambos medios (Neuberg, et al. 2006).

Algunos investigadores consideran que la fuente debe de ser puntual, en cambio otros postulan que es un ensamble de la energía provocada por la intrusión de magma o agua dentro de estos conductos o diques. La fuente de este tipo de eventos está a menudo localizada por debajo del volcán a menos de dos kilómetros y es determinada principalmente por la diferencia en la curva distancia vs amplitud.

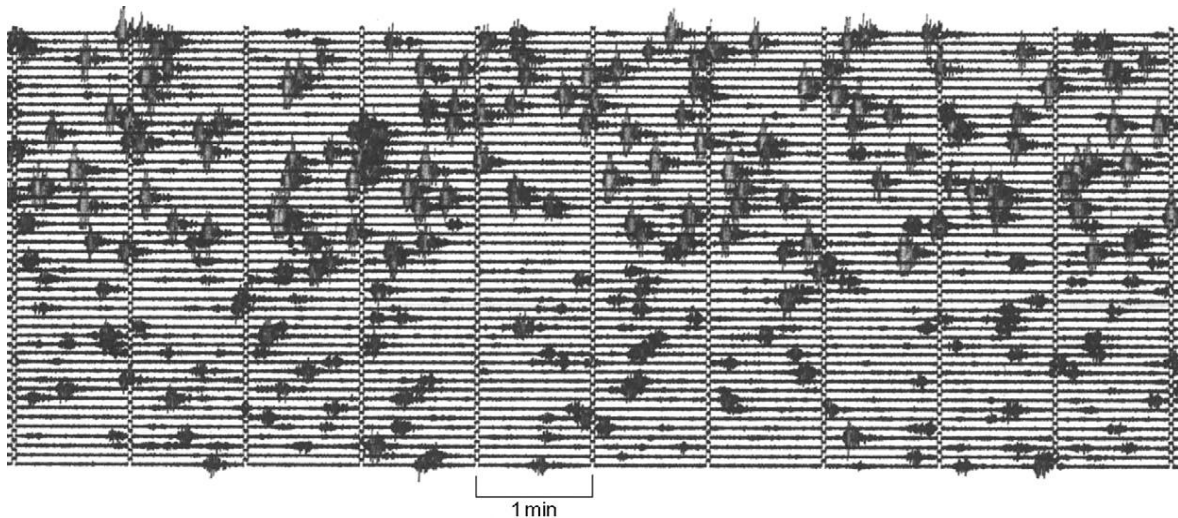
McNutt (2000), dice que los sismos de periodo largo están asociados a procesos de presurización de fluidos, tales como la formación de burbujas, colapsos o procesos de flujos no lineales a poca profundidad en los cuales tanto la atenuación como los efectos de sitio juegan un papel importante.

Chouet (1996) interpreta a este tipo de señales, como causados por resonancias iniciadas por presiones transitorias en un conducto o en una fractura saturada con algún tipo de fluido, gas o

material magmático. Otros mecanismos generadores de este tipo de sismicidad sugieren que son producidos por flujos de material, como gas, magma o un fluido magmático transitando por un conducto, así como burbujas de gas expandiéndose o contrayéndose.



**Figura 3.3.-** a) Enjambre de eventos de largo periodo registrado en el volcán Redoubt el 13/11/1989. Se muestran cinco minutos del movimiento vertical del suelo en una estación a 4 km del cráter (Chouet et al., 1994 y b) Ejemplo de un evento tipo LP (Largo Periodo) registrado en el Monte Etna, Italia (Burlini, 2006), Obsérvese como su contenido espectral es mucho más limitado que el de los eventos VT.



**Figura 3.4.-** Ocurrencia de una serie eventos LP registrados en el volcán Shishaldin, en las Islas Aleutianas, el 21 de noviembre de 2002. La sección del registro muestra de 8 horas de registro sísmico a una distancia de 6,3 km de la cumbre (Petersen et al., 2006).

### 3.2.3 Tremor volcánico

Los tremores volcánicos son el tipo señal sismo-volcánica más común registrada en la mayoría de volcanes en el mundo, en sus distintas etapas de actividad. El tremor es un registro continuo de vibraciones monotónicas o no armónicas del suelo, y que puede tener una duración de minutos, días o meses (Zobin, 2003). Muchos investigadores agrupan tremores y los eventos de largo período



debido a sus características espectrales, pero según McNutt (2005) las fuerzas que los controlan probablemente son diferentes.

De acuerdo a la forma y contenido espectral, se sabe que existen diferentes tipos de tremor, los más comunes son: El tremor espasmódico definido como una señal continua, irregular o caótica variable en frecuencia y amplitud (Figura 3.5.a). El tremor armónico (Figura 3.5.b) se genera a partir de una onda sinusoidal, generalmente monotonía y de baja frecuencia que presenta cambios suaves en su amplitud. Existe otro tipo de tremor que presenta una señal en forma de pulsos con variaciones constantes en su amplitud a intervalos de tiempo regulares (Figura 3.5.c). Esta señal ha sido clasificada como tremor pulsante (Wassermann, 2002) o tremor cíclico (Chouet, 1992).

En muchos casos la importancia de este tipo de evento está en su contenido espectral, cuyas variaciones pueden significar diversos comportamientos en el sistema hidrotermal. Sin embargo hay casos donde sus frecuencias dominantes son similares a las que se observan en los eventos LP e incluso a las explosiones, en una banda estrecha de 1 a 5 Hz, siendo los picos más comunes entre 2 y 3 Hz (Fig. 3.5d). Estos picos dominantes en el espectro del tremor provienen generalmente de fenómenos de resonancia en la fuente. Las cavidades rellenas de fluido, donde hay un fuerte contraste de impedancia acústica entre el fluido y el sólido encajonante, se comportan como resonadores que pueden ser excitados por las perturbaciones del mismo fluido (Lesage P., 2003).

Almendros et al. (1997) encontró evidencias de que los temores en la isla Decepción son una secuencia de eventos híbridos superpuestos en el tiempo y la fuente fue asociada a la interacción de agua y materiales calientes en un acuífero superficial.

Otros autores han concluido que el tremor es una serie de eventos de periodo largo que ocurren a intervalos de escasos segundos (Latter, 1979; Fehler, 1983 y Chouet 1985; 1996). Donde el evento de periodo largo puede considerarse como la respuesta del sistema a un cambio repentino de presión, mientras que el tremor puede interpretarse como la respuesta de este sistema a fluctuaciones continuas de presión.

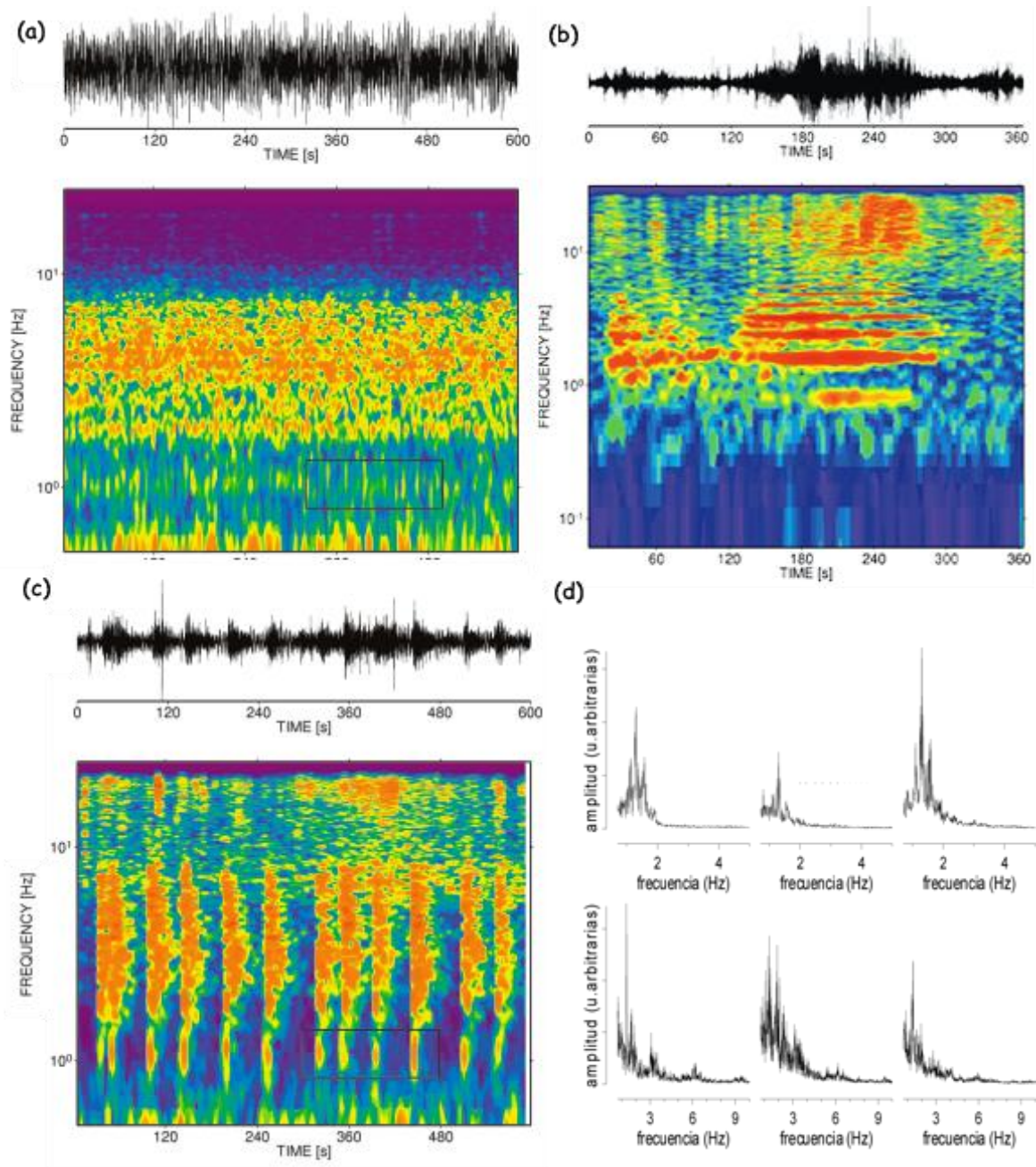
En muchos estudios se ha observado que la fuente del tremor parece cambiar de profundidad sugiriendo que la fuente es lineal en lugar de ser puntual. En comparaciones realizadas entre diferentes tipos de erupciones se ha encontrado que el tremor es más fuerte en erupciones fisúrales, freáticas y en aquellas con alto contenido de gas.

Los temores, pueden interpretarse como oscilaciones del mismo resonador que produce el evento de Largo Período pero en respuesta a una excitación sostenida en el tiempo, lo que da lugar a una señal cuya duración puede ir de varios minutos, horas o días (Chouet 2003).

El estudio del tremor proporciona información sobre las propiedades acústicas y geométricas de las cavidades, así como de los fluidos que se encuentran en su interior. En otros volcanes el tremor ha sido precursor de erupciones, como lo demuestran (Barbieri et al., 1992), quien con base a registros



históricos, observó que en 132 casos, el tremor es el precursor más común de erupciones freáticas. De igual forma McNutt (1994) estudió 80 volcanes de los cuales encontró que aproximadamente el 60% de los episodios de tremor en estos volcanes acompañaron erupciones de gas, cenizas o lava. Además cerca del 20% de los episodios de tremor ocurrieron a menos de 10 días de entrar en erupción el volcán.



**Figura 3.5.-** Tipos de tremor volcánico: a) tremor espasmódico en el volcán Merapi (Indonesia) se puede notar la frecuencia constante en el tiempo por encima de los 5Hz, b) tremor Armónico en el volcán Semeru (Indonesia) donde se pueden observar hasta 6 armónicos a partir de un tono principal por los 1.3 Hz, c) tremor pulsante en el volcán Merapi allí se puede observar los cambios periódicos de amplitud (Wasserman, 2002), y d) los espectros más comunes de los episodios tremóricos (Ibañez J., 1997).

### 3.2.4 Eventos tipo tornillo

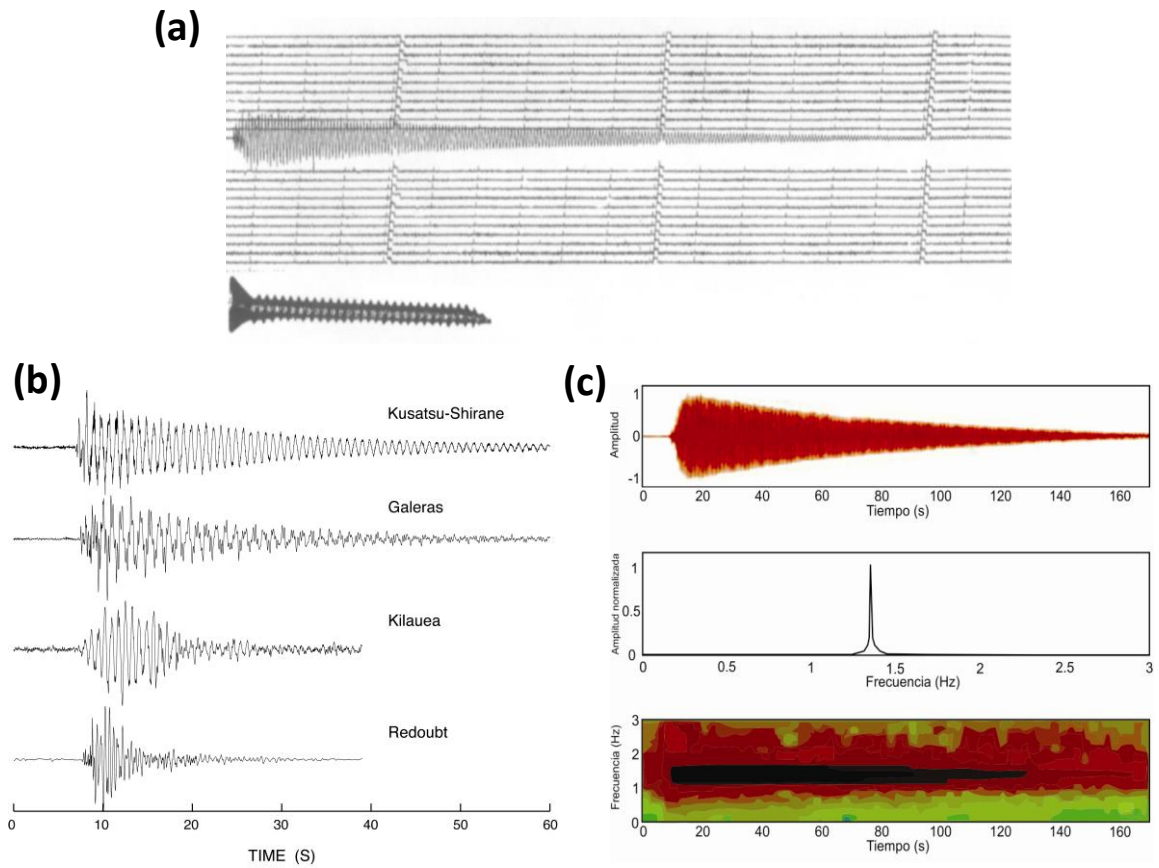
Después de haberse hecho observaciones sísmicas a largo plazo en varios volcanes andesíticos en el mundo, se puso en evidencia un nuevo tipo de evento sismo-volcánico, inusual y de bajas frecuencias al que denominaron evento tipo Tornillo o “Screw event”, debido principalmente a su forma parecida a la vista lateral de un tornillo (Fig. 3.6a). Inicialmente estos fueron observados y descritos en volcanes como el Galeras, Puracé y Ruiz en Colombia, y Meakan, Tarumai, Kusatsu-Shirane, Asama, Sakurajima, Kirishima, y Kushinocrabujima, en Japón (Torres et al., 1996; Gómez y Torres, 1997; Narváez et al., 1997; Gómez et al., 1999), y recientemente estudiados en el volcán Kilawea en Hawai, Redoubt en Alaska y Kusatsu-Shirane en Japón tal como se puede ver en la figura 3.6b (Kumagai 1999).

Estas señales se caracterizan por (1) una forma de onda con un inicio emergente (de vez en cuando ligeramente impulsivo) con una distribución homogénea en sus frecuencias, (2) una larga coda que puede durar varios minutos, (3) una amplitud pequeña en comparación con su duración, (4) un lento decaimiento de la coda (Fig. 3.6c) y (5) a veces se presentan individualmente en forma de enjambres. Los registros de tornillos en estaciones de período corto y banda ancha arrojan resultados similares en los dominios del tiempo y la frecuencia de manera que sus rasgos característicos son independientes de la instrumentación usada. La tabla 3.2 resume la ocurrencia y algunas características de eventos tornillos registrados en algunos volcanes Colombianos y Japoneses (Torres, 1999).

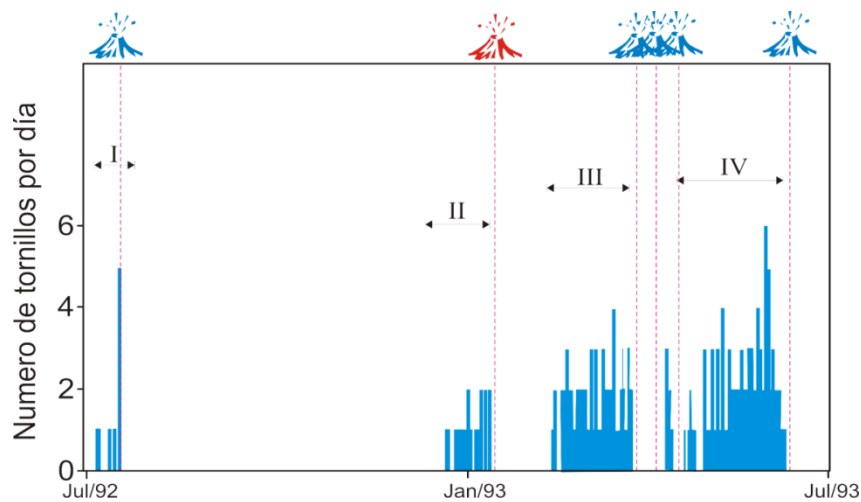
Los tornillos han aparecido durante diferentes fases de actividad volcánica. Ellos han ocurrido como precursores a corto plazo de erupciones de tipo Vulcaniano o de grandes emisiones de gas (volcán Galeras, Colombia, 1992-1993; volcán Asama, Japón, 1983), después de erupciones (volcán Tokachi, Japón, 1989), durante enjambres sísmicos (volcán Meakan, Japón, 1982); y durante estados de reposo (volcán Puracé, Colombia, 1994-1995; volcán Tarumi, Japón, 1970-1971, 1975; volcanes Ubinas y Misti, Perú, 1998, 2000) (Torres et al., 1996; Gómez & Torres, 1997; Metaxian J., 1998; Llerena P., 2003).

Otro dato importante es que estos eventos han precedido la mayoría de erupciones y emisiones de gas del volcán Galeras, desde julio de 1992 hasta enero de 1995 (Fig. 3.7). De seis erupciones que tuvieron lugar entre julio de 1992 y junio de 1993, cinco fueron precedidos por episodios de tipo tornillo (Narváez et al., 1997).

La aparición de eventos de tipo tornillo, podrían por tanto ser indicativo de la interacción física y condiciones entre el flujo del fluido y el material sólido circundante en el conducto (Torres et al., 1996).



**Figura 3.6.-** a) Ejemplo de un evento de tornillo registrado en volcán Galeras cerca al Cráter (estación 2), el 4 de junio de 1993. Un tornillo se muestra a continuación para demostrar la forma similar. Los saltos representan 1 minuto de registro mientras que los pequeños representan 10 segundos (Narváez et al., 1997). b) Ejemplos de sismos tipo Tornillo registrados en los volcanes Redoubt, Galeras, Kusatsu-Shirane y Kilauea respectivamente (Kumagai 1999). c) Análisis de un tornillo, registrado el 4 de junio de 1993 en el volcán Galeras, en los dominios del tiempo y de la frecuencia (Torres et al., 1996).



**Figura 3.7.-** Ocurrencia diaria de las señales tipo tornillo del volcán Galeras, desde julio 1992 a junio 1993. Los números romanos sobre las barras representan episodios de Tornillos. Las líneas entrecortadas indican las fechas de 6 erupciones: (1) 16 de julio 92, (2) 14 de enero 93, (3) 23 de marzo 93, (4) 4 de abril 93, (5) 13 de abril 93, (6) 07 de junio 93. Los Tornillos desaparecieron después de cada erupción (Torres et al., 1996).

**Tabla 3.1 .-** Características relevantes de eventos tornillo registrados en algunos volcanes colombianos y japoneses precursores de erupciones volcánicas. Modificada de Hamada et al. (1976).

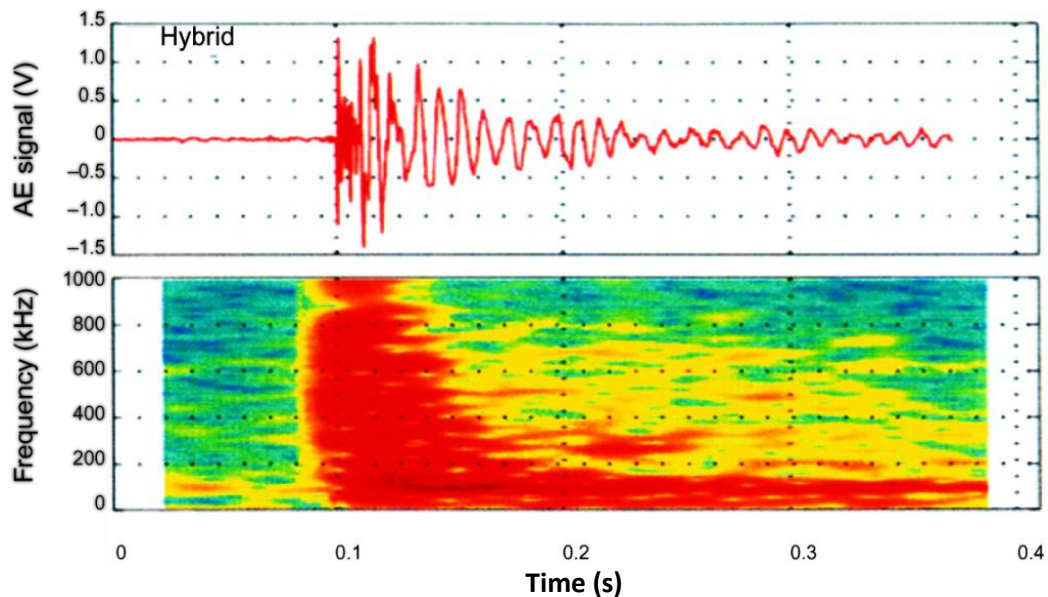
Volcán	Número de eventos	Periodo de tiempo de tornillos observados	Frecuencia dominante (Hz)	Referencias
Galeras	9	Jul 11-16, 1992	1.3-2.3	Gómez, 1994; Torres et al., 1996
	20	Dic 23, 1992 – Ene 14, 1993	0.9-3.0	
	74	Feb 13 – Mar 23, 1993	2.5-3.5	
	103	Abr 18 – Jun 7, 1993	1.5-3.8	
	83	Jul 1 - Nov 26, 1993	1.6-4.8	
	31	Ago 9 - Sep 23, 1994	2.4-3.2	
	80	Oct 20, 1994-Ene 5, 1995	2.2-8.0	
Puracé	27	Jul 6 – Nov 11, 1994	4.6-8.0	Gómez y Torres, 1997
Tokachi-dake	35	Abr 3 – 19, 1989	3.3-5.0	Usu Volcano Obser.,1989; Nishimura y Okada, 1994
Meakan-dake	250	Feb 1990 – Jul 1994	3.5-7.5	
Taisetsu	7	Ago 1990 – Sep 1991	0.9-3.0	
Asamayama	49	Ene – Ago 1961	1.0-5.0	Después Hamada et al., 1976
Tarumaeyama	34	Feb 1970 – Feb 1971 y May – Jun 1975	0.7-3.3	
Kusatsu	31	Ene – Jun 1975	1.1-3.3	
Sakurajima	15	Dic 1967 – Feb 1970	2.5-5.0	
Kushinoerabujima	1	jun-75	4.3	

### 3.2.5 Sismos híbridos

Algunas señales volcánicas contienen una forma de onda y un rango de frecuencias similar a eventos VT y LP. Las señales que presentan ambas características reciben el nombre de eventos híbridos, ya que reflejan una combinación de los mecanismos de fuente que generan los eventos mencionados anteriormente.

Un evento híbrido (Fig. 3.8) presenta generalmente el inicio con un rango de altas frecuencias y fases visibles de ondas P y S característico de un sismo volcano-tectónico y la parte final de la señal, o coda, contiene bajas frecuencias y su duración es mayor en comparación con la amplitud de la señal. Los sismos híbridos se producen con frecuencia debido a rupturas frágiles en el interior del magma semisólido o en la interfaz entre el magma y el conducto magmático.

Si se acepta la observación de que los híbridos son el producto de la suma de un pequeño VT y un evento de tipo LP, con origen en la misma región, y ocurridos simultáneamente, entonces un posible modelo de fuente sería: en la región fuente (una fractura) sellada y sometida a presión de los fluidos volcánicos, el aumento de presión lleva a la ruptura de la zona, produciendo un sismo. La fractura se rellena de fluido y la resonancia del mismo, según el modelo de los LP produce la señal monocromática en bajas frecuencias. Este modelo asume que existe una presión de fluidos que rompe la fractura y le inyecta un fluido.



**Figura 3.8.-** a) Forma de onda clásica de un evento del tipo Híbrido tomado del Volcán Etna en la componente vertical (velocidad), y b) Espectrograma usando ventanas de 1s (Benson et al. (2010).

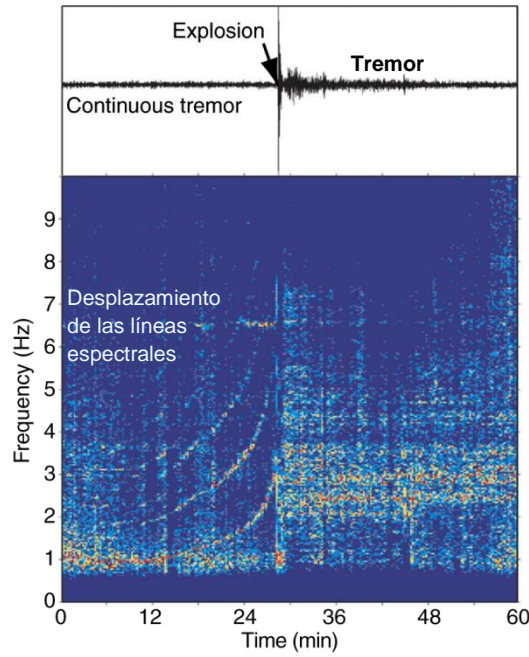
### 3.2.6 Explosiones volcánicas

Quizás las señales provenientes de explosiones en los edificios volcánicos correspondan, junto al tremor, a tipo de señales sísmicas más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Generalmente las explosiones aparecen superpuestas a una señal de tremor de fondo y son identificables por el aumento brusco de amplitud de la señal y un incremento en las frecuencias de la misma (Fig. 3.9).

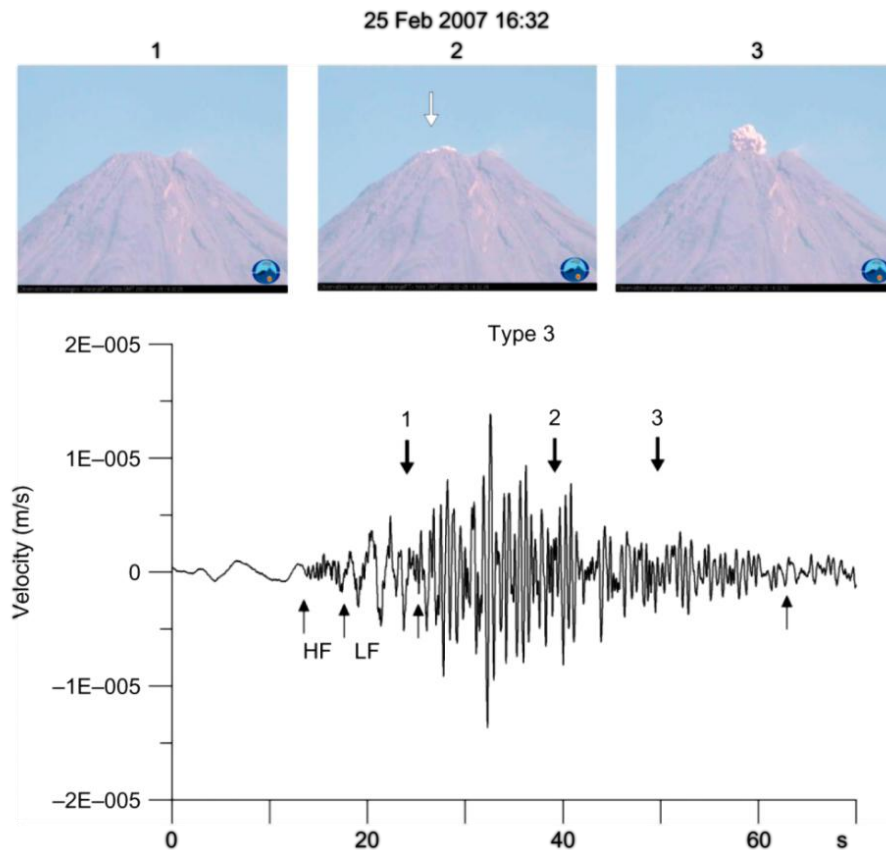
Las señales generadas por explosiones, como su nombre lo indica, acompañan a las erupciones volcánicas de tipo estromboliano o mayores. La mayoría de estos eventos se caracterizan por la presencia de ondas sísmicas y acústicas debido a una partición de energía en la fuente (McNutt, 2000). Por regla general, esta señal tiene al menos dos llegadas diferentes y claras. La primera asociada con la propagación de ondas sísmicas internas o superficiales de la explosión, que viaja por el suelo. La segunda es la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, ondas de choque y ondas sonoras, con una velocidad de propagación clara de 340 m/s. Esta velocidad de propagación tan lenta y clara es la forma más fácil de poder identificar este tipo de eventos sobre los sismogramas cuando no ha sido posible distinguirlos en el momento de su ocurrencia con algún indicio visual.

La figura 3.10 muestra el registro de señales sísmicas de banda ancha e imágenes de video de una explosión del vulcaniana en el volcán Colima en México. Las señales sísmicas del tipo 3 asociadas con explosiones vulcanianas fueron seleccionadas debido a que contienen dos fases preliminares, de alta (HF) y baja (LF) frecuencia. Se observa que la primera manifestación superficial de una explosión, está indicado por una flecha en la imagen 2, apareció 26 s después del inicio de la señal sísmica. En conclusión, la parte inicial del registro sísmico, que contienen las fases preliminares de baja y alta frecuencia, se podría decir que estos se generan por un proceso que ocurre dentro del conducto del volcán antes de una explosión.





**Figura 3.9.-** Desplazamiento de las líneas espectrales en el espectrograma antes de la explosión del 07 de enero 1999 en el volcán Soufriere Hills, Montserrat. La estación sísmica MBRY se encuentra a una distancia de 2 km del domo. Arriba, sismograma; Debajo, espectrograma (Cortesía de J. Neuberg).



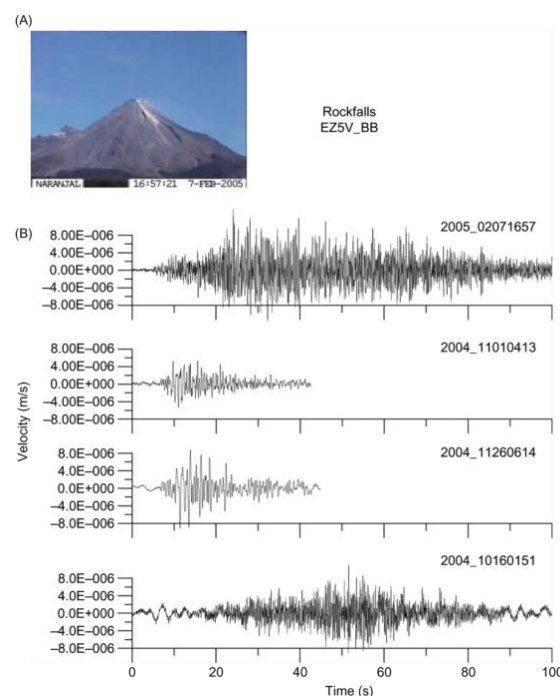
**Figura 3.10.-** Secuencia de imágenes y su registro sísmico de banda ancha (componente vertical) durante la explosión vulcaniana del Volcán de Colima (22 de febrero de 2007 16:32). Estación sísmica se encuentra a 4 km del cráter. La cámara de video se encuentra a 15 km al sur del cráter. LF y HF indican baja y alta frecuencia de la señal respectivamente. 1, 2, y 3 corresponden a las fechas de las imágenes y su registro sísmico. (Cortesía del Observatorio de Volcanes de Colima).

### 3.2.7 Eventos superficiales

La liberación sustancial de energía sísmica en los volcanes activos se relaciona con procesos en superficie que actúan directamente sobre los edificios volcánicos. Por ejemplo, los flujos piroclásticos, lahares (flujos volcánicos de escombros y lodo) y caída de rocas desde la cúpula inestable o paredes de los cráteres puede generar señales sísmicas con una amplitud que exceden varias veces a las de las señales sismo volcánicas. Las señales más importantes a efectos de control son los asociados a los flujos piroclásticos y lahares.

El monitoreo de lahares, que incluye también el monitoreo acústico y visual, es especialmente importante cuando la vigilancia de un volcán está cubierto por un glaciar o que se encuentra en una zona tropical. El derretimiento de la nieve durante una erupción o las fuertes lluvias durante la temporada de lluvias de vez en cuando movilizan una gran cantidad de restos volcánicos. Las señales de toda esta actividad son en su mayoría de alta frecuencia ( $> 5$  Hz) y muestra una envolvente en forma de huso en el sismograma que puede durar varios minutos. Las formas de onda complejas de flujos piroclásticos son causadas por una mezcla de un colapso inicial de grandes bloques de lava sobre la superficie y fragmentaciones en curso cuando estos viajan por la pendiente del volcán (Uhira et al., 1994).

En la figura 3.11, se muestra los registros sísmicos asociados con la caída de rocas entre el 2004 y 2005 durante los episodios efusivo-explosivos en el Volcán de Colima, México. Las ondas son similares a los producidos por flujos piroclásticos, aunque un poco más corta.



**Figura 3.11** .- a) Registro visual de la caída de rocas en el volcán Colima el 07 de febrero 2005 16:57 horas y b) los registros sísmicos de banda ancha (componente vertical) de caídas de rocas observadas en Volcán de Colima durante los episodios explosivos efusivos del 2004 a 2005 a una distancia de 4 km del cráter (Cortesía del Observatorio de Volcanes de Colima).

En conclusión, observamos que la mayoría de los eventos sismo-volcánicos anteriores y los mecanismos propuestos sobre su origen, se reduce principalmente a la simple observación del contenido espectral y la forma general de las ondas sísmicas asociadas. Se debe tener mucho cuidado al interpretar la ocurrencia de una de estas señales durante un aumento de la actividad volcánica. Hay muchos casos en que un creciente aumento del número de eventos VT y la amplitud del tremor volcánico no guardan ningún tipo de relación con la actividad volcánica superficial, entonces para ser realmente eficaz en el diagnóstico de una posible crisis volcánica, el monitoreo sísmico debe ser complementado, en la medida posible, con otras técnicas de monitoreo remoto instrumental (anteriormente mencionadas y que mencionaremos más adelante) y las observaciones visuales hechas con regularidad.

### **3.3 DISEÑO DE REDES DE MONITOREO SÍSMICO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA**

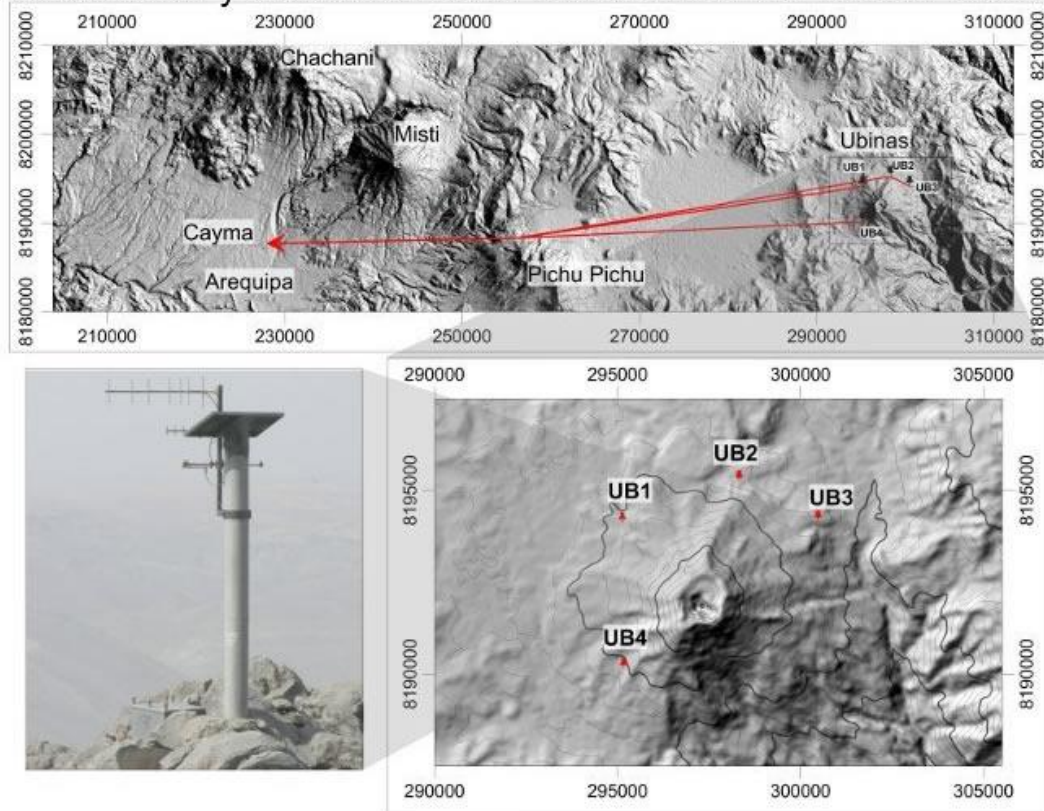
El monitoreo sísmico de la actividad volcánica sirve para predecir una erupción y emitir una alerta de peligro volcánico al público en general (Shimozuru, 1971; McNutt, 1996, 2000b; McNutt et al, 2000). Por lo tanto, este sistema de monitoreo debe ser capaz de localizar con precisión los eventos sísmicos en una región con influencia volcánica y ser capaz de procesar rápidamente la información obtenida. Para resolver este problema, una red sísmica debe contar con un equipo básico de al menos cuatro estaciones telemétricas de periodo corto, preferentemente de tres componentes, y una estación de banda ancha espaciadas favorablemente entre 1 a 10 km del cráter activo. Para el registro digital, almacenamiento y proceso de los datos en tiempo real o casi real, se requiere de al menos tres PC. Además del software necesario para la adquisición y registro de datos en tiempo real.

#### **3.3.1 Las redes sísmicas en ambientes volcánicos**

Una red de vigilancia sísmica de volcanes depende mucho de la topografía, la instrumentación disponible, fuentes de energía accesibles, los métodos de comunicación, etc. La mejor opción es un sistema con un mayor número de estaciones sísmicas (>4) distribuidas en todo el volcán, todas con las mismas características instrumentales (de preferencia digitales y todas de banda ancha), y conectadas todas a una estación central remota por telemetría.

Una red sísmica típica en torno a un volcán activo, es la del Volcán Ubinas, como se muestra en la figura 3.12, consta de cuatro estaciones, dos de periodo corto y dos de banda ancha todas de tres componente (OE, NS y la vertical), distribuidas a una distancia de 2 a 4 km del cráter con una regular cobertura azimutal. Las estaciones se encuentran dentro de un rango de altitud de 4500 a 4900 m, y es posible identificar todos los eventos, que se producen dentro del edificio volcánico. El centro de control remoto está situado en la ciudad de Arequipa a una distancia de ~69 km de las estaciones. Los datos digitales se transmiten por radio telemetría y se almacenan en tiempo real.

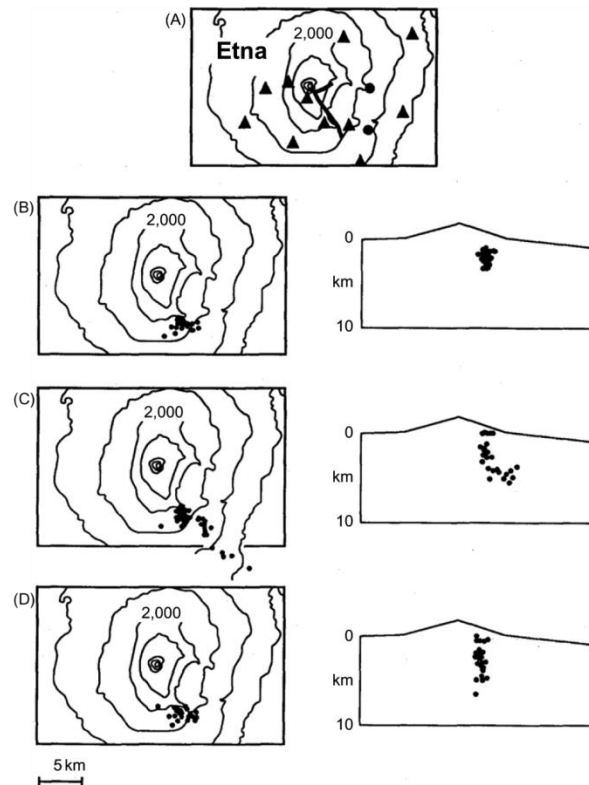
## Transmisión y ubicación de la red sísmica del volcán Ubinas



**Figura 3.12.-** La posición de las estaciones de la red Ubinas, UB1 a la UB4 se muestran como puntos rojos, el centro de control telemétrico se muestra en la parte superior. Además se puede mostrar en la parte inferior izquierda una foto de la estación UB3 (mástil y su caseta) del Ubinas (fuente IGP).

La ausencia de estaciones de tres componentes reduce la precisión en la localización de sismos. Un buen ejemplo sobre la importancia del uso de estaciones de tres componentes y el picado de ambas faces P y S para la localización de eventos sismo-volcánicos se muestra en la figura 3.13. Son los 40 mejores eventos sismo-volcánicos registrados en el volcán Etna (Ferrucci, 1995). La red sísmica consiste de 13 estaciones, 11 de ellas son de tres componentes (Fig. 3.13a). Las localizaciones fueron hechas usando todas las estaciones (Fig. 3.13b) restringen a la sismicidad dentro de un volumen focal menor a los 12 km<sup>3</sup> y la confina entre el nivel del mar y a una profundidad de 2 km. En la figura 3.13c, se muestra la localización del mismo grupo de sismos después de excluir dos estaciones de tres componentes más cercanas al cráter, y que se sitúan por encima del volumen de la actividad sísmica. Aquí los epicentros se dispersan un poco más hacia el sureste y hay un aumento en el intervalo de profundidad. En la figura 3.13d, todas las estaciones están incluidas, pero sólo se ha utilizado la fase P de datos, el resultado no es sólo una distribución epicentral débil, sino que aumenta considerablemente el intervalo de profundidad.

Recientemente, muchas de las redes sísmicas en volcanes están equipadas con sismómetros de tres componentes digitales de banda ancha que ofrecen un mayor potencial para la investigación detallada acerca de los sismos volcánicos (Chouet, 1996b; Aster et al., 2000).



**Figura 3.13.-** Ilustración sobre la importancia y la utilización de estaciones de tres componentes en la rutina de monitoreo sísmico y el posicionamiento adecuado de las estaciones de acuerdo con el volumen o área de influencia sísmica. a) red sísmica (los triángulos son estaciones de tres componentes, los círculos son estaciones de una sola componente), b) epicentros (izquierda) y el cálculo del hipocentro (derecha) utilizando todas las fases P y S de los datos, c) epicentros (izquierda) y el cálculo del hipocentro (derecha) sin las dos estaciones de tres componentes más cercanas al cráter, que se encuentran por encima del volumen de actividad sísmica, y d) epicentros (izquierda) y el cálculo del hipocentro (derecha) utilizando sólo las ondas P de los datos (Ferrucci F., 1995).

### 3.3.2 Redes de Array sísmicos en el monitoreo de volcanes

Un enfoque moderno en sismología volcánica, está en la instalación de Arrays o arreglos sísmicos densos en zonas volcánicas; esta técnica es ampliamente difundida para el estudio a detalle de las fuentes sismo-volcánicas y también para determinar la estructura local de la velocidad en el medio volcánico.

La utilidad de un array sísmico depende de dos puntos clave: La configuración espacial de las estaciones, que actúa como un filtro para ciertas velocidades de propagación y la implementación de procedimientos óptimos para el procesado de los datos. Para el primer punto, la configuración de un array, tiene cuatro condiciones importantes (Asten & Henstridge, 1984):

- ✓ El diámetro del array o apertura  $D$  debe ser tan grande al menos como la longitud de onda más larga que nos interese.
- ✓ Mirando desde cualquier dirección, tiene que haber estaciones tan próximas entre sí como la mitad de la longitud de onda de interés más corta, para evitar el aliasing espacial.



- ✓ El número de estaciones debe ser mayor que el número de ondas planas que inciden simultáneamente sobre el array. La instalación del array debe ser logísticamente viable.
- ✓ Dado un número fijo de sensores, se debe llegar a un compromiso entre la apertura del array y el espaciado, dependiendo del tipo de señal que deseemos registrar. Podemos adoptar como criterio para el diseño de arrays la relación:

$$D > \lambda > 2d$$

Que nos fija aproximadamente las longitudes de onda para las que es adecuada una cierta configuración.

Así, por ejemplo, un array lineal de 11 sensores situados cada 50 m registrará con propiedad un rango aproximado de longitudes de onda entre 0.1 y 1 km (siempre que incidan longitudinalmente al dispositivo). Si la frecuencia es del orden de 2 Hz (que son las frecuencias típicas en el campo de la sismología volcánica, al que se refiere esta tesis), esto equivale a velocidades aparentes entre 0.2 y 2 km/s.

Si disponemos de un solo array, hemos de proveernos con un cierto conocimiento de la estructura de velocidad de la zona. A partir de la lentitud aparente obtenida, se calcula el camino que han seguido las ondas sísmicas, mediante el trazado inverso del rayo. Pero necesitamos otro dato para poder fijar la distancia y la profundidad. En el caso de los sismos tectónicos, se pueden utilizar la diferencia S-P (Ibañez et al., 1997). En otro tipo de señales, es necesario disponer de un cierto conocimiento de la geología y la estructura del volcán para acotar la distancia a la que se encuentra la fuente.

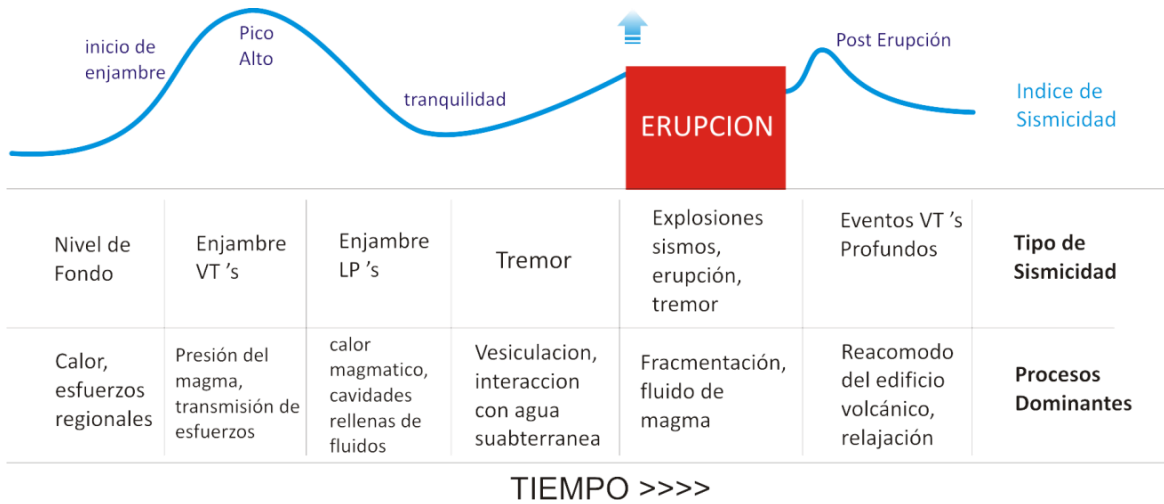
Si disponemos de varios arrays, al menos dos, colocados en distintas orientaciones con respecto a la fuente, podemos utilizar las direcciones de procedencia obtenidas por cada uno para estimar la posición del epicentro. A partir de ahí, como antes, se aplica el trazado inverso del rayo para obtener la profundidad. Este método, puramente geométrico, es lo que se conoce como localización conjunta (Métaxian et al., 1997; La Rocca et al., 1998).

### 3.3.3 Evaluación de la red sísmica

En zonas de influencia volcánica, el problema principal, además de poseer una red de estaciones más o menos completa, es el modelo de tierra o de capas. En esos casos el trabajo es un poco más complicado dado que se trabaja en zonas extremadamente heterogéneas y donde no es fácil usar modelos de capas planas, donde la velocidad de la onda P resulta difícil de promediar y donde la razón de velocidades  $V_p/V_s$  se aleja de la teórica 1.73 para poder minimizar los errores de localización se necesita un conocimiento detallado de la estructura y/o poseer una densidad de estaciones suficientemente grande que circunde a las regiones fuente para poseer numerosos tiempos de llegada de ondas con diferente azimut.

### 3.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE SEÑALES SISMO-VOLCANICAS

Inicialmente, cualquier observatorio volcánico tiene la necesidad de clasificar los eventos sísmicos que ocurren en su volcán de estudio. Como se ha mencionado anteriormente, los diferentes tipos de eventos sísmicos difieren en su forma de onda, frecuencias, ocurrencia y sobre todo en su fuente o mecanismo generador. Es por esta razón que la clasificación de la sismicidad es importante en la evaluación de actividad y estado en la que se encuentra un volcán (Fig. 3.14, McNutt, 1996).



**Figura 3.14.-** Diagrama donde se representa el tipo de sismicidad y los procesos dominantes antes de una erupción (Tomado de McNutt, 1996).

En el procesamiento de datos en tiempo real para el reconocimiento de precursores se recomienda que incluya al menos: análisis espectral de eventos, localización de eventos, análisis espectral continuo de la señal de ruido, análisis de las señales con distintos tipos de filtrado. Son de especial interés las señales filtradas con pasa-bajos a frecuencias inferiores a 2 Hz.

#### 3.4.1 Análisis espectral

Uno de los métodos que más ha ayudado en los últimos años en el reconocimiento de las señales sísmicas, es el análisis espectral. Dicha herramienta ayuda a transformar una señal en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. Para ello se puede utilizar la Transformada Discreta de Fourier o (DFT), la cual puede ser calculada de modo muy eficiente y con mayor rapidez mediante el algoritmo de la transformada rápida de Fourier (FFT) de Cooley y Tukey (1965). La DFT está definida como:

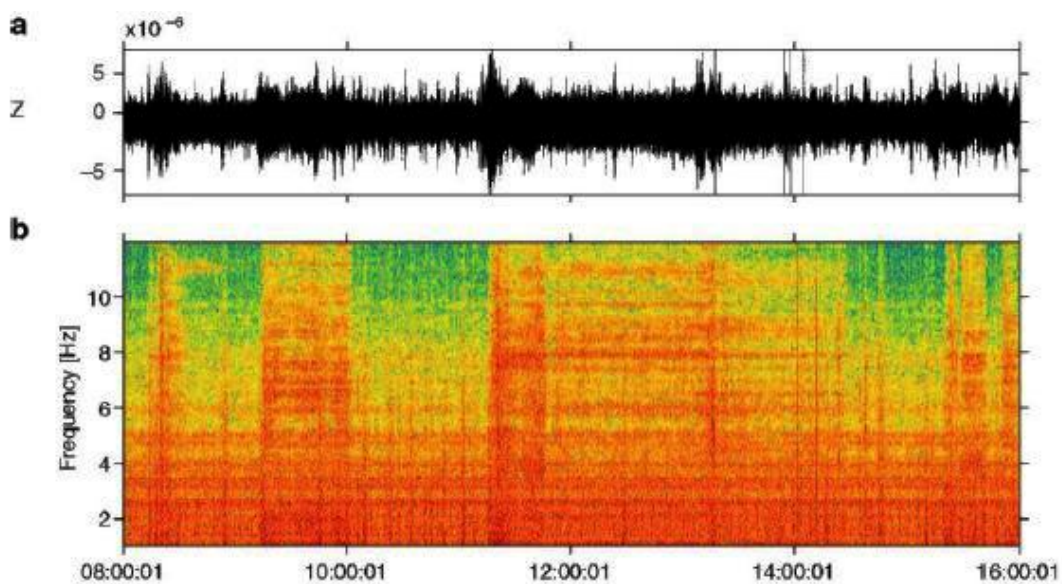
$$f_j = \sum_{k=0}^{n-1} x(t)_k e^{-\frac{2\pi i}{n}jk} ; j = 0, \dots, n - 1$$

Siendo  $x(t)$  una función del tiempo,  $f_0, \dots, f_{n-1}$  una secuencia de números complejos,  $i$  la unidad imaginaria ( $i^2 = -1$ ),  $n$  el número total de muestras. De tal forma que si obtenemos el módulo de  $f_j$ , podremos obtener el espectro de amplitudes. De igual forma, la resolución de las frecuencias estará en función del número de datos y de la frecuencia de muestreo.

Con ayuda de la FFT se pueden construir espectrogramas, los cuales nos ayudan a conocer la amplitud en una determinada frecuencia y su variación a lo largo del tiempo. Los espectrogramas se forman a partir de espectros de amplitud de ventanas fijas de tiempo. Las ventanas de análisis se pueden traslapar hasta en un 50%, esto es para generar una buena unión entre una ventana y otra. El resultado de dicho proceso es significativamente influenciado por la elección de la ventana de análisis y su longitud.

Una buena resolución en tiempo del espectrograma requiere una ventana de tiempo corta, en contraste una buena resolución de las frecuencias requiere una ventana grande en el tiempo. Debido a esto, una vez que la ventana de tiempo es escogida, la resolución en tiempo y frecuencia son fijadas (Lesage et al., 2002).

En algunas ocasiones los espectros de amplitud que forman parte del espectrograma son normalizados, esto es para observar en donde se encuentra la energía espectral sin importar la amplitud (Tárraga, 2007). Con lo cual es de gran utilidad para conocer únicamente los cambios espectrales de la señal estudiada, como se ha hecho para el seguimiento de lagos de lava en los volcanes Ambrym (Carniel et al., 2003) y en Erta Ale (Fig. 3.15, Jones et al., 2006).



**Figura 3.15.-** a) Señal sísmica de tremor y b) espectrograma de la señal sísmica para el lago de lava del volcán Erta Ale (Modificado de Jones et al., 2006).

### 3.4.2 RSAM y las mediciones de la amplitud acumulada

Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM) es una metodología desarrollada por Endo y Murray (1992) por el servicio geológico de los Estados Unidos USGS (United States Geological Survey) para resumir la actividad sísmica durante una crisis volcánica. Esta técnica es usada para caracterizar cambios importantes, en la sismicidad de un volcán en tiempo real. Esta herramienta calcula la amplitud promedio de la señal, en sismómetros individuales, en lugar de localizar y cuantificar la magnitud de los eventos sísmicos.

Durante una crisis volcánica, la sismicidad normalmente llega a un nivel en el que los eventos sísmicos son difíciles de distinguir; los registros sísmicos analógicos proveen alguna información, pero no proveen un análisis cuantitativo rápido. RSAM provee información cuantitativa durante periodos de intensa sismicidad antes de una erupción volcánica; es precisamente durante estos periodos en que la necesidad de medir cuantitativamente la información sísmica es más crítica (Bergman E., 2001).

RSAM calcula la media del valor absoluto de la amplitud de los registros sísmicos en intervalos de tiempo constantes; El incremento en la amplitud de los tremores o tasa de ocurrencia y el tamaño de los eventos causan que los valores de RSAM se incrementen. En vez de enfocarse en los eventos individuales, RSAM suma las señales de todos los eventos durante intervalos de 1.5 a 10 minutos para proveer información simplificada pero muy útil acerca del nivel de la actividad sísmica y es expresada mediante la siguiente relación:

$$RSAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i$$

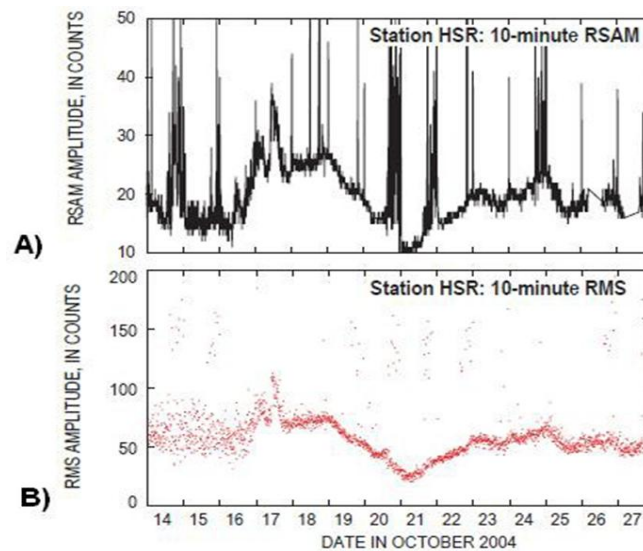
Donde  $N$  es la longitud de la ventana o el número total de muestras y  $A_i$  es la amplitud de la onda. El RSAM puede proporcionar una simplificada pero muy útil medida del nivel general de la actividad sísmica. Sin embargo, el RSAM no distingue entre actividad volcánica y otras fuentes de vibración del terreno como el viento, alguien caminando cerca de la estación, o un gran sismo regional; debido a esto, se debe tener cuidado para no confundir el ruido del viento u otras señales no volcánicas con el de la actividad volcánica.

Este sistema ha sido utilizado en varios volcanes en las últimas dos décadas y ha demostrado ser útil en crisis volcánicas como en el volcán Pinatubo, Filipinas (1991), en el Redoubt, Alaska (1989), Santa Elena (1991), así como en el volcán de Colima (1998) (Arambula, 2002). En el Monte Santa Elena, RSAM produjo 16 alarmas debido a eventos sísmicos explosivos, 22 alarmas debidas a caída de roca, 1 asociada a un sismo, 12 a eventos regionales y 6 a problemas de telemetría (USGS, 2005).

Otro parámetro sísmico que ha sido ampliamente utilizado en otros volcanes en el mundo, es el 'Real-time Seismic Energy Measurement' o RSEM (De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila, 2001), o también comúnmente conocido, como RMS (Root Mean Square).

$$RSEM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i^2}$$

Donde  $N$  es la longitud de la ventana o el número total de datos y  $A_i$  es la amplitud de la onda. En la figura 3.16 podemos observar el RSAM y el RSEM o RMS para el volcán Santa Helena en su último periodo eruptivo (Qamar et al., 1998).



**Figura 3.16.-** a) RSAM calculado cada 10 min para la estación HSR en el Monte Santa Helena, b) RSEM o RMS para la misma estación y ventana de tiempo que en a) (Modificado de Qamar et al., 2008).

### 3.4.3 Localización de fuentes sismo-volcánicas

Para la localización espacial y temporal se pueden usar varias técnicas en función de la instrumentación utilizada. En zonas volcánicas, además de la localización con redes sísmicas se está extendiendo el uso de las antenas sísmicas. La ventaja principal de las antenas sísmicas consiste en que el muestreo espacio-temporal del campo de onda que realizan nos permite analizar y localizar señales volcánicas caracterizadas por la ausencia de fases claras, como por ejemplo el tremor volcánico o los eventos de largo periodo (LP), además de los microsismos volcano-tectónicos (VT).

Las técnicas de localización clásicas o con redes sísmicas se llevan a cabo en la mayoría de los centros de registro sísmico. Estos tienen su origen en los trabajos de Geiger (1912), quien plantea el problema de la localización de los eventos como lineal (cuando en realidad no lo es). Se utilizan métodos iterativos sobre pequeñas variaciones de las localizaciones reales. Las coordenadas hipocentrales junto con el tiempo origen se van modificando iterativamente hasta que hay una solución que satisface las condiciones impuestas. Estas localizaciones son muy sensibles al modelo de velocidad empleado, y la utilización generalizada de los modelos unidimensionales implica no tener en cuenta las variaciones laterales de velocidad.

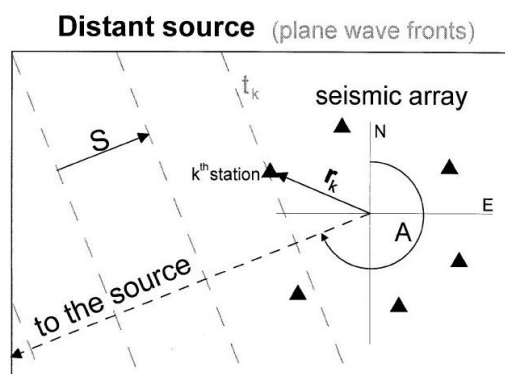
Las técnicas de localización con antenas sísmicas se utilizan de manera distinta. Las redes sísmicas tienen distancias entre estaciones de decenas de kilómetros, y se asume que la fuente sísmica se localiza en el interior de la red. Por el contrario, las distancias entre estaciones de las antenas sísmicas de pequeña apertura (como las empleadas generalmente en zonas volcánicas) son de decenas de metros, y se asume que la fuente es lo suficientemente lejana como para suponer que los frentes de onda incidentes son planos (Abril e Ibáñez, 2000). Por lo tanto las técnicas empleadas para localizar se basan en la caracterización del frente de onda que atraviesa la antena sísmica, buscando la máxima coherencia de la señal entre las distintas estaciones. Este análisis nos proporcionará el azimut de



donde procede el frente de onda (back-azimuth) y la velocidad aparente con que atraviesa la antena sísmica (Fig. 3.17). Si estos dos parámetros se combinan con las diferencias de tiempos entre las fases P y S (en caso de que sean sismos), se aplica la técnica del trazado del rayo, entonces podremos determinar la posición del foco de estos sismos.

Es evidente que las localizaciones sísmicas, obtenidas con cualquiera de las técnicas de antenas o redes sísmicas, tienen asociadas un cierto nivel de incertidumbre que se deben a distintos factores. Algunos de estos están relacionados con la metodología empleada. Por ejemplo para las antenas sísmicas hay un error introducido por la aproximación del frente de onda de la señal a un frente plano, la configuración de las estaciones de la antena sísmica, y el espaciado de la malla de lentitud aparente utilizado. Para las redes sísmicas, hay errores que vienen por la incertidumbre en la determinación de las fases, errores en la posición de las estaciones, etc. Además se debe tener en cuenta que en ambos casos (redes y antenas sísmicas) encontramos factores como las heterogeneidades laterales de la estructura de velocidad (que normalmente no se tienen), modelo de velocidad, la presencia de ruido sísmico, efectos de sitio, etc.

En general, los intervalos de incertidumbre de las localizaciones son relativamente grandes, lo que se traduce en localizaciones hipocentrales poco precisas que a la vez son útiles para un análisis preliminar, pero no para poder relacionar la sismicidad con las posibles estructuras que la originan.

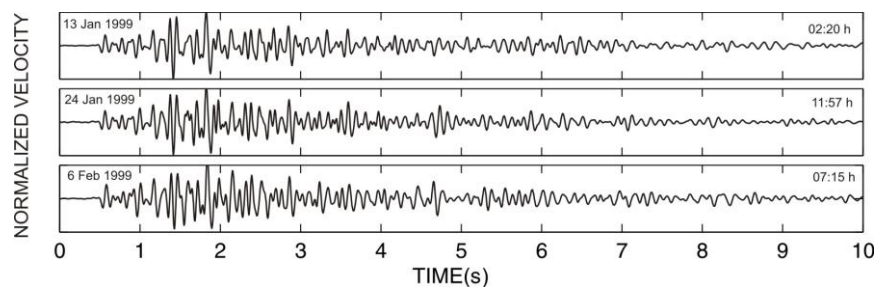


**Figura 3.17.-** Esquema del avance de un frente de onda plano al atravesar una antena sísmica. Los triángulo negros indican la posición de las estaciones,  $r_k$  es el vector de posición de la estación  $k$ ,  $A$  es el back-azimuth hacia la fuente y  $S$  la lentitud aparente (Almendros et al., 1999).

Para intentar localizar de manera más precisa los hipocentros se han desarrollado diferentes técnicas que permiten reducir los efectos de las fuentes de error descritas. Actualmente la que más se utiliza para localizar de forma precisa los sismos es la localización relativa de unos eventos respecto a otro evento con forma de onda parecida. La localización relativa se ha aplicado en regiones tectónicas y volcánicas. En zonas tectónicas se utiliza principalmente para obtener información sobre el plano de ruptura cuando no se pueden calcular mecanismos focales, por ejemplo para el análisis de series de microsismos (Deichmann y García-Fernández 1992; Stich et al. 2001; Saccorotti et al. 2002; Scarfi et al. 2003; Massa et al. 2006; Ruiz et al. 2006; Ocaña et al. 2008).

Recientemente, se ha aplicado el método de localización relativa para el estudio del tremor no volcánico (Shelly et al. 2009). En regiones volcánicas, la localización relativa proporciona información sobre distribución de los hipocentros de los sismos VT y permite definir con detalle la extensión y la geometría del sistema magmático activo (Fremont y Malone 1987; Gillard et al. 1996; Jones, et al. 2001; Musumeci et al. 2002; Alparone y Gambino, 2003; Brancato y Gresta, 2003; Battaglia et al. 2004; Hensch, et al. 2008). También se ha aplicado al análisis de los cambios temporales que ocurren en los volcanes como resultado de la dinámica interna y los movimientos de magma (Ratdomopurbo y Poupinet 1995; Snieder y Hagerty 2004; Pandolfi et al. 2006; Carmona et al. 2008; Martini et al. 2009).

Las secuencias sísmicas están caracterizadas a menudo por la ocurrencia de grupos de sismos con formas de onda similares, que se llaman comúnmente multipletes o familias. (Fig. 3.18). Esta similitud se interpreta en base a que los sismos se originan en el mismo plano de falla con el mismo mecanismo de fuente (Tsujiura 1983; Geller y Muller 1980). Si no se cumpliera esta hipótesis, las diferencias en el mecanismo provocarían variaciones en las formas de onda. Además, las fuentes deben ser cercanas para que el camino de propagación a través de las heterogeneidades del medio sea el mismo para todos los sismos (Deichmann y García-Fernández, 1992; Maurer y Deichmann, 1995; Poupinet et al. 1996). En caso contrario, habría diferencias importantes en los tiempos S-P, efectos de camino distintos, cambios en el contenido de frecuencias, etc. Según algunos trabajos para el estudio de la coherencia entre las formas de onda, la condición para que los sismos sean similares es que la distancia entre sus hipocentros sea menor que un cuarto de la longitud de onda dominante (Geller y Mueller, 1980). Pero trabajos más recientes indican que es posible obtener altas similitudes de las forma de onda para distancias hipocentrales de varias veces la longitud de onda (Harris, 1991; Aster y Scott, 1993).



**Figura 3.18.-** Ejemplo de sismos con formas de onda similares de la serie de la Isla Decepción (Carmona E., 2009).

La identificación de sismos similares se basa en la comparación de los sismogramas registrados en una estación de referencia. Actualmente se han desarrollado distintos tipos de algoritmos, como los “patrones de reconocimiento” (Joswig, 1995), los “patrones sintéticos” (Zhizhin et al. 1994), los que utilizan una aproximación fractal (Smalley et al. 1987). Pero el que se sigue empleando con más frecuencia es el análisis de la correlación cruzada de las formas de onda entre pares de eventos (p.ej. Mezcuá y Rueda, 1994; Shearer, 1997; Stich et al. 2001; Kraft et al. 2006; Ruiz et al. 2006a; Ocaña et al. 2008).

# Capítulo 4 Estudios sísmicos anteriores y datos geoquímicos recientes

## 4.1 INTRODUCCIÓN

Desde las primeras informaciones históricas hasta el presente se menciona que en El Misti se producen emisiones gaseosas notables de tiempo en tiempo acompañadas de sacudidas sísmicas casi imperceptibles (Parodi, 1965).

Es a partir del año 1994, que el Instituto geofísico del Perú, inicia un programa integral de investigaciones y misiones de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos cuya implementación y ejecución de forma temporal y permanente tuvieron como objetivo fundamental comprender el comportamiento del volcán así como sus diferentes manifestaciones de actividad (Cruz, 2004).

Como antecedente más reciente sobre sismicidad en el volcán Misti, fueron tres campañas sísmicas breves, realizadas por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) en el marco de un convenio de cooperación científica. Con cuyos datos se realizaron informes preliminares (Metaxian et al, 1998) y una tesis (Llerena, 2005).

Otro antecedente importante es el monitoreo geoquímico de la fuente termal Charcani V, iniciado en 1998 por el IGP y el Istituto di Geochimica dei Fluidi Palermo de Italia. Esta vigilancia consistió en monitorear la temperatura diaria de las aguas de la fuente termal y la obtención de muestras de agua en forma semanal, a fin de efectuar el análisis geoquímico respectivo y evaluar la actividad volcánica del Misti (Cruz, 2004).

## 4.2 CAMPAÑAS SÍSMICAS

Estudios en sismología volcánica en el Misti, han desplegado sismómetros de periodo corto y de banda ancha. El primero se realizó en 1998, luego en el 2000 y el ultimo en el 2001(después del terremoto del 23 de Junio). Resultados mostraron predominantemente eventos tipo volcano-tectónico o VT, seguidos de eventos LP o de largo periodo, eventos tornillo y un tipo de evento volcano-tectónico con evento precursor. Su localización hipocentral mostró una sismicidad orientada preferencialmente hacia el flanco superior SE del edificio volcánico, interpretándose como una interacción entre los fluidos hidrotermales y el magma (Llerena, 2005).

La Campaña sísmica de 1998 se inició el 25 de marzo 1998, se comenzaron a operar 2 estaciones sísmicas temporales (MIST ubicada a 5650 m y MINO a 4540 m) de periodo corto Mark Products (L4-3D de tres componentes, para un periodo de dos semanas aproximadamente; como resultado un registro significativo de eventos sismo volcánicos tipo VT, LP, VTP (VT con evento precursor) y Tornillo (Fig. 4.2), y la puesta en funcionamiento de una estación telemétrica permanente de banda ancha y tres componentes, en noviembre 1998 denominada “MIS” (4485 msnm) y fue parte de la red sísmica nacional del IGP (Llerena, 2005).

La Campaña sísmica del 2000 se inició el 25 de Abril 2000, el IGP retomó nuevamente la ubicación de la estación MIST (cumbre), para instalar otra estación temporal de banda ancha Guralp (CMG-40T) de tres componentes, esta operó por casi 10 días; como resultado final un registro importante de actividad VT, VTP y Tornillo (Fig. 4.3), pero a diferencia de la anterior campaña se presentaron en menor cantidad y no se pudo identificar eventos tipo LP (Llerena, 2005).

Luego del resultado obtenido en las anteriores campañas, el IGP decidió realizar una nueva campaña sísmica para el año 2001, con un número mayor de estaciones que permitieran obtener una localización de sismos volcánicos y que funcionen de manera continua.

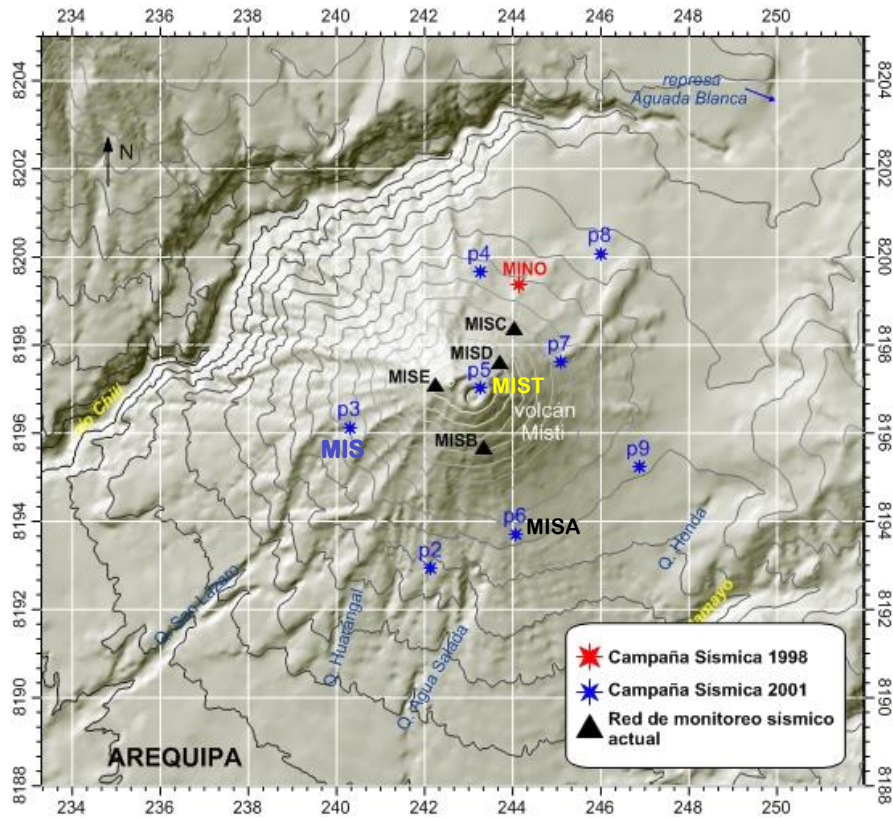
El 2 de Octubre 2001, comenzó la campaña sísmica del 2001, esta red estuvo compuesta de ocho estaciones sísmicas de banda ancha Guralp (CMG-40T) de tres componentes, estas operaron por casi 22 días de registro; como resultado el registro de eventos tipo VT, LP y VTP (Fig. 4.4) y 22 eventos tipo VT localizados (Fig. 4.5), y a diferencia de las dos primeras campañas hubo una ausencia notable de eventos tipo Tornillo.

**Tabla 4.1.- Puntos de instalación de cada una de las estaciones utilizadas en las tres campañas sísmicas 1998, 2000 y 2001; la calidad de registro: (1) buena, (2) regular y (3) irregular y el nivel de dificultad para su acceso.**

Campaña sísmica	Nombre Estación	Longitud	Latitud	Altura (msnm)	Calidad	Acceso
1998	MINO	244.134	8199.356	4540	3	fácil
1998 y 2001	MIS/P3	240.305	8196.132	4430	3	fácil
1998, 2000 y 2001	MIST/P5	243.267	8197.019	5700	1	regular
2001	p2	242.152	8192.938	3760	2	fácil
	p4	243.267	8199.664	4490	3	fácil
	p6	244.074	8193.713	4080	3	fácil
	p7	245.078	8197.611	4730	3	fácil
	p8	245.994	8200.08	4110	3	fácil
	p9	246.871	8195.235	4050	2	fácil

La Tabla 4.1 y figura del mismo número, muestran las coordenadas y la distribución de todas las estaciones sísmicas temporales utilizadas en las tres campañas sísmicas de 1998, 2000 y 2001. Así como también la red de monitoreo permanente actual. En las tres campañas se retomó la ubicación exacta de la estación MIST (MIST en las dos primeras y P5 en la última), debido a que fue la estación

que más eventos sismo-volcánicos registró y de buena calidad a la hora de leer las fases P y S; en solo la última campaña 2000 se repitió la ubicación de la estación MIS para la P3.



**Figura 4.1.-** Ubicación en el Mapa de cada una de las estaciones sísmicas temporales y permanentes instalas en el Misti desde el año 1998 hasta la actualidad (Fuente: IGP).

Como se mencionó anteriormente, todas las campañas sísmicas tuvieron una estación sísmica en común (MIST en las dos primeras y P5 en la última), pero diferente instrumentación. Entonces tomando como referencia la estación MIST (P5), los sismos más importantes identificados en aquellas campañas fueron cuatro: los de tipo Largo Periodo (LP), Volcano Tectónico (VT), VTP (VT con evento precursor) y Tornillos, pero su incidencia no fue la misma en todas las campañas.

El promedio de incidencia diaria de eventos VT, LP, VTP y Tornillo; comparando las tres campañas sísmicas se muestra en la Tabla 4.2, donde predominio de eventos VT se hace notorio en las tres campañas con respecto a los otros eventos.

La mayor incidencia de eventos se presentó en 1998 en 15 días, con un promedio de hasta 26 eventos VT por día, de ahí le sigue los VTP con 11 eventos por día, así también los eventos LP con un promedio de 1 evento por día y esporádicamente la ocurrencia de Tornillos (7 eventos), que por cierto fue mayor a diferencia de las demás campañas.

En el 2000 se hizo notable la ausencia de eventos tipo LPs propiamente dichos, pero si se presentaron eventos tipo Tornillo (5 eventos) que al igual que los anteriores tienen mucho que ver con la interacción de fluidos magmáticos (un tipo especial de evento LP). En esa campaña el



promedio de mayor incidencia fue de 7 eventos por día y corresponde a los eventos VT, y fue el más bajo de las tres campañas.

En el 2001 el nivel de ocurrencia promedio de los eventos LP fue mayor con respecto a las tres campañas, con 5 eventos LP por día, la ocurrencia de VT aumento con respecto a la campaña anterior. Así como también fue notable la ausencia de eventos Tornillo para el periodo en mención.

**Tabla 4.2.- Promedio de la incidencia sísmica en las campañas sísmicas temporales de 1998, 2000 y 2001, según la clasificación de sismos volcánicos.**

Tipo de evento	Campaña Sísmica		
	1998	2000	2001
<b>LP</b>	1 ev/día	-	5 ev/día
<b>VT</b>	26 ev/día	7 ev/día	11 ev/día
<b>VTP</b>	11 ev/día	5 ev/día	4 ev/día
<b>Tornillo</b>	< 1 ev/día	< 1 ev/día	-
<b>Periodo</b>	<b>15 días</b>	<b>10 días</b>	<b>22 días</b>
<b>Total estaciones</b>	<b>2 estaciones</b>	<b>1 estación</b>	<b>8 estaciones</b>

En la Tabla 4.3 se resume todas las características espectrales y la duración de cada tipo de evento identificado en las tres campañas sísmicas 1998, 200 y 2001.

De ahí podemos decir que los picos espectrales dominantes de los eventos VT superan los 6.0 Hz y tienen comportamientos similares a los eventos tipo VTP, la principal diferencia entre ambos es la duración. Y de las tres campañas sísmicas ambos conservan sus características.

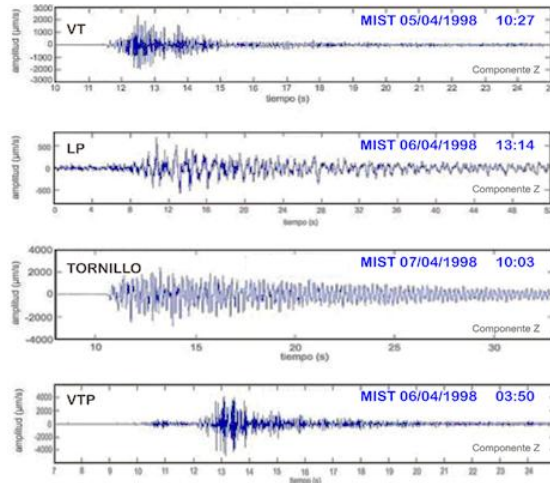
En cuanto a los sismos LP, los picos espectrales dominantes son similares en las campañas de 1998 y 2001 oscilan entre 2 a 5 Hz. En relación a su duración en 1998 su duración promedio fue de 40 segundos y a diferencia de la campaña del 2001 los eventos LP presentaron duraciones desde los 6 segundos hasta los 60 segundos.

En relación a los Tornillos, sus picos espectrales van de 1 a 6Hz, su banda espectral es muy limitada, pues solo presenta un pico espectral bien definido, y tiene una duración mayor al minuto.

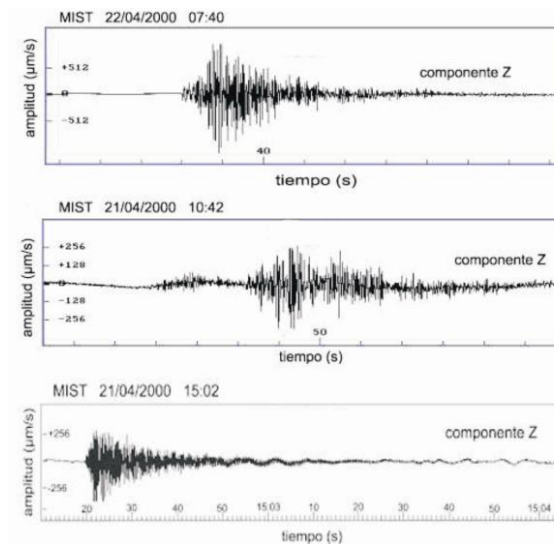
En conclusión podríamos decir que no hubo cambios significativos en las características de uno y otro evento VT y LP, solo la ausencia de Tornillos en el 2001 y poca o casi nada información de ellos.

**Tabla 4.3.-** Características de los eventos sísmicos volcánicos registrados en las campañas de 1998, 2000 y 2001 en el volcán Misti.  $F_p$  = frecuencia principal,  $D$  = duración. --- = no hubo registro de ese tipo (Llerena P., 2005).

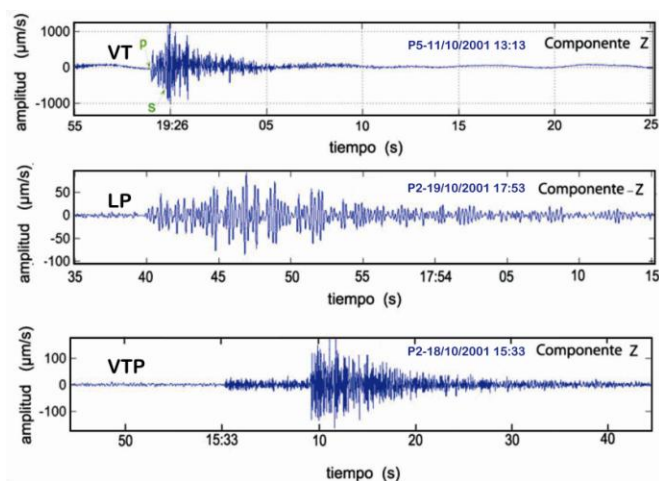
Sismos volcánicos Misti	Campaña 1998		Campaña 2000		Campaña 2001	
	$F_p$ (Hz)	Dur. (seg)	$F_p$ (Hz)	Dur. (seg)	$F_p$ (Hz)	Dur. (seg)
VT	>06	>10/20 - 30	11 - 15	~20	05 - 15	7 - 17/24
LP	>02<	>40<	-----	-----	02 - 05	6 - >60
VTP	06 - 20	>40<	09 - 15	20 - 80	05 - 13	09 - 70
Tornillo	>04<	>60	01 - 06	80 - 100	-----	-----



**Figura 4.2.-** Ejemplos de sismos VT, LP, Tornillo y VTP encontrados en la campaña sísmica de 1998 (Llerena P., 2005).



**Figura 4.3.-** Ejemplos de sismos VT, VTP y Tornillo, encontrados en la campaña sísmica de 2000 (Llerena, 2005).



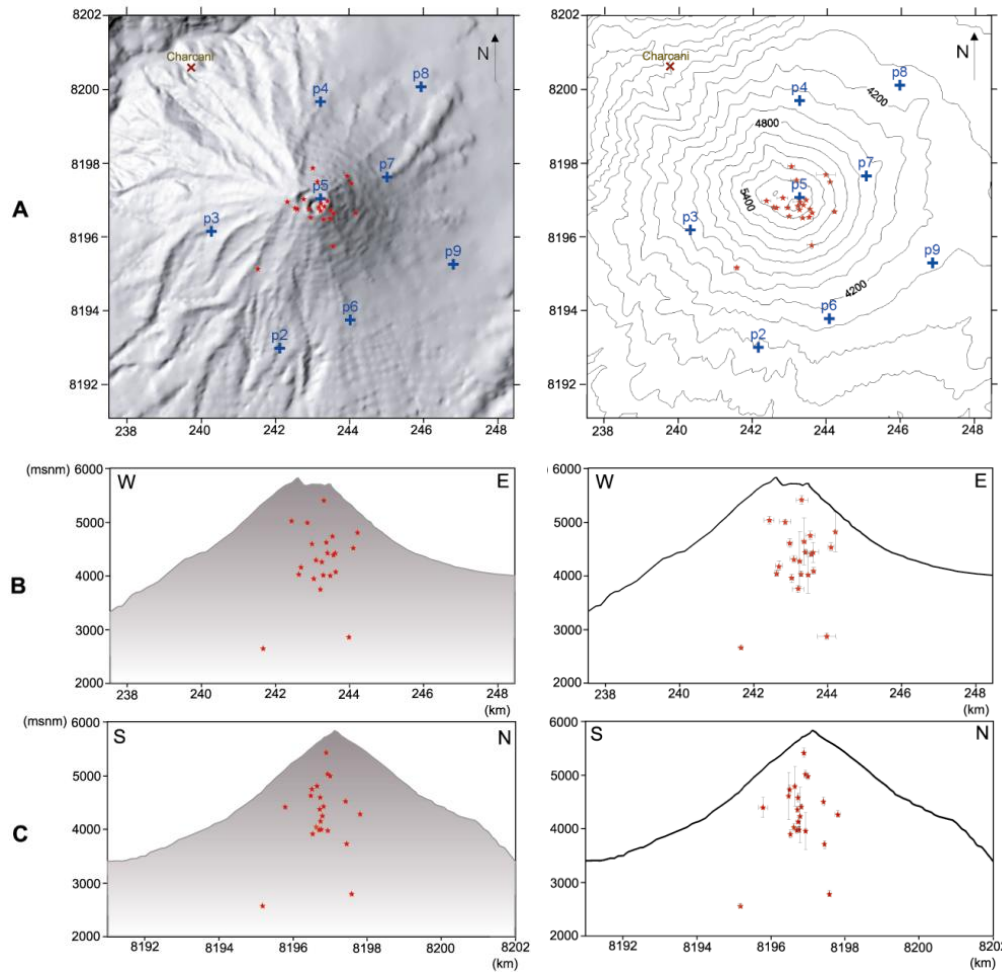
**Figura 4.4.-** Ejemplos de sismos VT, LP y VTP encontrados en la campaña sísmica de 2001 (Llerena, 2005).

Los resultados obtenidos, acerca de la localización de sismos registrados en el año 2001 en el Misti, tenemos que estos se localizaron entre los 3800 y 4700m de altitud respecto al nivel del mar. El mapa de distribución de epicentros de los eventos tipo VT muestra que la mayor sismicidad ocurre dentro del área que tiene relación con la zona hidrotermal plenamente identificada en estudios geofísicos anteriores (Ramos, 2000). Entonces dicha sismicidad es una consecuencia de la actividad del sistema hidrotermal, y podría considerarse como una actividad normal para un volcán que emite fumarolas regularmente como es el caso del volcán Misti.

Los rangos de error en dirección vertical (SEZ) y horizontal (SEH) para cada evento VT fueron calculados por el programa Hypoellipse conjuntamente con los resultados de su ubicación espacial (Fig. 4.5). De los 22 eventos VT localizados, el rango de error mayor y menor en dirección horizontal fue de 0.51 y 0.08 km. respectivamente, los cuales no son altos y son considerados aceptables. El programa los clasifica dentro de la categoría “a”. Los rangos de error en dirección vertical se encuentran también dentro de la categoría “a” (Llerena, 2005).

En el estudio, no se ha podido dar más detalles del origen de los sismos VT debido a la limitada cantidad de sismos localizados, en total 22 y con valores de magnitud que van de 01 a 1.5 ML (Llerena, 2005).

La ubicación hipocentral de los eventos registrados en este periodo, mostraba una actividad sísmica descentrada con localizaciones preferenciales hacia el SE del cráter. La notable ausencia de sismos hacia el lado NW, indicando que la falla postulada por Thouret (2001) no está activa, y con datos sísmicos futuros sobre la actividad del volcán Misti podrían revelar el carácter de esta falla (Llerena, 2005).



**Figura 4.5.-** a) Mapa vista en planta del volcán Misti y su distribución espacial de los sismos VT, b) Corte EW del volcán Misti, c) Corte NS del volcán Misti, Octubre-2001, con sus respectivos errores ZEV y ZEH, periodo Octubre-2001 (Llerena, 2005).

### 4.3 GEOQUÍMICA APLICADA A LA VIGILANCIA DEL VOLCÁN MISTI

La instalación de registradores automáticos para vigilar la temperatura de las aguas de la fuente termal Charcani V, fue iniciada en setiembre de 1998 por el IGP a recomendación del Dr. Francesco Sortino del el Istituto di Geochimica dei Fluidi (IGF) Palermo – Italia, como parte de los estudios geoquímicos en la vigilancia de la actividad volcánica del Misti. Los registros se hicieron hasta el año 2004; en 2005, este monitoreo fue retomado por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

De los primeros resultados obtenidos por el laboratorio del IGP, tenemos la tabla 4.4 la cual muestra las principales características físicas y químicas de la fuente Charcani V; en la figura 4.6 muestra la variación temporal del pH, temperatura y concentración de iones cloruro y sulfatos de la fuente Charcani V desde 1998 al año 2002. Asimismo muestra una variación considerable después del terremoto 8.2 Mw del día 23 de junio del 2001. Los iones cloruros y sulfatos disminuyeron después del terremoto, otra observación fue un incremento del flujo, evidenciando una dilución (mezcla) en la fuente con aguas de reservorios frescas como consecuencia del movimiento. Entonces

la ocurrencia de eventos sísmicos de gran magnitud e intensidad, influyen en la variación de la composición geoquímica de la fuente termal de Charcani V (Cruz, 2004).

**Tabla 4.4.-** Resultado de la composición química de las aguas termales de Charcani V, correspondiente a septiembre 1998 (Sortino F.).

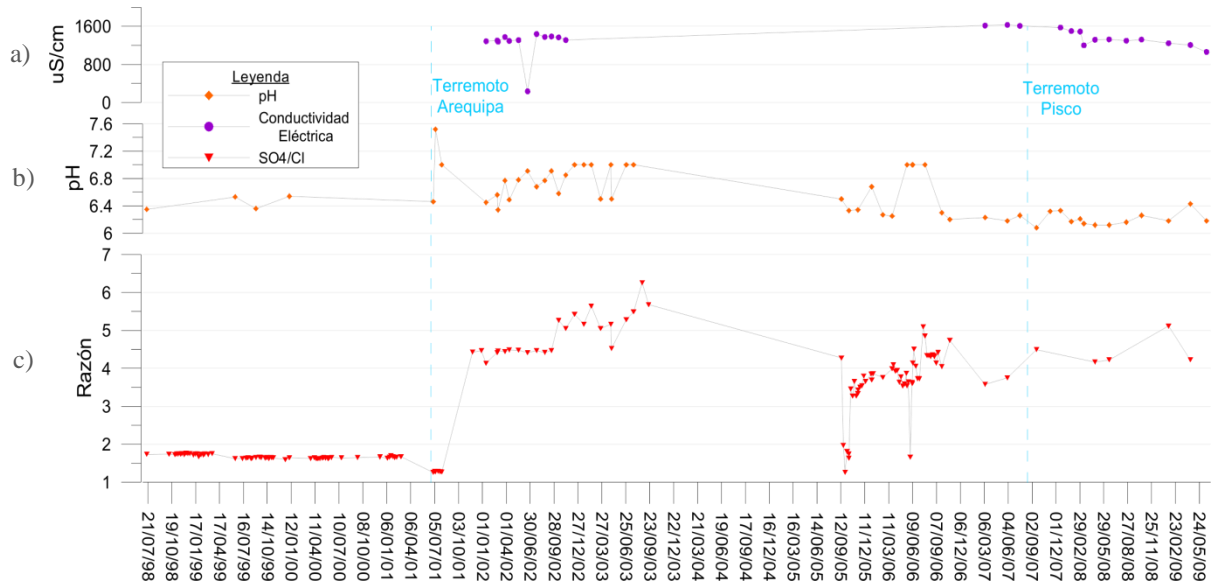
FUENTE TERMAL		:	CHARCANI V
Temperatura (°C)	:		36.5
pH	:		6.9
Conductividad a 25°C (mS):			2770
COMPOSICIÓN QUÍMICA			
Elemento	Concentración		
SiO2 (en campo)	90		
SiO2 (laboratorio)	74.151		
B(meq/l)	0.12		
H <sup>+</sup>	0.00		
NH4 (ppm)	0		
Li (meq/l)	0.135		
Na (meq/l)	6.6		
K (meq/l)	0.166		
Mg (meq/l)	4778		
Ca (meq/l)	5		
F (meq/l)	0.11		
Cl (meq/l)	1.36		
Br (meq/l)	0.024		
NO3 (meq/l)	0.122		
SO4 (meq/l)	1.739		
HCO3 (meq/l)	13.725		
Suma de Cationes	16.679		
Suma de Aniones	16.981		
%error	-1.790		

Además de los datos de temperatura de fuentes termales, se ha obtenido también hasta cuatro medidas de temperatura del domo principal del Misti (medidas hechas en hoyos de 30 centímetros de profundidad por debajo de su superficie). El primero, de 221°C, fue tomado el 01 diciembre 1997; el segundo fue obtenido el 11 septiembre 2001 con 430°C (es decir 2 y ½ meses después del terremoto 8.2 Mw que afectó el sur del Perú); el tercero fue medido el 28 noviembre 2002 con 335°C; el cuarto y último fue medido el 08 de abril 2004 con 265°C (Cruz, 2004).

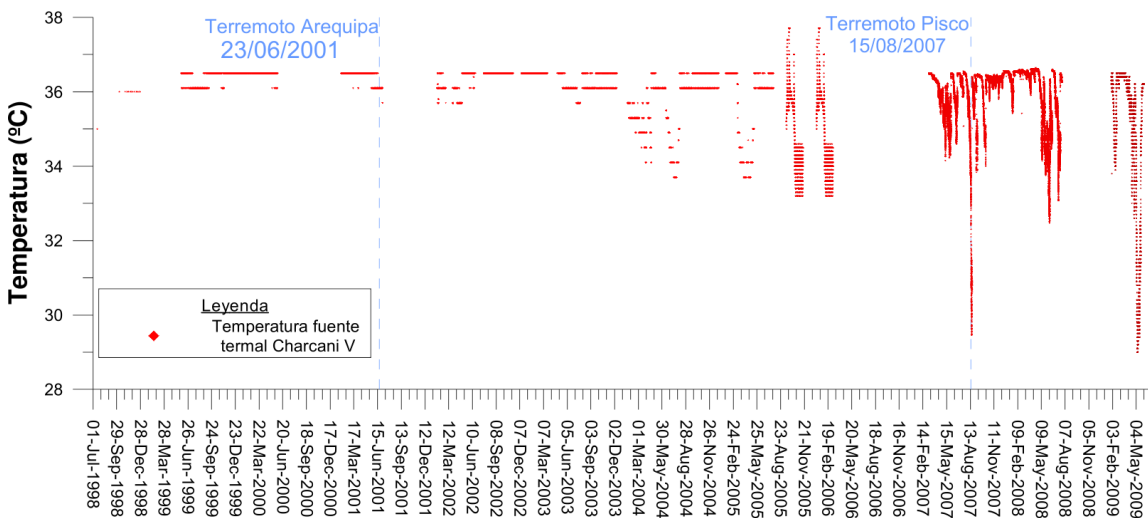
Datos más recientes (entre septiembre de 2005 a mayo del 2009) sobre el comportamiento de la fuente termal Charcani V (Fig. 4.6 y 4.7), muestran que han habido variaciones en los parámetros fisicoquímicos: Temperatura (registrada c/15 minutos), acidez (pH), Conductividad Eléctrica (CE) y concentración de Aniones: Sulfato (SO<sub>4</sub>-2) y Cloruros (Cl-), cuando ocurre el terremoto de Pisco, rompiendo el equilibrio de la razón de SO<sub>4</sub>/Cl, llegándose a registrar valores que fluctúan entre 4 y 5. Y se menciona que dicha razón de SO<sub>4</sub>/Cl probablemente fue afectada por las variaciones de Dióxido de Azufre SO<sub>2</sub> y Cloruro de Hidrogeno HCl provenientes de la desgasificación de la cámara magmática, o por el remezón de la estructura se pudo contaminar el reservorio con aguas con menor contenido de sales disueltas, las que se introdujeron en el sistema hidrotermal (Antayhua et al., 2009).



La razón  $SO_4/Cl$  responde con mayor intensidad a las variaciones de concentración del ión sulfato ( $SO_4^-$ ) que es formado por los gases de azufre (S) disueltos en el agua. Dichos gases de Azufre son emanados desde la cámara magmática, por lo que cuando ocurre una reactivación del sistema de fallas en el volcán, es posible que aumente o disminuya el flujo hacia el sistema hidrotermal, cambiando la concentración de los iones disueltos en el agua (Masías & Antayhua, 2009).



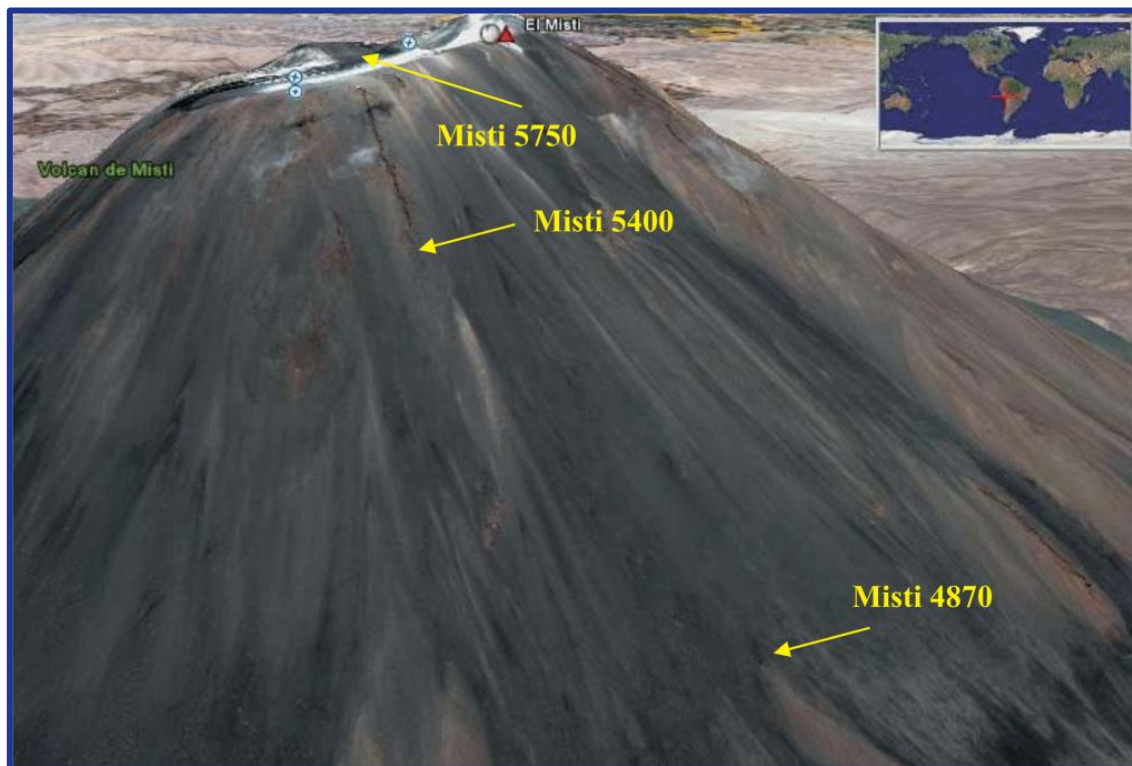
**Figura 4.6.-** Variación temporal de a) conductividad eléctrica, b) el pH y c) la razón de concentración de los cloruros y los sulfatos de la fuente termal Charcani V (las líneas entrecortadas celestes corresponde a la ocurrencia del terremoto de Arequipa del 23 de junio 2001 con magnitud 8.2Mw y el terremoto de Pisco-Ica, el 15 de Agosto del 2007 con una magnitud de 7.0Ml respectivamente) (Antayhua et al., 2009).



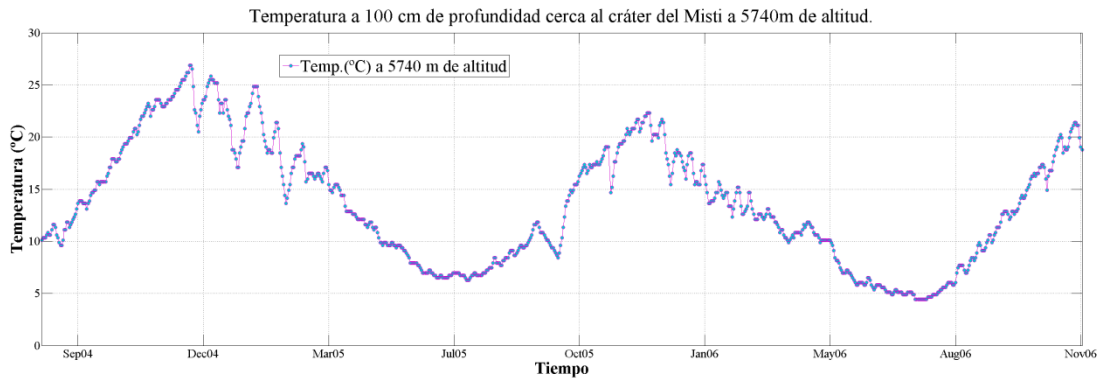
**Figura 4.7.-** Registro de temperaturas de aguas la fuente termal Charcani V de julio 1998 a mayo 2009 (las líneas entrecortadas celestes corresponde a la ocurrencia del terremoto de Arequipa del 23 de junio 2001 con magnitud 8.2Mw y el terremoto de Pisco-Ica, el 15 de Agosto del 2007 con una magnitud de 7.0Ml respectivamente) (Antayhua et al., 2009).

La temperatura en la fuente Charcani V, fue el parámetro que más se ha medido, y cuya temperatura promedio aún se mantiene a 36,4 °C, con variaciones donde los descensos de temperatura destacaron (Masías et al., 2011). La variación más notable ocurrió después del terremoto de Pisco el 15 agosto 2007 (Fig. 4.7). A partir de este se puede apreciar un descenso de 33,49 a 29.49 °C el día 18 de agosto (Masías, 2008).

En el volcán Misti, también se hicieron medidas de temperaturas a diferentes altitudes: 4780, 5438 y 5740 m entre el 12 agosto 2004 al 20 noviembre de 2006 (Fig. 4.8). Se midieron las temperaturas ambiente (aire) y las del subsuelo a profundidades de 20 cm y cuando fue posible se instaló un tercer sensor debajo del suelo entre 40 y 100cm de profundidad (Palacios et al., 2009). Los resultados obtenidos (Fig. 4.9) muestran que la temperatura es en general más alta cuanto más próximo se esté en relación al cráter. Por ejemplo, cerca al cráter (altitud de 5740 msnm, sobre el cono) la temperatura media anual en el suelo a 100 cm de profundidad fue de 11 a 18°C. Este aumento de la temperatura al acercarse al cráter está relacionado a la actividad hidrotermal. El aumento es notorio a pesar de que los sensores fueron colocaron siempre a una distancia de las aberturas fumarólicas visibles (Palacios et al., 2009).



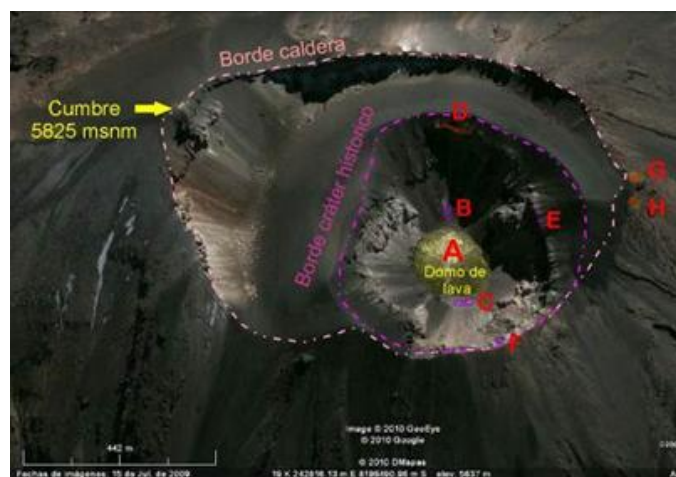
**Figura 4.8.-** Ubicación de las estaciones térmicas instaladas en el Misti entre agosto del 2004 a noviembre 2006 (comunicación personal D. Palacios, UCM-España).



**Figura 4.9.-** Temperaturas de la estación térmica instalada debajo del suelo (100cm profundidad) cerca al cráter del Misti a 5740 m de altura (comunicación personal D. Palacios, UCM-España).

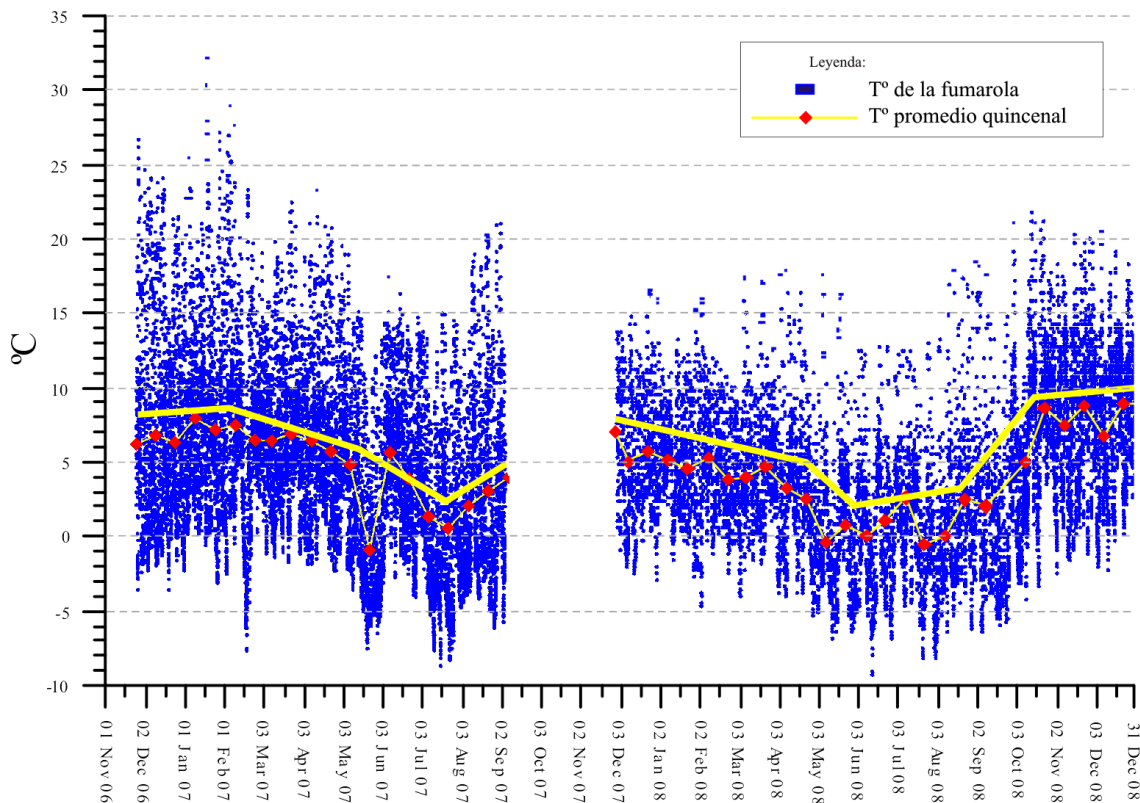
En el Misti, la salida de fumarolas ocurre fundamentalmente por los intersticios del domo actual, donde los volúmenes de gas expulsados pueden variar drásticamente de un día para otro. Luego de realizar un reconocimiento de las fumarolas del Misti en diversas ocasiones en los últimos 5 años, Masías et al., (2011) refiere que se han podido identificar ocho zonas de emisiones de fumarolas (Fig. 4.10), ordenadas en forma alfabética: A, B y C en el fondo del cráter; D, E y F en el borde interno del cráter histórico y por ultimo G y H, en el borde externo de la caldera tal como se ve en la figura 4.10. Las temperaturas máximas de las fumarolas en el domo solo alcanzan 220°C, y en otros puntos las temperaturas medias no superan los 79°C; junto a estas salidas de fumarolas no se aprecia ni ruido ni presión alguna.

De todas las zonas de emisiones, solo en la D fue posible obtener mediciones de temperatura periódica y continua, allí fue instalada la estación MST-F1 (coordenadas UTM 242.952E, 8196.735S, zona 19k a 5745msnm), la que entro en funcionamiento a partir de noviembre 2006 (Masías et al., 2011).



**Figura 4.10.-** Imagen donde se muestran las 8 zonas de emisiones identificadas en el cráter del Misti (Masías et al., 2011).

En la figura 4.11, se muestra el registro de temperaturas en la estación MST-F1. Los puntos unidos de color azul son las temperaturas en la salida junto a la fumarola, los puntos rojos son el promedio de quince días de registro de temperatura. La unión de dichos puntos traza una línea amarilla que asemejarían un modelo o comportamiento de las temperaturas y poder distinguir ciclos de ascenso y descensos de temperatura en los últimos 3 años. Desde diciembre del 2006 en que se empero a muestrear, hasta diciembre del 2008, los valores de temperatura promedio fueron más altos a partir de octubre de 2008 a diferencia del primer ciclo o valor promedio de temperatura máximo en febrero del 2007. El termómetro prácticamente estaba a la intemperie por lo que aparentemente hay fuerte efecto de estacionalidad, donde en verano y primavera se hacen más calientes y en otoño e invierno se hace más frío (Antayhua et al., 2009).



**Figura 4.11.-** Lectura de temperatura de fumarolas entre el N y el E del borde superior del cráter. Esquema de la disposición de los registradores de temperatura, estación MSTF1 (Antayhua et al., 2009).

# Capítulo 5 Adquisición y tratamiento de los datos

## 5.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se explica el proceso o tratamiento a los datos, desde la extracción del registro de la estación sísmica hasta que están listos para su interpretación. Inicialmente se desarrollan algunos aspectos técnicos importantes sobre el funcionamiento de la red sísmica del Misti y las herramientas aplicadas en procesamiento de datos por el cual fue trabajada la presente tesis. Por ejemplo el ploteo de espectros, espectrograma, apilamientos, la visualización de la onda, cálculo de energía y localización hipocentral. Para hacer efectivo lo anterior se usa software como: Matlab, aplicado en casi todo el análisis, y el Hypoellipse en el caso de la localización de hipocentros.

La idea básica de nuestro análisis parte primero por identificar la señal sísmica registrada, pasando luego por verificar su origen volcánico, y por último proceder a clasificarla. En este proceso, la forma de onda de la señal es discriminada del ruido y de la actividad tectónica regional. Una vez que se tiene identificada la señal sismo-volcánica, ésta es llevada al dominio de frecuencias (análisis por transformada rápida de Fourier FFT) a fin de obtener sus características espectrales. De esta manera, tanto las características encontradas en la forma de onda como en su espectro permitirán llegar a clasificar la señal. Posteriormente, al sumar o considerar las señales provenientes de las diferentes estaciones de registro, se procede a efectuar la determinación hipocentral.

En este capítulo se muestran también aspectos tales como: la instrumentación utilizada, elementos finales dentro de la cadena de procesado analógico a electrónico, etc. para cada uno de los sismómetros de periodo corto distribuidos en el Misti.

## 5.2 RED SÍSMICA TELEMÉTRICA PERMANENTE DEL VOLCÁN MISTI

El IGP instaló por primera vez una estación sísmica telemétrica permanente en noviembre de 1998, a la cual denominaron estación “MIS” y estuvo ubicada en la parte Sur Oeste del volcán muy cerca de la zona conocida como “nido de Águilas” (a 3 km del cráter), dicha estación formo parte de la Red Sísmica Nacional del IGP. (Ramos, 2000).

Posteriormente, los resultados obtenidos en geología, geoquímica, geofísica, y las campañas sísmicas realizadas en los años 2000 y 2001, ayudaron a escoger los sitios más ventajosos donde se



colocarían las estaciones de la red sísmica de monitoreo permanente y obtener de esta manera una buena y confiable información sismovolcánica. Es así que la red sísmica de monitoreo volcánico sobre el volcán Misti fue planificada e instalada en conjunto por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia, en un marco de convenio científico-técnico. Luego de varios meses de trabajo de pruebas e instalaciones, finalmente la red se inauguró oficialmente el día 18 de Octubre del 2005 con la puesta en funcionamiento de cinco estaciones de periodo corto, distribuidas estratégicamente en los alrededores y en la cima del edificio volcánico (Fig. 5.1). A las cinco estaciones mencionadas, se sumó la estación MIS. Sin embargo, actualmente dicha estación esta desactivada debido a sustracción ilícita de accesorios el 22 de noviembre del 2006 (Taipe, 2007).

En la tabla y la figura 5.1 se presentan los datos de emplazamiento de las estaciones que forman parte de la red Misti. Cada una de ellas envía datos sísmicos en tiempo real, por medio de transmisión analógica (modulación en frecuencia) a través de enlaces de radio (UHF), al laboratorio de la sede regional IGP de Cayma en Arequipa (Montesinos & Inza, 2005).

### 5.2.1 Estaciones e instrumentación de campo

La instrumentación de la Red Misti se puede separar en dos bloques bien diferenciados: Las estaciones de campo y el Centro de Recepción de Datos. Todas las estaciones cuentan con una caseta metálica y un mástil de concreto. En la caseta está el sismómetro, digitalizador y la batería; en el mástil está la antena, el panel solar, un pararrayos y el sistema de acondicionamiento de señal (telemetría) compuesto por un amplificador de ganancia variable, filtros de tipo pasa-bajas y pasa-altas, un modulador de frecuencia que permite enviar la información a través de canales analógicos (UHF, VHF y otros) y un módulo de calibración automático (Fig. 5.2b).

La primera estación E1 (MISA) fue instalada el 24 Septiembre y puesta en operación en 01 octubre 2005, está ubicado en la parte sur baja del volcán sobre una colada volcánica a 2.9 Km del cráter, donde antes estuvo instalada la estación 6 (P6) de la campaña sísmica temporal del 2001. Es una estación de periodo corto de 3C de la marca Mark Products, modelo L-4C3D y transmite su señal de manera directa hasta la estación central "Cayma".

La segunda estación E2 (MISB), fue instalada y puesta en operación, de manera similar a la anterior, es la estación más cercana al cráter con ~890 m de separación. Es de periodo corto de 3C de la marca Mark Products, modelo L-4C3D. Se encuentra casi al extremo de una gran colada en la parte sur del volcán y en línea recta con la estación E1. Es de acceso complicado y al igual que la primera también transmite su señal de manera directa.

La tercera estación E3 (MISC), fue instalada el 25 de Septiembre y puesta en operación el 01 octubre de 2005, se ubica en la parte norte del volcán a ~2 km del cráter, es de periodo corto de 1C de la marca Lennartz, modelo LE-1D/V. Es de fácil acceso con respecto a las demás. Su señal llega por retransmisión de la repetidora "Chachani", a la estación central.

La cuarta estación E4 (MISD), fue instalada el 26 Septiembre y puesta en operación el 01 octubre del 2005, se encuentra localizada en la parte norte del edificio volcánico a una distancia de ~1 km del cráter, es de periodo corto de 1C de la marca Mark Products, modelo L-4C. Es de fácil acceso y está alineada con la estación E3, y como la anterior estación también retransmite su señal a la estación central.

La quinta y última estación E5 (MISE), fue instalada el 27 de septiembre y puesta en operación el octubre del 2005, está ubicada en la parte Nor-Oeste del volcán, a una distancia de ~1 km del cráter y cerca de la cruz del Misti (más alta de todas), es de periodo corto de 1C de la marca Mark Products, modelo L-4C. En base a dicha estación, es que está referida la mayoría de nuestra clasificación de sismos en el Misti, su señal llega de manera directa a la estación central.

La estación de retransmisión “CHA” está ubicada en el nevado Chachani a 4748 msnm, cuenta con un receptor y transmisor de señales y una caja de campo.

**Tabla 5.1.-Coordenadas UTM de la Red de estaciones sísmicas del volcán Misti (Datum: WGS84).**

	Coordenadas (datum : WGS-84 Zona 19k)						
	ESTACIÓN	CODIGO	UTM		GEOGRÁFICAS		ALTURA (msnm)
RED MISTI	MISA	E1	8193.477S	243.820E	-16.326°	-71.398°	4168
	MISB	E2	8195.390S	243.118E	-16.309°	-71.404°	5201
	MISC	E3	8198.086S	243.840E	-16.285°	-71.397°	4785
	MISD	E4	8197.311S	243.470E	-16.292°	-71.401°	5400
	MISE	E5	8196.784S	242.028E	-16.296°	-71.414°	5710
	CHACHANI	CHA	8203.564S	234.393E	-16.234°	-71.485°	4748
	Central CAYMA	CAY	8187.700S	228.076E	-16.377°	-71.546°	2444

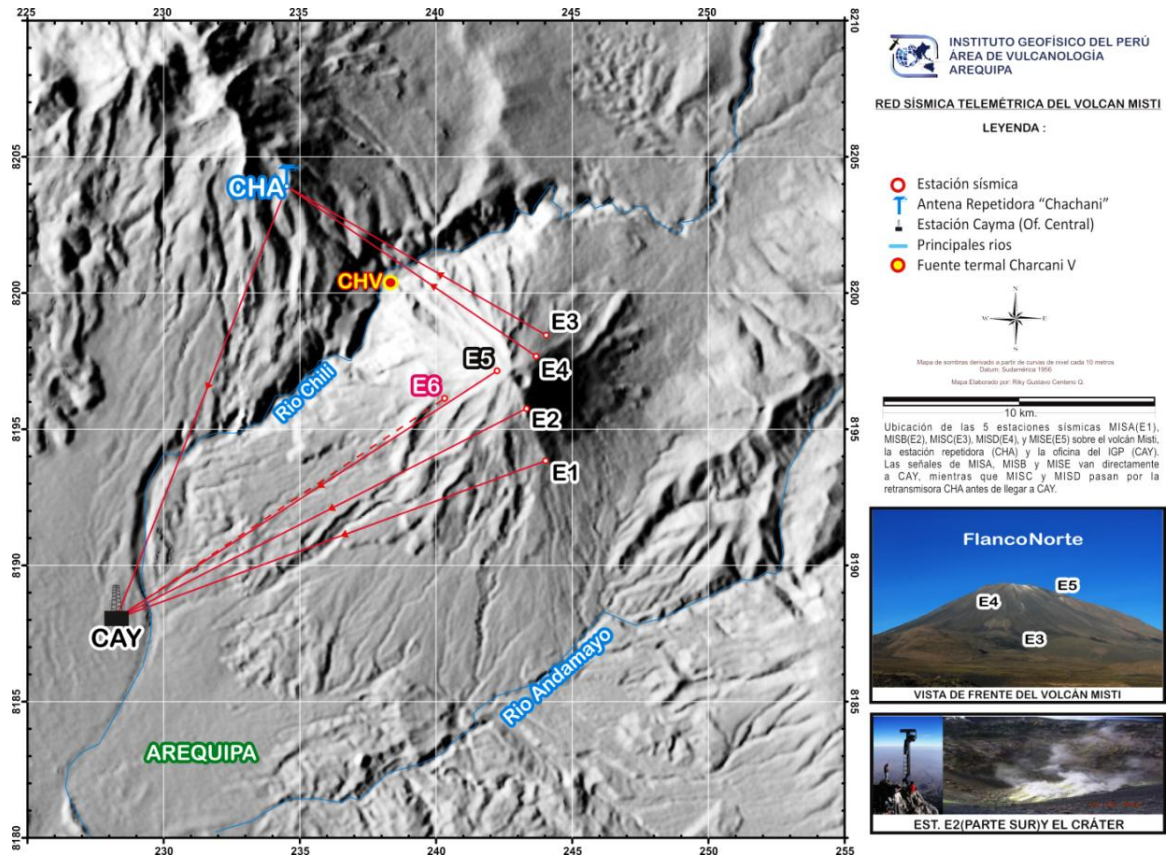


Figura 5.1.- Red sísmica telemétrica permanente de monitoreo sobre el volcán Misti.

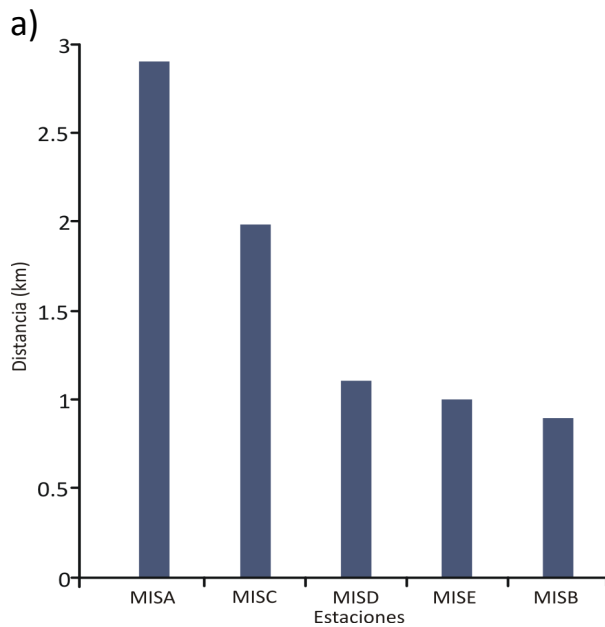


Figura 5.2.- a) Distancia de las cinco estaciones sísmicas con respecto al cráter, b) Fotografía de la estación sísmica E2 colocada en el volcán Misti.

### 5.2.2 Adquisición de datos

La sede IGP-Arequipa ubicada en la ciudad de Arequipa, distrito de Cayma, recibe en tiempo real la información enviada por el conjunto de señales de la Red Misti, por medio de transmisión analógica (modulación en frecuencia) a través de enlaces de radio (UHF). El conjunto de señales recibidas son debidamente demoduladas y digitalizadas mediante un conversor analógico-digital a una velocidad de 100 muestras por segundo (Montesinos, Inza A.2005).

El sistema examina los datos adquiridos y, mediante un algoritmo de detección de eventos a modo disparo decide su grabación en el sistema.

En cada estación del Misti las señales del sensor sísmico son moduladas por un oscilador controlado por la salida de voltaje (VCO) en un rango de audio de 680Hz a 3600Hz, seguidamente son sumadas en el MUX para luego ser transmitidas por radio UHF con se muestra en la Figura 5.3.

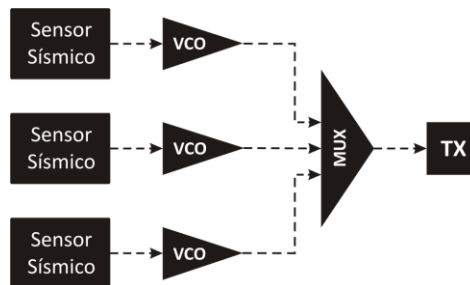


Figura 5.3.- Diagrama de bloques de la estación sísmica analógica.

Las señales UHF de las estaciones sísmicas se reciben en la estación central Cayma, mediante sus respectivos receptores UHF, las señales sísmicas son separadas usando un módulo discriminador DM. Hay un módulo DM por cada canal, en este caso existes 9 canales, que se conectan en la bornera de la tarjeta ADC, tal y como se muestra en la figura 5.4.

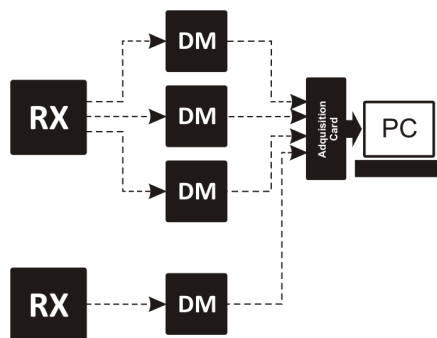


Figura 5.4.- Estación Central, RX receptores UHF, DM modulo discriminadores.

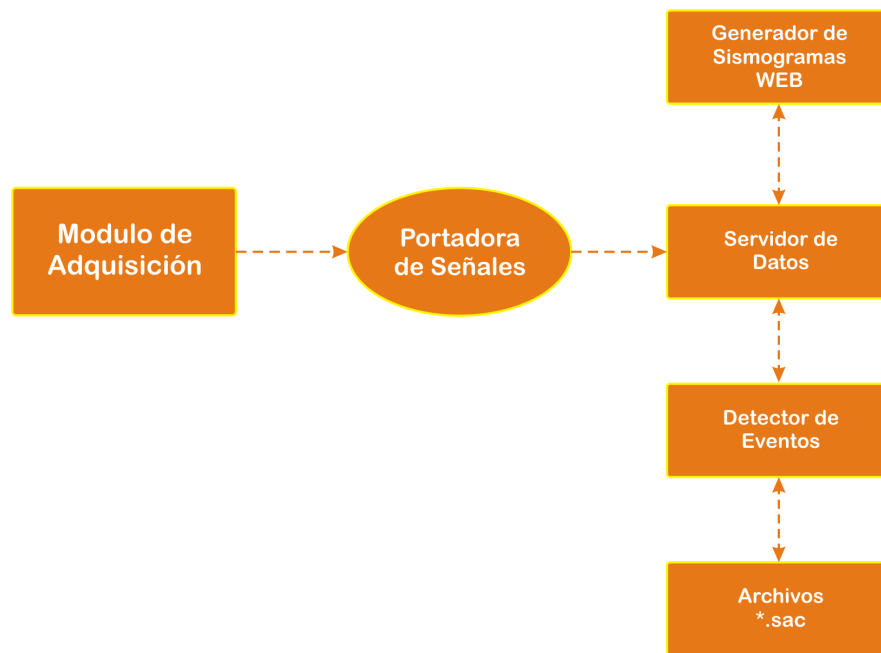
La PC de adquisición usa una tarjeta de adquisición de 16bits National Instruments. El software del sistema de adquisición consta de un grupo de programas desarrollado por el USGS (servicio geológico de los EEUU) y denominado EARTHWORM. Este es un sistema de adquisición y procesamiento de datos utilizado hoy en día en más de 50 observatorios volcanológicos en el mundo,

entre ellos el Observatorio de Volcanes de Hawaii, el Observatorio Vulcanológico de Alaska, la Red Sísmica del Sur de California, entre otros. Actualmente se encuentra corriendo bajo el entorno LINUX.

Una vez convertido los datos analógicos a digitales, el sistema Earthworm realiza diferentes tareas a través de programas independientes denominados módulos, cada uno de estos módulos contiene una programación específica. Una ventaja del funcionamiento mediante módulos es que pueden trabajar de forma independiente, además pueden agregarse nuevos módulos y suspender el uso de alguno de ellos sin que se afecte al funcionamiento general del sistema.

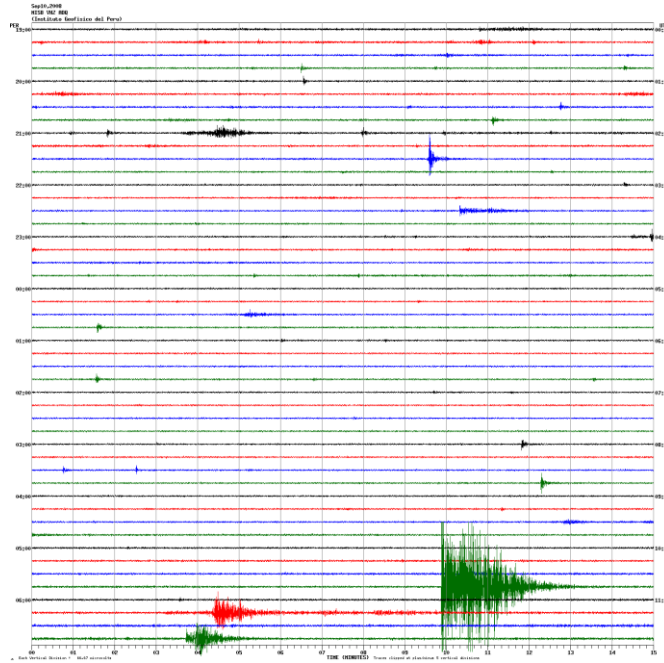
Los dos principales módulos de adquisición son: el convertor de los datos binarios (Bits) al formato SAC y el dibujo de la señal sísmica actualizada cada 20 minutos, para su posterior publicación por la web (Fig. 5.6).

Mediante el módulo de conversión, el programa Earthworm es el que almacena todos los datos y los ordena en ficheros por fecha (año/mes/día) al servidor, en el formato “SAC” con una duración mínima de 60 segundos. De aquí en adelante la hora de ocurrencia de todos los eventos están referidos al tiempo universal GMT (Hora local + 5 horas).



**Figura 5.5.-** Esquema de adquisición de las redes sísmicas administradas por la oficina del IGP, sede Arequipa.





**Figura 5.6.-** Registro clásico de la actividad sísmica observada en la Red Misti, corresponde al día 10 septiembre 2008.

### 5.2.3 Periodo de Funcionamiento

El funcionamiento de la red Misti no presentó mayores inconvenientes, solo algunas interrupciones esporádicas que se solucionaron rápidamente. Sin embargo, en el curso de los años que lleva funcionando, se han hecho algunos cambios sobre todo en la instrumentación de la red.

La Estación E1 no tuvo mayor problema, fue la más regular durante todo el periodo de estudio. Sin embargo, cabe resaltar que esta estación presenta registros de ruido producido por fenómenos meteorológicos, sobre todo viento.

La estación E2 al inicio funcionó sin problemas durante los cinco primeros meses, a finales de 2007 y casi todo el año 2008. Al igual que la estación E1 está afectada por el ruido del viento. A lo largo de su registro hasta el final del estudio, esta estación tuvo dos cambios de sensor; dichos cambios se efectuaron en el año 2007 (Ver tabla 5.2).

La estación E3 es la segunda estación más regular (después de la estación E5) no presentó mayores inconvenientes salvo un problema con el sistema de retransmisión a finales de marzo 2008. En algún tramo del análisis, fue considerada como estación de referencia (octubre y noviembre 2006). Solo tuvo un cambio de sensor en mayo de 2007.

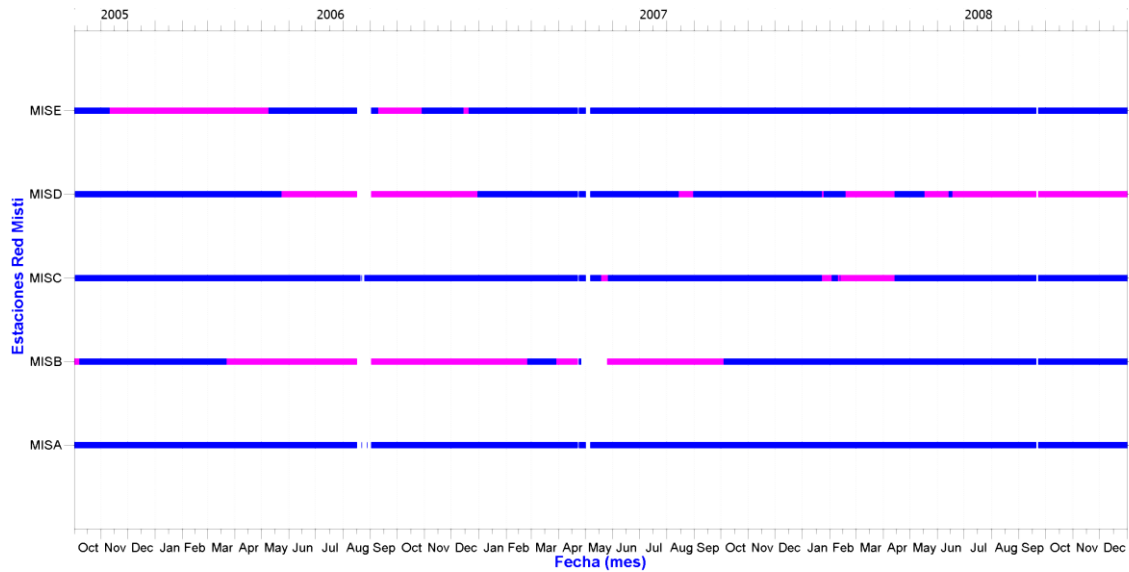
La estación E4 trabajó bien hasta mayo de 2006, después lo hizo con algunos problemas sobretodo técnicos, no presentó ningún cambio de instrumento y a finales del 2005 hasta mayo de 2006 sirvió como estación referente, debido a sus características muy similares a la estación E5.

La estación E5, fue la estación referente en más del 90 % del estudio y/o análisis de las señales sísmo-volcánicas, debido a dos razones importantes: 1). Fue la que mostro una mayor cantidad y claridad en las señales y 2). Porque en un estudio anterior, se utilizó como estación base una muy cerca a nuestro punto o estación de referencia actual (cerca al cráter) (Llerena, 2005). Funciono sin problemas hasta las primeras semanas del mes de noviembre 2005, pero dejó de funcionar debido a que el transmisor fue afectado por un rayo. Fue reinstalada y volvió a funcionar en mayo 2006, posteriormente, no funciono desde la segunda quincena del mes de agosto 2006 hasta octubre de 2006 en que fue reparado el problema. Desde entonces la estación E5 no ha dejado de funcionar.

Para tener una mejor idea del funcionamiento de cada una de las estaciones de la red Misti, es que se plotearon los días en que la red funciono de manera normal (barra azul), los días en que funciono con algunos problemas (barra violeta) y los días que no funciono (espacios en blanco), en la figura 5.7.

**Tabla 5.2** .-Características técnicas de los equipos en cada estación de la red sísmica del Misti, datos según el último mantenimiento realizado en septiembre de 2007.

	Mantenimiento	Fecha	Marca Instrumento	Tipo	Modelo	Número de componentes	Ganancia (dB)
<b>E1</b>	instalación	12/09/2005	MARK PRODUCTS	Periodo Corto	L4-3D	3	48
	Primer	23/12/2006					
	Segundo	01/05/2007					
	Tercer	24/09/2007					
<b>E2</b>	instalación	12/09/2005	MARK PRODUCTS	Periodo Corto	L4-3D	3	48
	Primer	24/12/2006					
	reinstalación	01/05/2007	LENNARTZ 1V	Periodo Corto	LE-1D/V	1	48
	reinstalación	25/09/2007	KINEMATRICS	Periodo Corto	SS-1	1	
<b>E3</b>	instalación	12/09/2005	LENNARTZ 1V	Periodo Corto	LE-1D/V	1	42
	Primer	25/12/2006					
	reinstalación	03/05/2007	MARK PRODUCTS	Periodo Corto	L4-3D	3	48
	Segundo	26/09/2007					
	Tercer	11/04/2008					
<b>E4</b>	instalación	12/09/2005	MARK PRODUCTS	Periodo Corto	L-4C	1	42
	Primer	26/12/2006					
	Segundo	04/05/2007					
	Tercer	27/09/2007					
	Cuarto	12/04/2008					
<b>E5</b>	instalación	12/09/2005	MARK PRODUCTS	Periodo Corto	L-4C	1	48
	reinstalación	05/05/2006	MARK PRODUCTS	Periodo Corto	L-4C	1	42
	Primer	27/12/2007					
	reinstalación	05/05/2007	MARK PRODUCTS	Periodo Corto	L-4C	1	48



**Figura 5.7.-** Periodo de funcionamiento de las cinco estaciones sísmicas de la red Misti, para nuestro periodo de análisis. La barra de color azul significa que dicha estación funciona de manera normal, la barra violeta significa que la estación funciona pero con algunos problemas en la adquisición. Los espacios en blanco en la barra, son los días que no tienen registro.

### 5.3 PROCESAMIENTO DE DATOS

El procesamiento de la data se desarrolló en varias etapas: primeramente se empezó con la selección y reordenamiento de los datos con registros sísmicos de origen volcánico; la segunda etapa fue visualizar y transformar la señal al dominio de frecuencias (espectros totales y espectros corridos), casi simultáneamente se empezó a clasificar los eventos según los criterios de clasificación (ver tabla 5.3); en la etapa final se estimó y en algunos casos se calculó los parámetros fuente (localización, evolución espacio-temporal y la cuantificación energética de toda la actividad. Todos los cálculos se hicieron mediante programas y rutinas propias en Matlab a excepción del programa de localización hipocentral “Hypoellipse”.

#### 5.3.1 Selección de los datos

Para identificar las señales sismo-volcánicas del Misti, fue necesario primero discriminar los eventos de tipo tectónico registrados en la red Misti, para lo cual se debe visualizar los registros digitales de la red Misti, tomando como referencia la hora de ocurrencia del evento y comparar con los registros que simultáneamente se obtuvieron en la estación Cerro Verde (CVE) y la red del volcán Ubinas (UB1). En principio, los registros de CVE y de UB1 no deberían contener las pequeñas, poco energéticas, señales provenientes de la actividad sísmica del volcán Misti. De esta forma fue posible asegurar que los eventos escogidos provenían exclusivamente de procesos relacionados con la actividad del volcán.

El siguiente paso fue crear una segunda base de datos, con las trazas sísmicas seleccionadas y acondicionarlas. Para este fin es que se utilizó un Shell Script (programa elaborado en Linux)

denominado “mis2sac.sh”, que al ejecutarlo, lo que hace es asignar una nomenclatura o formato de lectura general de los datos SAC, considerando la fecha, la estación y la componente de cada estación de la red Misti (YYYYMMDD\_HHMM.MIS?.Z.sac), Así, el resultado permite poder acceder fácilmente a las señales, y luego para poderlas analizar y clasificar.

### 5.3.2 Formas de onda y espectros

La visualización y el análisis del contenido espectral de las señales sísmicas se llevó a cabo con un programa desarrollado por el IGP en 2007 denominado “clasificar.m”. Este programa, elaborado en MATLAB 7, fue inicialmente utilizado para estudio de la actividad sísmica en el volcán Ubinas. Fueron necesarios algunos ajustes y mejoras al programa para poder visualizar y analizar las señales del volcán Misti obteniendo finalmente “M\_clasificar.m”, que fue usado en nuestro análisis. Este programa (Guide), que tiene las características básicas de programas visuales como Visual Basic o Visual C++, es fácil de usar y muy útil para nuestro propósito. Incluye una serie de subrutinas diseñadas para el análisis y clasificación de las señales sísmicas del Misti (Fig. 5.8).

Los cálculos del espectro de Fourier se realizaron a partir de la función `fft` de Matlab que utiliza el algoritmo Cooley-Tukey para el cálculo de la Fast Fourier Transform (FFT) (Brigham, 1974). Las ventanas del registro se multiplicaron por la ventana de Hanning para evitar el problema de leakage (Brigham, 1974). Una vez calculado el espectro se calculó su módulo y se normalizó por el número de puntos. El algoritmo numérico para el cálculo de la FFT requiere señales con un número de puntos que sea potencia de 2. Cuando las señales no cumplen esta condición se añaden ceros hasta que se cumple. Para evitar esta modificación de la señal todos los cálculos del espectro de Fourier se realizaron a partir de señales con un número de puntos que fuera potencia de dos.

De cada señal observada en el Misti, el programa extraía principalmente la frecuencia principal o frecuencia dominante ( $f_p$ ), frecuencia inferior ( $f_{inf}$ ), frecuencia superior ( $f_{sup}$ ), el tiempo (fecha y hora de inicio), su duración, la amplitud y calidad de fases P y S del evento. Para finalmente ser clasificado y almacenado en la base de datos del catálogo de sismos del volcán Misti.

Las frecuencias inferior y superior fueron tomadas al 10% de la máxima amplitud. En cuanto a las formas de onda encontradas en los distintos eventos, fueron clasificadas teniendo en cuenta los siguientes criterios:

- \* Envolverte asimétrica, arribo impulsivo, fases P y S claras (sobre todo la P).
- \* Envolverte simétrica, arribo emergente.
- \* Envolverte alargada, arribo emergente.

### 5.3.3 Ploteo de Espectrogramas

El estudio de la evolución temporal del contenido de frecuencias de las señales sismo-volcánicas del Misti (sobre todo los temores) ha sido una herramienta importante para diferenciar uno y otro tipo de eventos sismovolcánicos. Para el cálculo de los espectros corridos se escribió un programa que

dividía la señal en ventanas temporales de 1.28 s (128 puntos) con un solapamiento del 50%. La ventana temporal debía cumplir tres condiciones: primero, la ventana de análisis debía tener un número de puntos que fuera potencia de dos, debido que después debía aplicarse el algoritmo FFT sobre los puntos; segundo, tener la máxima precisión en el espectro corrido, es decir, la mínima ventana temporal y por último como la mínima frecuencia analizada de las señales debía de ser 1 Hz, la ventana no debía ser de menos de 1 s. Estas tres condiciones determinaron la elección de ventanas de 1.28 s.

Antes de calcular el espectro las ventanas se suavizaron con una señal de Hanning para evitar el problema de leakage (Brigham, 1974). Al igual que en el cálculo del espectro de Fourier total se calculó el módulo del espectro y se normalizó por el número de puntos de la ventana, para observar la localización de la energía espectral.

La representación de estos resultados se ha hecho mediante gráficas tridimensionales, en el eje x se representa el tiempo, en el eje y se representan las frecuencias y las amplitudes de los espectros se representan mediante una escala de colores. La representación de los datos se hace con cuadrados centrados en el valor de tiempo y de frecuencia y con unas dimensiones de 1.28 segundos en el eje x y 0.78 Hz en el eje y. Estas dimensiones indican las mínimas resoluciones de nuestras gráficas.

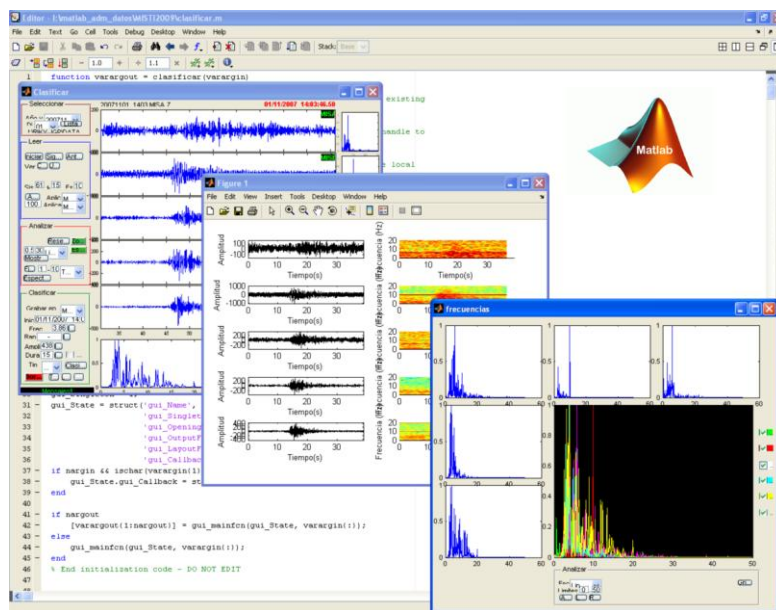


Figura 5.8.- Entorno del programa "M\_clasificar" en MATLAB V.7.

### 5.3.4 Criterio de clasificación

Para la identificación de sismos volcánicos se han considerado todos aquellos eventos registrados en más de tres estaciones de la red Misti y que superen las 100 cuentas en la estación MISD y 50 cuentas para las estaciones MISE.



Luego, se procede a clasificar los eventos. En la tabla 5.3, se presenta la descripción de cada uno de los criterios utilizados en la clasificación de sismos del volcán Misti.

**Tabla 5.3 .- Criterios de clasificación de sismos para el volcán Misti.**

Fuente	TIPO	Subtipo	Características Principales
DINÁMICA DE FLUIDOS	LP	LP1	Presenta una forma de onda clásica a los eventos de tipo LP, tiene un arribo emergente y es difícil distinguir el inicio y el final de la misma; son de baja frecuencia y su espectro generalmente solo muestra una frecuencia dominante y banda espectral es limitada (rango de 1 a 5 Hz.). Así mismo su duración oscila entre 15 hasta un poco más de los 35 segundos.
		LP2	Es un evento de largo periodo, es decir de baja frecuencia pero a diferencia del primero es su arribo netamente impulsivo, se puede distinguir fácilmente la fase P, su espectro es parecido al primero, y su duración varía de 10 a 20 segundos.
		LP3	Este subtipo tiene la forma clásica de un LP (uso de tejer), pero su frecuencia y energía es mayor a la de los casos anteriores, su banda espectral es amplia (rango de 1 a 15 Hz.), y su duración varía de los 35 segundos a un poco más de un minuto.
		LPP	Es un LP que tiene otro evento LP precursor pero de menor amplitud y de frecuencia variable (mayor o menor que el LP principal), el evento principal siempre tiene bajas frecuencias.
	Tornillo	TOR	Tiene forma de tornillo; la coda disminuye lenta y continuamente hasta el fin de la señal. Son señales de tipo armónico, presentan un solo pico espectral dominante y en algunos casos presenta algunos picos subdominantes muy bien definidos. Los valores de frecuencia pueden variar y su duración es generalmente mayor a los 40 segundos.
	tremor	TRE	Este tremor a diferencia del primero es que presenta muchas frecuencias, y su espectro tiene una banda espectral mayor a la anterior (1 a 20 Hz.). Así como también una duración que varía desde 1 a un poco más de los 5 minutos.
		TRA	Este tipo de Tremor visto en el Misti, no tiene una forma de onda definida pero tiene un comportamiento armónico desde que se inicia hasta que termina, su inicio suele ser emergente y su espectro de frecuencias presenta solo un pico dominante con una banda espectral amplia (rango de 1 a 10 Hz.), su duración por lo general es corta comparados a otros volcanes, y varía de más de los 35 a 60 segundos.
FRACTURAMIENTO DE ROCA	VT	VT1	Este presenta las características de un evento tipo VT clásico visto en muchos volcanes en actividad, su inicio es generalmente impulsivo, se pueden diferenciar la fase P y muchas veces (no siempre) la fase S, son de frecuencia alta y su espectro presenta una amplia banda espectral (1 a 15Hz.), sus duraciones por lo general son menores a la de los eventos tipo LP.
		VT2	Tiene la forma clásica de un evento VT(tiene P y S), pero presenta bajas frecuencias y su energía espectral se concentra entre 2 a 3Hz.
		VTP	Este tipo de evento VT en particular, presenta un evento precursor de menor energía pero con características espectrales similares pero jamás iguales. El tiempo entre el inicio del evento precursor y el principal ( $\Delta T$ ) varía de 3 a 7 segundos.

Con los datos de los sismos clasificados, se construye una base de datos. Esta base de datos sirve para facilitar el tratamiento estadístico u otros que se puede realizar. Estas tareas pueden comprender procesos como por ejemplo, cálculo de espectros o filtrados en frecuencias, su localización hipocentral, energía, evolución temporal etc.

### 5.3.5 Cuantificación energética

Para tener una idea del tamaño de los sismos analizados, de cualquier tipo es que se estimó para cada sismo su energía sísmica y su magnitud.

Por medio de la relación propuesta por Boatwright (1980), la cual está hecha para ondas de cuerpo generadas por una fuente isotrópica en la cima de un medio homogéneo. Manifiesta que la energía sísmica radiada en volcanes es un tanto compleja, debido a las estructuras impedantes en ambientes volcánicos y asume que las formas de onda (velocidad) son una representación de la densidad de la energía cinética sísmica, en un lugar específico como el de un volcán, y debido a la equipartición de la radiación, la densidad de energía potencial es equivalente a la densidad de energía cinética. Así la energía sísmica total es proporcional al producto de la densidad del volcán ( $\rho_{\text{earth}}$ ) y la velocidad de la partícula al cuadrado ( $U^2$ ). Este cálculo se basa en la integración de la señal sísmica (velocidad) según la siguiente relación (Jhonson and Aster, 2005)

Para una fuente isotrópica en la parte superior de un espacio medio homogéneo la energía sísmica se puede expresar de la siguiente manera:

$$E_{\text{seismic}} = 2\pi r^2 \rho_{\text{earth}} c_{\text{earth}} \frac{1}{A} \int S^2 U(t)^2 dt$$

r= distancia fuente-estación  
 $\rho_{\text{earth}}$ : densidad del medio  
 $c_{\text{earth}}$ : velocidad de ondas P  
 A: Corrección de atenuación  
 S: Corrección por respuesta del site (estación)  
 U (t): velocidad de partícula

Como se ha mencionado, se ha efectuado el cálculo de la energía que emite el volcán en base a las señales registradas en la estación E3 de periodo corto, situada en el flanco norte del volcán. Para el cálculo de la energía sísmica liberada en el foco volcánico, se ha utilizado un programa denominado “energía\_misti.m”.

Los valores usados para nuestro cálculo fueron los siguientes:  
 r= distancia fuente-estación = 2470 m  
 $\rho_{\text{earth}}$ : densidad = 2600 kg/m<sup>3</sup>  
 $c_{\text{earth}}$ : velocidad de ondas P = 2500 m/s  
 U(t) : velocidad de partícula  
 Para A y S, al no estar determinados, se asumió un valor de 1

### 5.3.6 Localización de los eventos sísmicos

Las localizaciones hipocentrales de los eventos VT se analizan usando el programa “Hypoellipse” (John C. Lahr 1999), el cual está basado en los principios de Geiger (1912), usando un ajuste de mínimos cuadrados desarrollado en una serie de Taylor en su primera aproximación.

Este programa requiere de ciertos datos como: la localización de las estaciones sísmicas (coordenadas geográficas), un modelo de velocidades para el edificio volcánico y la lectura de las fases del evento sísmico de todas las estaciones que la registraron. Asimismo este programa permite una corrección por la elevación de la estación, tomando como límite superior a la estación con mayor altura y determinando ésta como el techo de la primera capa en el modelo de velocidades. Este

programa centra y escala para mejorar la matriz de condicionamiento. Utiliza un modelo sísmico de velocidades de capas planas.

Típicamente, los volcanes no presentan una estructura de capas planas horizontales; estos constan de capas cónicas formadas por ceniza, materiales piroclásticos y lava. Este modelo permite considerar que los rayos sísmicos que emanan del interior del volcán y viajan en forma casi perpendicular a las capas cónicas antes de llegar a las estaciones sísmicas.

Por otra parte, el material que forma el edificio volcánico tiene intercalaciones de lava y ceniza, que se pueden considerar como capas heterogéneas, pero con velocidades sísmicas constantes. Así, el error del tiempo de viaje producido por el uso de un modelo sísmico de velocidades de capas planas es pequeño.

El modelo de velocidades usado hasta ahora para el cálculo de hipocentros en el volcán Misti comprende dos capas; la primera de 0 a 3.5 Km de profundidad con una velocidad para la onda P de 2.5 Km/s y el semi espacio desde los 3 Km al semi infinito con una velocidad de 4.5 Km/s (Tabla 5.4). Este modelo es el mismo utilizado en anteriores estudios de los volcanes Misti y Ubinas (Llerena, 2005; Metaxian et. al, 1998). Para escoger el modelo de velocidades, se consideró al cono completo del volcán (de 0 a 3.5 Km de profundidad) como de una sola velocidad, y que sobreyace a un terreno de velocidad superior. Un volcán andesítico con características estructurales similares al del volcán Misti presenta velocidades próximas a los 2.5 Km/s para la onda P. La velocidad del terreno subyacente es mayor (se consideró 4.5 Km/s). Con estos valores se hicieron cálculo de hipocentros, la velocidad de 2.5 Km/s en la primera capa era la que menor error mostraba. Para hallar la relación  $V_p/V_s$  se utilizó el método de Wadati, obteniendo un valor de 1.79.

**Tabla 5.4.-** Modelo de velocidades utilizado en el cálculo hipocentral.

Profundidad (km)	$V_p$ (Km/s)	$V_p/V_s$
0 - 3.5	2.5	1.79
>3.5	4.5	1.79

## Capítulo 6 Análisis de los datos

En este capítulo se muestra el análisis realizado a las señales sismovolcánicas del Misti y la presentación de resultados obtenidos. Asimismo, se describen las principales características de cada tipo de sismicidad encontrada durante los aproximadamente 39 meses (1164 días) de datos estudiados, del 01 de octubre 2005 al 31 de diciembre 2008.

El trabajo de análisis se dividió en de tres etapas: Primero identificar los eventos propios del volcán; segundo clasificar estos eventos según sus propias características en tipos y/o subtipos, en base a observaciones previas; y tercero extraer la mayor información posible de estos y tratar de estimar sus parámetros fuente.

Utilizando herramientas básicas de análisis de señales, es que se extrajo de cada evento registrado en la estación E5 (MISE) de la RM (y que no haya sido registrado en otras estaciones lejanas al Misti), los rasgos y características espectrales más importantes que ayuden a diferenciar uno y otro tipo de evento de origen volcánico.

Seguidamente se presentan los resultados obtenidos del proceso de localización de hipocentros de los eventos sismovolcánicos utilizando el máximo número de estaciones disponibles y un mínimo de cuatro estaciones con la finalidad de saber el origen de cada tipo de evento respecto a la distribución espacial.

Y finalmente se presenta un análisis estadístico de la ocurrencia temporal de cada tipo de evento sismovolcánico descrito en el periodo de estudio, y lo que se observará más adelante es el predominio de los eventos VT, y en segundo lugar los eventos LP como sismicidad dominante en el Misti y con menos del 1% del total los episodios tremóricos y los tornillos. Este análisis servirá para relacionar su ocurrencia con otros tipos de monitoreo volcánico realizados en el Misti, como el monitoreo geoquímico de la fuente termal Charcani V, y las temperaturas de fumarolas cerca al cráter del Misti.

### 6.1 CLASIFICACIÓN DE LOS EVENTOS SISMO-VOLCÁNICOS DEL MISTI

La clasificación se desarrolla en función de las características de las señales registradas, las cuales deberían reflejar el modo en que se originan. Esto ha sido ampliamente desarrollado anteriormente en el capítulo 3. Resumiendo entonces, se plantearon cuatro tipos de eventos principales: primero están los eventos VT o volcano-tectónicos (relacionados a la acumulación de esfuerzos y fracturamiento interno); segundo están los eventos tipo LP o de Largo periodo; un tercer tipo lo conforman los tremores volcánicos; cuarto y último están los eventos tipo Tornillo (en los tres últimos casos relacionados a la dinámica de fluidos).

### 6.1.1 Eventos Volcano-tectónicos (VT)

Se identificó un total de 8445 eventos de este tipo esto representa el 65.5% del total de eventos clasificados. Ha sido, en este periodo, la sismicidad dominante en el Misti.

Entre las características más resaltantes de los sismos VT identificados, tenemos que en más del 99% tuvieron un carácter impulsivo en sus fases iniciales (presentaron claros arribos de la fase P y S) y menos del 1% presentaron arribos un poco emergentes. Así también hubo algunos casos donde era muy difícil visualizar ambas fases, sobre todo en las estación E1, esto probablemente debido a que dicha estación estaría más alejada de la supuesta fuente (cráter), o por los efectos de la trayectoria (efecto sitio), hace que la señal se vea más débil y opacada por el ruido del medio.

La duración de los VT, es consignada mediante los registros de la estación de referencia E5, salvo cuando esta estación presenta algún inconveniente en su registro, entonces se toma la duración de la estación de referencia alterna E4, de características instrumentales similares; en el peor de los casos se considera los registros de la estación E3. En general la duración de los VT están entre los 10 a 35 segundos y el promedio en general fue de 14 segundos.

El contenido espectral y la forma de los eventos VT identificados en el Misti, no es siempre la misma, por lo cual fueron, a su vez, clasificados en tres subtipos: VT1, VT2 y VTP. A continuación describiremos las características de los dos primeros (VT1 y VT2); respecto de los eventos VTP, estos serán abordados en un ítem aparte (ítem 6.1.3.) conjuntamente con eventos LP que también muestran un evento precursor (LPP).

#### 6.1.1.1 *Eventos Volcano tectónicos de alta frecuencia (VT1)*

Cada subtipo presento un patrón espectral en particular, es así que los eventos VT de mayor frecuencia (>5Hz), se les denomino como subtipo “VT1”, y según sus características propias, corresponderían a un clásico evento VT, descrito en el capítulo 3.

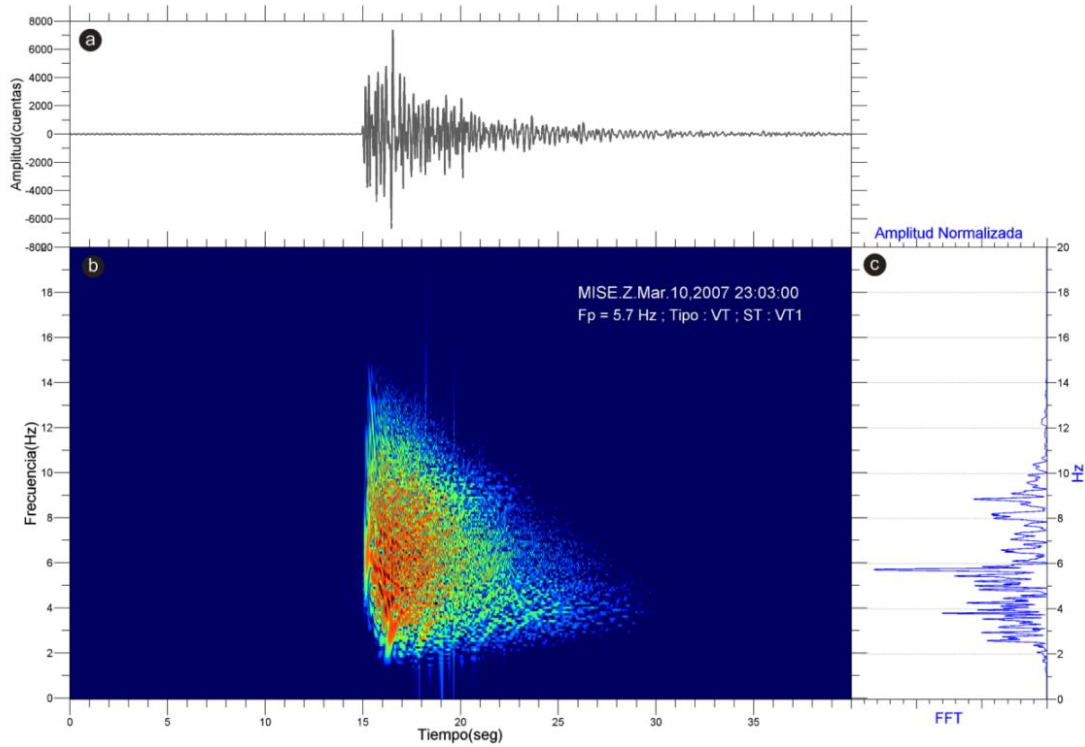
Fue el subtipo de eventos VT más común en el Misti con 6145 eventos, y de estos se observó que su energía espectral se concentraba una amplia banda en un rango de 2 y 15 Hz (Fig. 6.1-c), su espectrograma en contraste con su espectro, mostraba claros cambios de frecuencia en el tiempo (cambio brusco en el tono de coloración) y conforme este se iba atenuando su energía espectral decaía rápida y exponencialmente (Fig. 6.1-b). Su espectro característico mostraba varios picos espectrales, pero su frecuencia principal se mostraba centrada y esta oscilaba entre 5 y 8.2 Hz (Fig. 6.2-a).

La diferencia de S-P de los sismos VT1, tenían valores que iban desde los 0.4 a los 1.3 segundos. La duración mínima y más común mostrada por este subtipo de evento VT fue de 12 segundos (Fig. 6.2-b), y un máximo de 28 segundos.

Muchos de estos eventos han podido ser localizados al haberse registrado en todas las estaciones. Los valores de magnitud de los eventos que pudieron ser localizados, están en el rango de 0.7 a 3.0

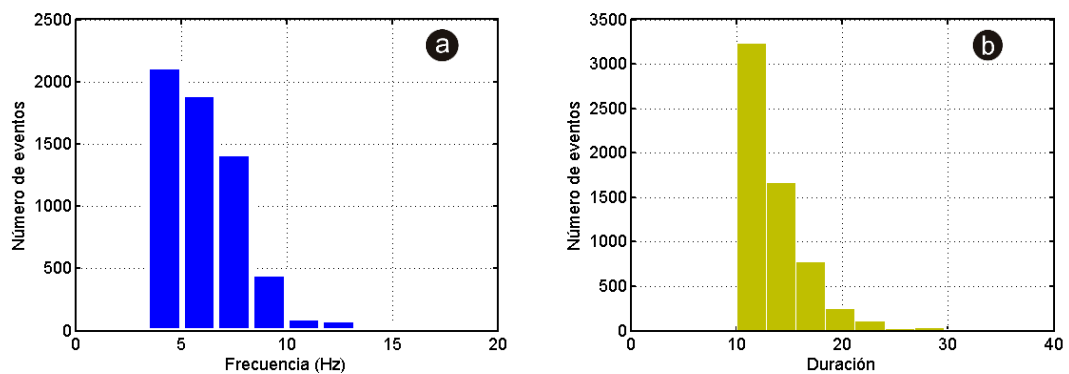


grados ML. Los eventos VT1 fueron en general mayores en energía que todos los demás sismos registrados en el Misti. El mayor VT1 llegó a liberar hasta 32 MJ (evento del 06 de setiembre de 2008), lo que en la curva de la figura de energía sísmica acumulada (Fig. 6.10) se traduce en un visible salto.



**Figura 6.1.-** Ejemplo de un sismo VT, del subtipo VT1 registrado el 10 de marzo 2007 a las 23:03 (UTC) en la componente vertical de la estación E5 (MISE). Se observa: a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro.

VT1

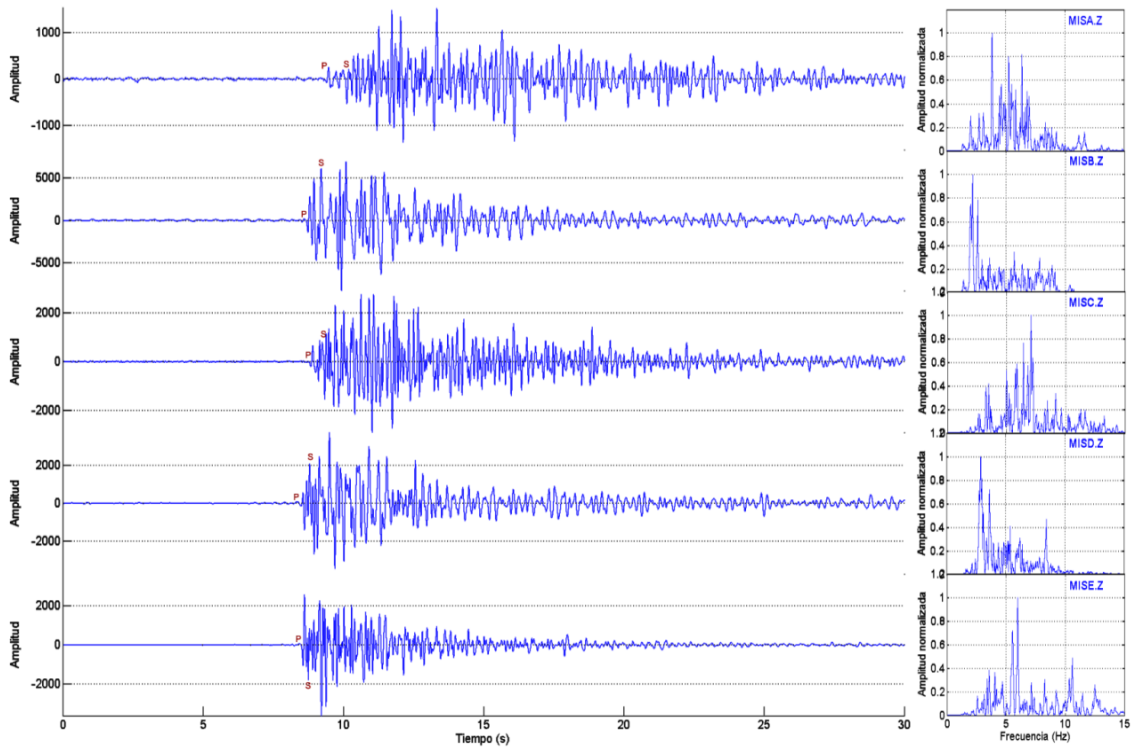


**Figura 6.2.-** Rasgos característicos de los eventos VT1: a) Histograma de frecuencias principales observadas; b) Histogramas de duración del evento.

En la figura 6.3 se muestra el registro de un evento VT1 en Septiembre 2008, en las estaciones E1, E2, E3, E4, E5, y su espectro de frecuencias respectivamente, la diferencia entre uno y otro registro está asociada a los efectos de sitio o trayectoria de la onda, que al final hace que un mismo

evento registrado en varias estaciones, aparezca con diferentes valores de frecuencia y forma de onda.

A pesar de las diferencias se puede observar que la energía se pierde o se atenúa más rápidamente en la estación E5, que en las demás las estaciones de la RM, esto se repite en la mayoría de los casos de los eventos VT y tarda más en atenuarse en la estación E1.



**Figura 6.3.-** Ejemplo de un sismo VT, subtipo VT1, registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 28 Septiembre 2008 01:37 (UTC). En la parte izquierda se observa las formas de onda, y a la derecha sus espectros correspondientes.

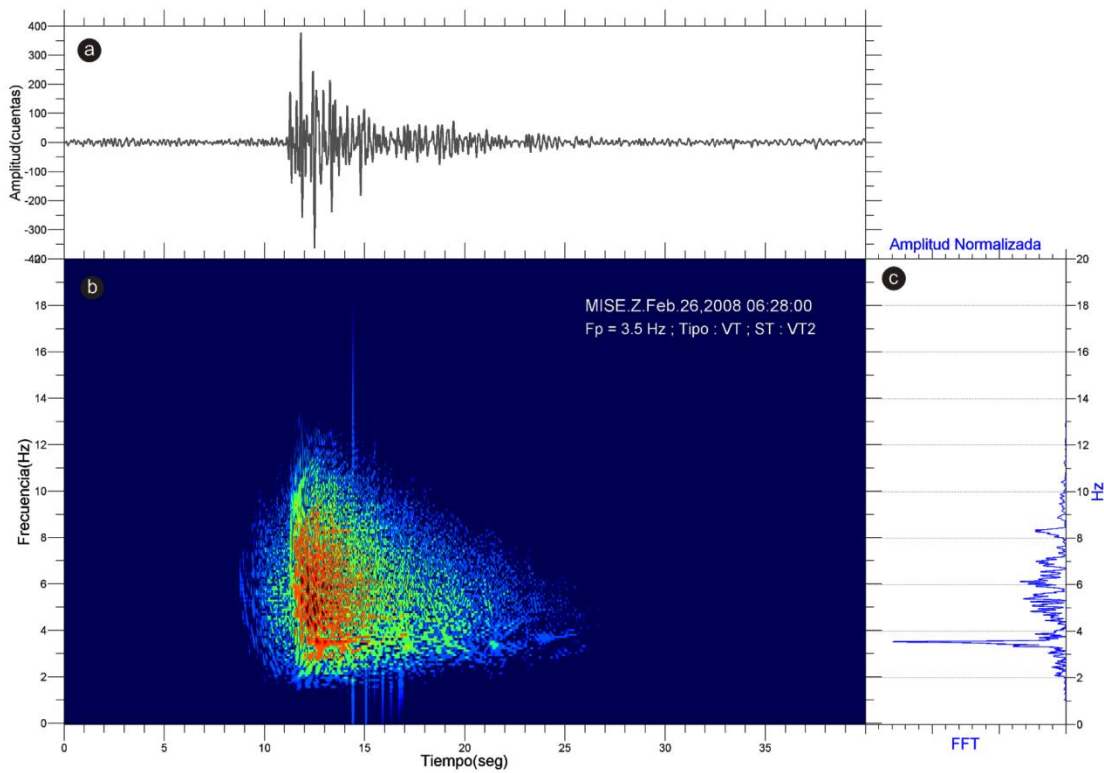
### 6.1.1.2 Eventos Volcano tectónicos de baja frecuencia (VT2)

De otro lado, los eventos VT que mostraban frecuencias menores a los anteriores (<5Hz), fueron separados y representados como subtipo “VT2”.

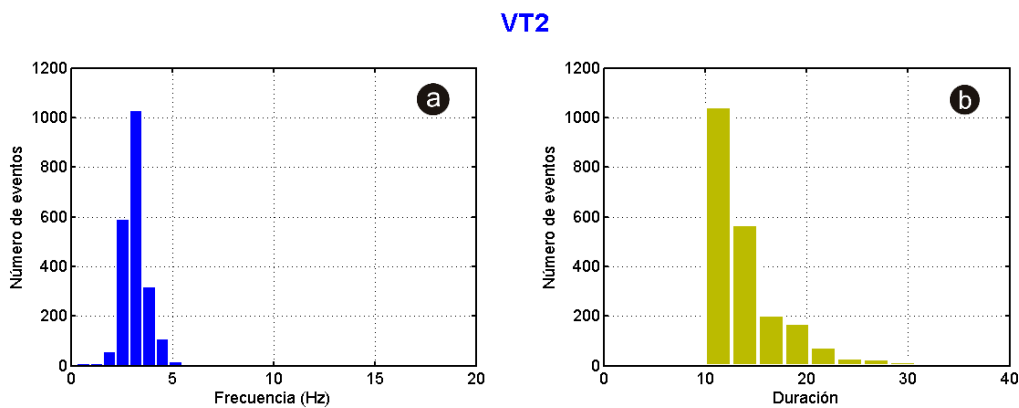
De estos se pudo identificar 2149 eventos y entre sus rasgos más comunes tenemos que su energía se concentraba en una banda espectral más estrecha que el primer caso, entre 2-12Hz (Fig. 6.4-c). Su espectro mostraba un pico espectral dominante sobre varios picos débiles que oscilaban entre 2 a 3.5 Hz (Fig. 6.5-a).

La diferencia de los tiempos de arribo S-P para este tipo VT2 es similar a los VT1, estos iban de 0.6 a 1.3 segundos (Fig. 6.6), La duración mínima (y más común) es de 12 segundos (igual al caso VT1) y una máxima de 27 segundos (Fig. 6.5-b).

La magnitud observada en los VT2, en general, es menor con respecto al primer subtipo. Van de los 0.7 a 2.7 ML. El valor de energía más alto observado en los VT2 es de 1.9 MJ, el 03 de abril del 2008 a las 00:13 horas UTC.



**Figura 6.4.-** Ejemplo de un sismo VT, del subtipo VT2 registrado el 26 de Febrero 2008 a las 06:28 (UTC) en la componente vertical de la estación E5 (MISE). Se observa a) Su forma de onda, b) su espectrograma y c) su espectro característico.

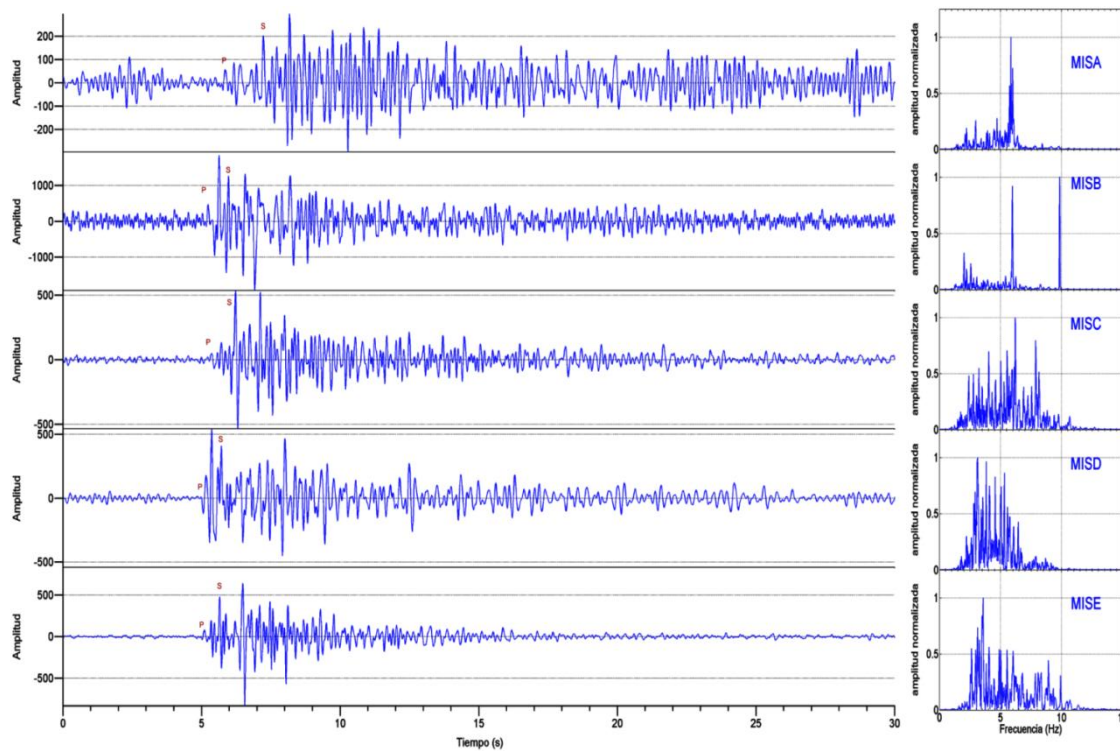


**Figura 6.5.-** Rasgos característicos de los eventos VT2: a) Histograma de frecuencias principales observadas; b) Histogramas de duración del evento.

La figura 6.6 muestra el registro de un evento VT2 registrado en todas las estaciones de la RM, donde se observa que las formas de onda y espectros de frecuencias son totalmente distintos. De manera similar a lo ya descrito para el caso VT1, es evidente que el efecto de sitio tiene una gran influencia en los registros. Se observa también que la estación que menos ruido muestra es la E5 y

que el comportamiento espectral de la estación E5 es similar a la E4. En las estaciones E1 y E2 el pico espectral dominante es el del ruido de fondo.

En cuanto a la forma de arribo de las ondas, se observa en general que es de tipo impulsivo en la onda P en todas las estaciones, a excepción de la estación E3 donde a veces es emergente.



**Figura 6.6.-** Ejemplo de un sismo VT, subtipo VT2, registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 04 Octubre 2008 14:12 (UTC). En la parte izquierda se observa las formas de onda, y a la derecha sus espectros correspondientes.

Finalmente, debemos mencionar que existen algunos eventos tipo VT (VT1 o VT2), con la característica particular, de presentar un evento precursor. Estos han sido clasificados como VTP y su análisis en detalle (Fig. 6.22) se muestra más adelante, en el ítem 6.1.3 junto con los eventos LP que también presentan precursor (denominados LPP).

**Tabla 6.1.-** Resumen de la características más importantes de los sismos VT (A=asimétrico, i=impulsivo y e=emergente).

Subtipo	Numero	Magnitud (ML)		Localizados	forma/ arribo	Duración (seg.)	Frecuencia		Porcentaje del total
		Min	Max.				Rango	Principal	
<b>VT1</b>	6145	0.7	3.0	340	A/i	10 a 35	1 a 25	5.7;10.2	73
<b>VT2</b>	2149	0.7	2.7	92	A/i	10 a 36	1 a 12	2.3;3.5	25
<b>VTP</b>	151	1.1	2.8	4	A/i,e	10 a 70	1 a 25	3.5;12.2	2

### 6.1.1.3 Evolución temporal de los eventos VT

Hemos mencionado en el ítem 6.1.1 que los eventos VT fueron los que ocurrieron en mayor proporción con respecto a los demás tipos de eventos. La figura 6.9 muestra el número de eventos VT por día y la curva de energía diaria acumulada (línea verde).

La figura 6.9, muestra que los eventos VT comenzaron a presentar picos de actividad mayor a los 40 eventos por día, estos aumentos fueron producto de la ocurrencia de eventos tipo VT en forma de enjambres sísmicos, se presentaron a partir de julio de 2006 (27 julio 2006), luego ocurren tres picos similares al anterior en el 2007 (los días 20 de julio, 04 y 21 de noviembre) y a finales del año 2008 fueron más frecuentes y con un mayor número de eventos (de hasta 124 eventos/día) (23 de octubre, 29 de noviembre, 06 y 19 de diciembre).

Estos enjambres VT ocurrieron con una densidad de hasta 3 eventos por minuto (enjambre del día 6/12/2008, Fig. 6.7). La forma de onda, amplitud y contenido espectral de los sismos VT de estos enjambres presentan características muy similares, sobre todo en lo que se refiere a los eventos VT2 que se observaron en el año 2007 y 2008. La Figura 6.8 muestra registro de varios eventos que tuvieron forma de ondas muy similares. Este tipo de eventos que se repiten en el tiempo indican la probable presencia de una falla activa que debe ser investigada con mayor detalle en el futuro.

Realizando promedios generales, podemos observar que entre octubre 2005 a abril 2006, el promedio de ocurrencia mensual de eventos VT fue de solo 3 VT/día; de mayo a diciembre de 2006 el promedio de ocurrencia mensual se incrementó a 6 VT/día; de enero a marzo de 2007 la ocurrencia mensual disminuyó considerablemente a 1 VT/día. Sin embargo, entre finales de marzo 2007 y diciembre 2008 el promedio aumento fuertemente llegando a 13 VT/día (Tabla 6.2). La Tabla 6.1 muestra la ocurrencia y un resumen de las principales características de cada subtipo, en donde los eventos tipo VT1 con 6145 eventos fueron los más representativos del periodo de análisis del presente trabajo. Los eventos VT2 ocurrieron en 2149 oportunidades, lo que representa 1/3 de los eventos tipo VT1. Por último el número de eventos tipo VTP fue de solo 151.

Asimismo en la figura 6.9 se observa saltos o cambios bruscos en la pendiente de la curva de energía acumulada (línea verde). Ellos corresponden a eventos cuya energía (4 a 32 MJ) sobrepasa largamente los promedios de energía de tal tipo de eventos. Los saltos se observan para los días 19 y 31 enero 2006 liberando hasta 4 MJ, y corresponden a dos eventos VTP; para el 15 octubre 2006 se observa un salto mayor a los anteriores, con 7 MJ, y corresponde a un VT1. En 2007 no se observa mayores saltos, pero en 2008, el 15 de marzo ocurren dos eventos VT el mismo día (VT1 y VTP), donde el mayor (que es un VT1) llega a liberar hasta 15 MJ. Luego, en abril y junio del mismo año hay dos pequeños eventos más, hasta que el 06 de setiembre a las 18:47 Horas UTC, se presenta el evento más energético de nuestro análisis, un VT1, que libera hasta 32 MJ. Este evento ha sido localizado muy cerca al cráter, y alcanzó una magnitud de 3.0 ML (Fig. 6.10).



Por otro lado, cabe mencionar que los saltos en la curva de energía acumulada no coinciden con el momento de una fuerte alza en el número de eventos VT.

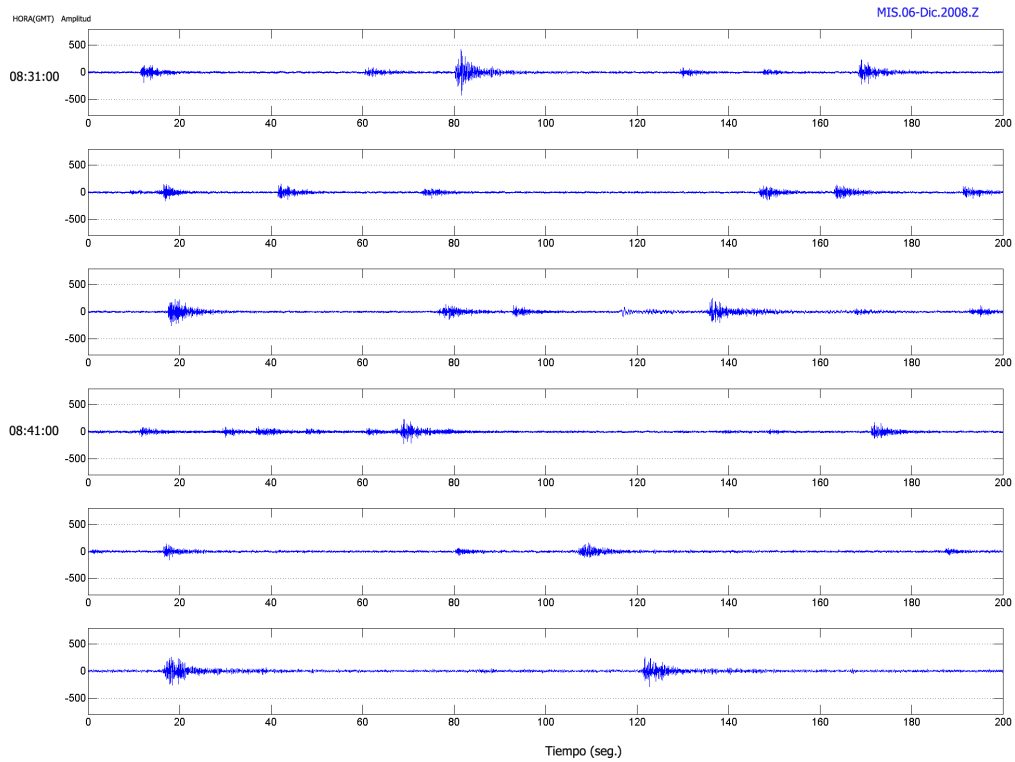


Figura 6.7.- Ejemplo de un enjambre sísmico de eventos VT, registrado el 06 de diciembre 2008 a las 08:31 horas (UTC) en la componente vertical de la estación E5 (MISE).

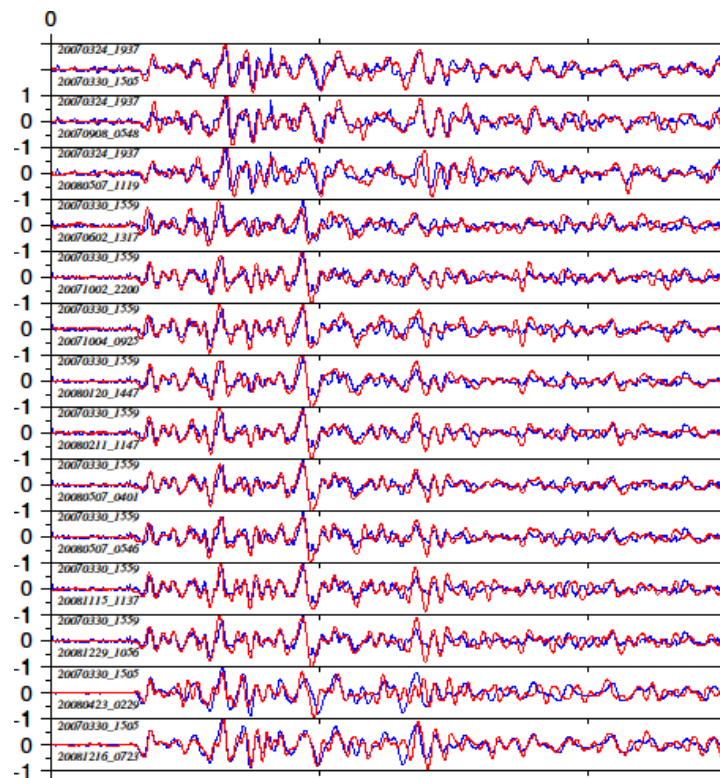
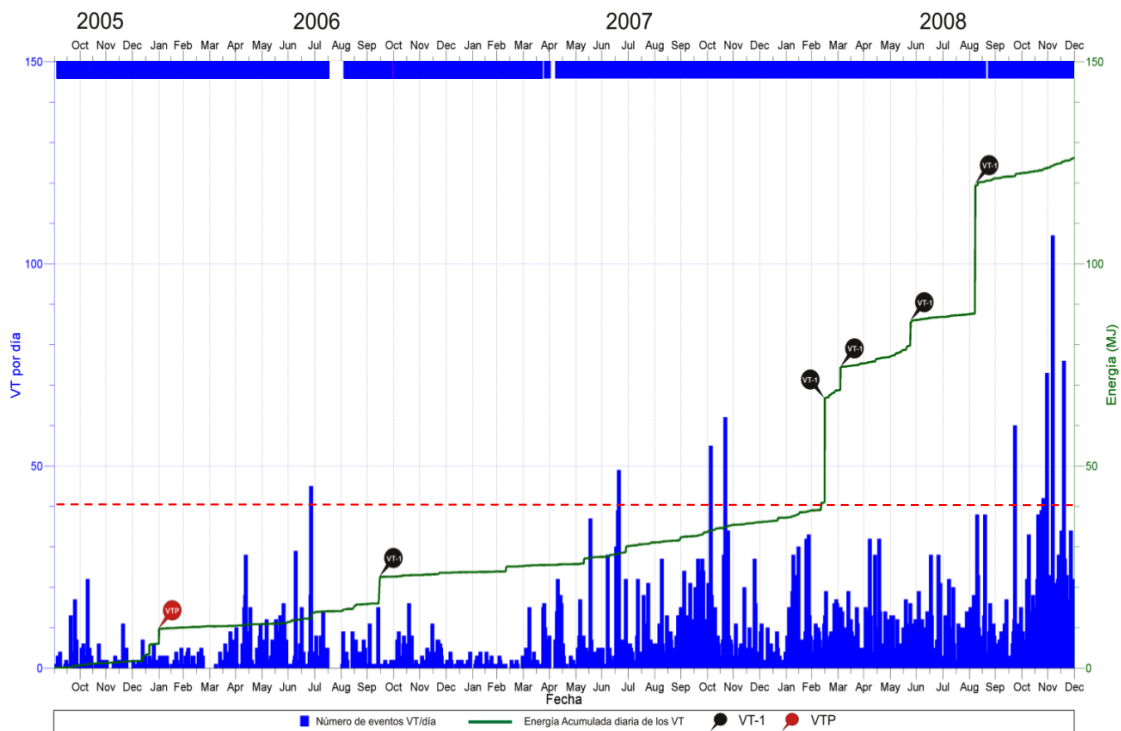


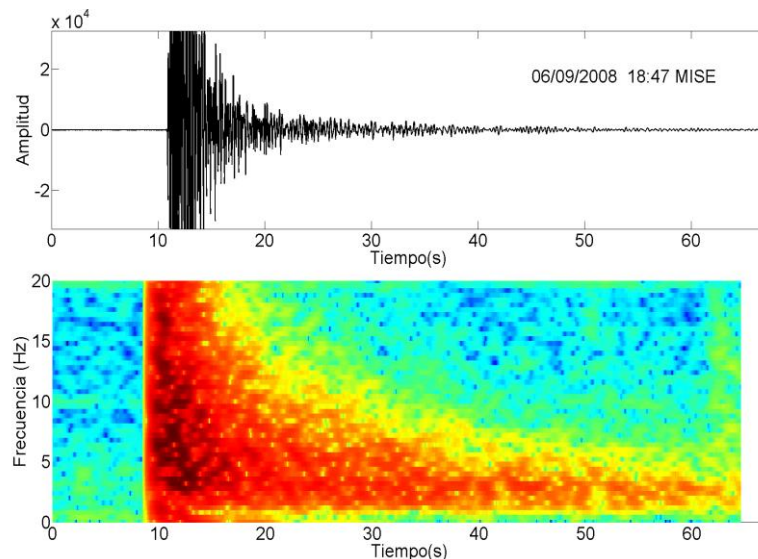
Figura 6.8.- Ejemplos de sismos VT (VT2) con formas de ondas similares registrados en la estación MISE en el volcán Misti en el 2007 y 2008.

**Tabla 6.2.- Promedio diario del número de eventos VT, según los años.**

Año	2005	2006	2007	2008
Promedio	3	3	6	13



**Figura 6.9.- Distribución temporal y energética acumulada liberada por los eventos tipo VT, las flechas indican los saltos más bruscos en la curva de energía acumulada liberada (en la parte superior la barra de funcionamiento de la Red Misti; azul=normal funcionamiento y espacios en blanco=no existe registro sísmico; la línea roja entrecortada muestra un límite de 40 eventos VT por día).**



**Figura 6.10.- Evento VT1 registrado el 06 de setiembre a las 18:47 Horas UTC. Es el evento sísmico de mayor energía y magnitud en todo el análisis.**

### 6.1.2 Eventos de Largo Periodo (LP)

Se identificó un total de 4341 eventos de este tipo, que representa el 33.7 % del total de eventos registrados. Es el segundo tipo de actividad más recurrente en el Misti, después de los VT.

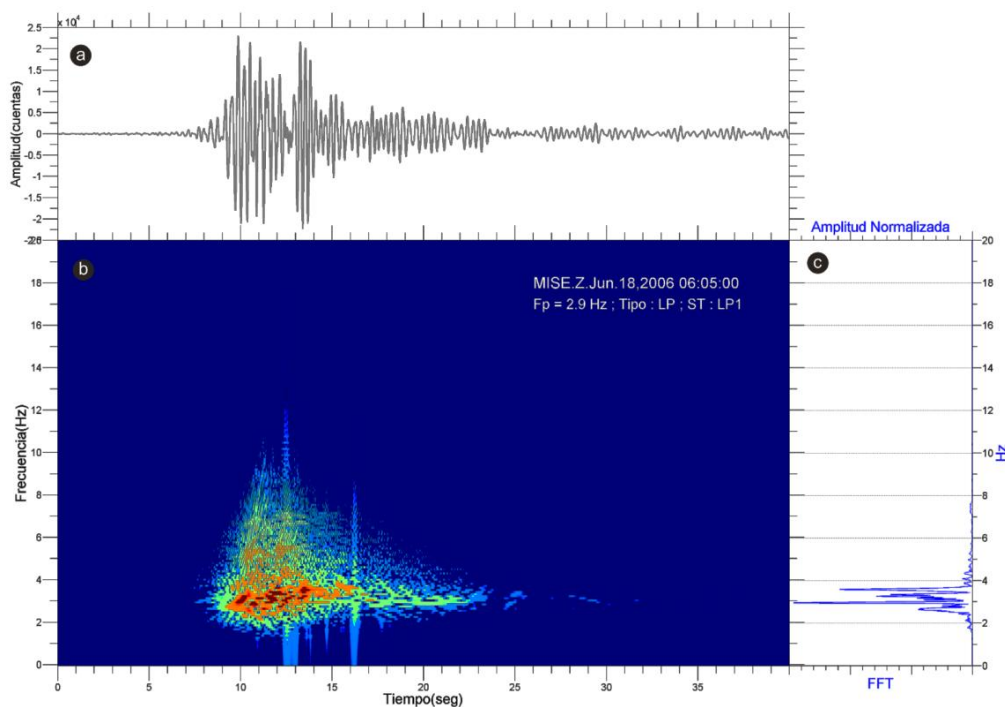
Entre sus principales características tenemos que la mayoría presenta una fase de inicio emergente, y coda con un lento decaimiento. Presenta banda de frecuencias estrecha, a veces cercanas a monocromáticas. Hay, sin embargo, excepcionales casos en que el inicio o fase primaria es impulsivo, pero conservando siempre el lento decaimiento de la coda característica de este tipo de eventos. La duración en promedio es 12 segundos; un mínimo de 10 y un máximo de 120 segundos.

Para cada señal se extrajo su contenido espectral (frecuencia) y su respectivo espectrograma. En general, la mayor parte de su energía se concentra en un rango muy estrecho de frecuencias de entre 2 a 5 Hz, con un solo pico dominante que bordea los 3.5 Hz. En los espectrogramas se observa bien una estrecha banda espectral constante en el tiempo, sobre todo en el segmento principal de la onda (coloraciones más intensa) hasta que es atenuada por completo.

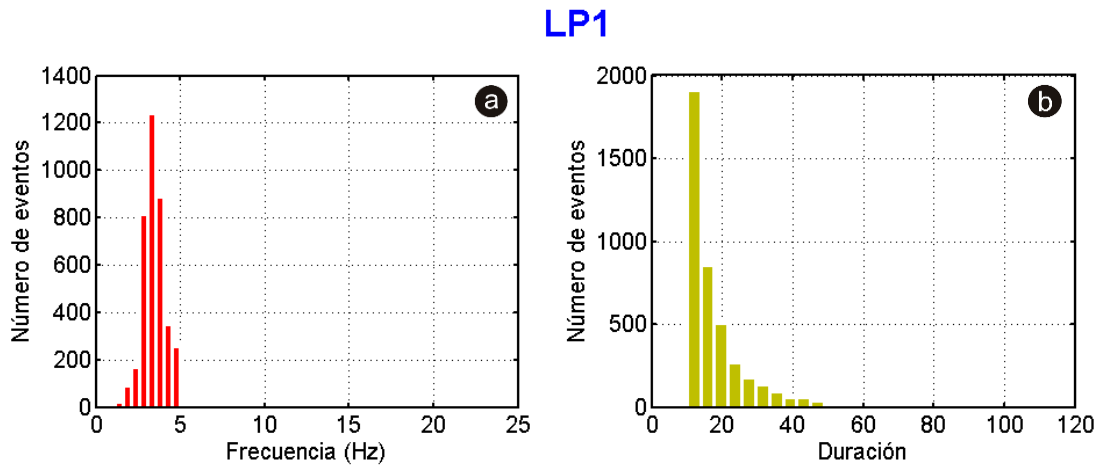
Para describir mejor las características más importantes de los sismos LP, se han agrupado los eventos de este tipo en cuatro categorías o subtipos, de acuerdo a su forma de onda (tipo de arribo), contenido espectral y tamaño, como se muestra a continuación.

#### 6.1.2.1 Eventos LP de arribo emergente y baja frecuencia (LP1)

Como “LP1” se identificaron 4219 eventos, que representan el 97% de los eventos LP del Misti. Corresponden a eventos LP con las características generales más conocidas, que son descritos en la literatura sismovolcánica. Estos los hemos descrito en el capítulo 3, y resumiendo se puede decir que presentan una envolvente con un claro inicio emergente, y una aguda banda espectral (rango de frecuencias) entre 2 a 5 Hz (Fig. 6.11a-c).



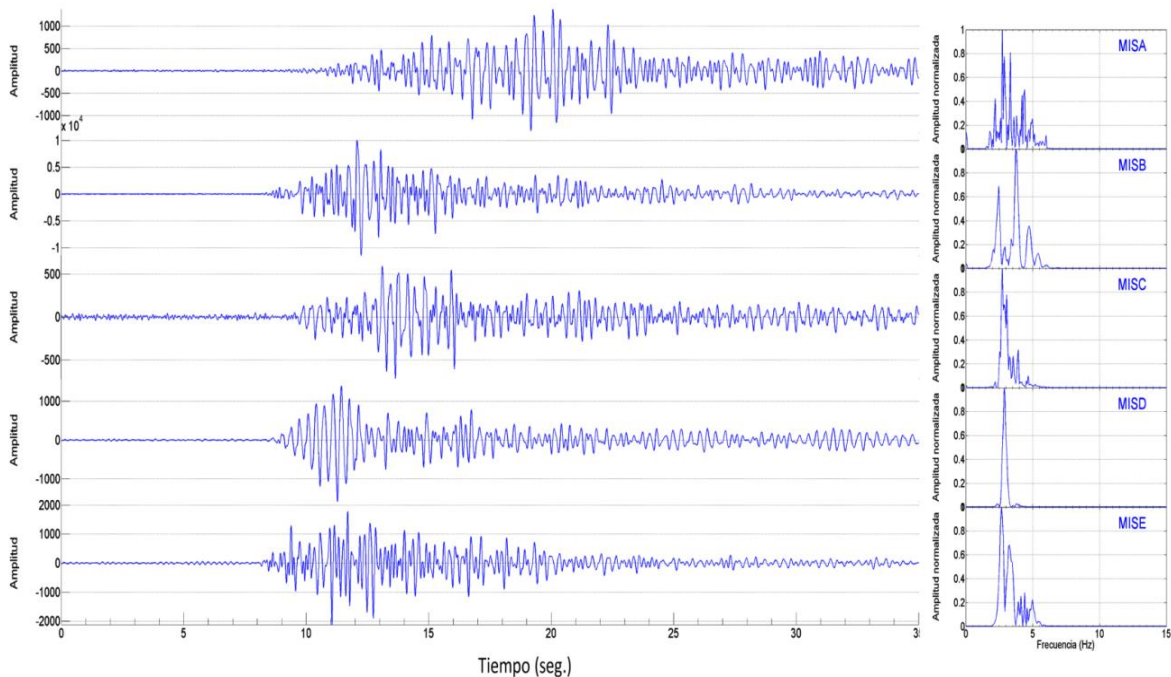
**Figura 6.11.-** Ejemplo de un sismo LP1 registrado el 18 de Junio 2006 a las 06:05 UTC en la estación E5. Se observa: a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro.



**Figura 6.12.-** Rasgos característicos de los eventos LP1, registrados en el Misti. a) Frecuencias principales y b) Duración del evento.

Su energía se concentra en un pico espectral entre los 2.5, 3.5 y 4.4 Hz en la mayoría de casos. En general, tienen duraciones que van de los 16 segundos, a los 44 segundos como máximo (Fig. 6.12-b).

En la figura 6.13, se muestra un ejemplo de un evento LP subtipo LP1, registrado en las estaciones de la RM. Si observamos el espectro, se puede observar una notable diferencia entre el espectro de un evento LP con el de un VT del Misti (ver figuras 6.1 y 6.3), pues en el caso de los LP sobresale un pico dominante de 2.5Hz, y este pico persiste en todas las estaciones de la RM.



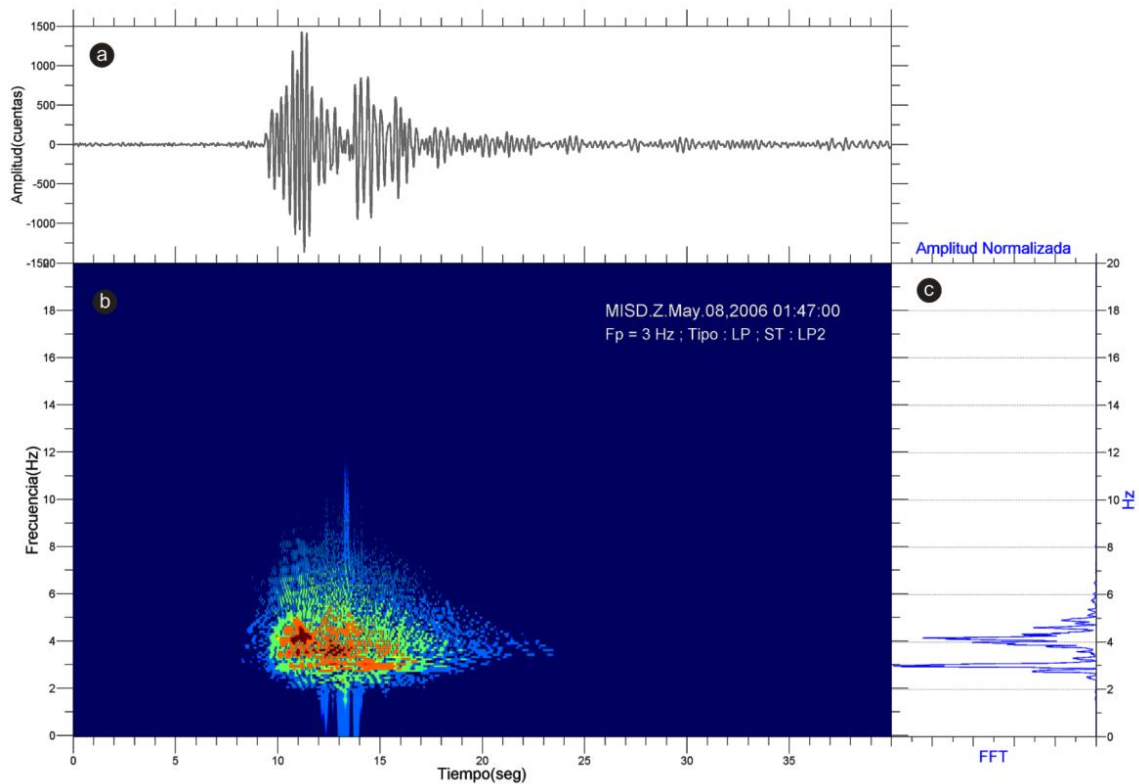
**Figura 6.13.-** Ejemplo de sismo LP1 registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 09 Enero 2008 00:48 UTC. En la parte izquierda se observa las formas de onda, y a la derecha sus espectros correspondientes.

### 6.1.2.2 Eventos LP de arribo impulsivo y baja frecuencia (LP2)

El segundo subtipo “LP2” es un tipo de evento especial, debido a que solo se encontraron 45 casos y representan menos del 1% de los eventos LP. Dichos eventos tienen características similares al subtipo LP1, la principal diferencia está en el primer arribo de la onda es impulsivo, y su coda tiene un comportamiento casi monocromático parecido a la de los eventos Tornillo, pero de corta duración (Fig. 6.14a-c). En algunos casos se puede observar la fase S (sobre todo en la estación E5).

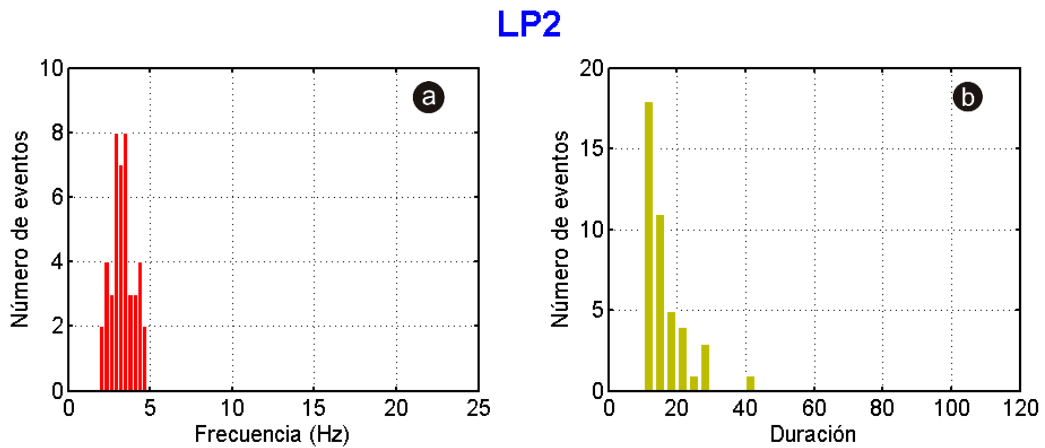
Su comportamiento espectral es normalmente de frecuencias bajas, y su energía se concentra por debajo de los 5Hz, sus picos espectrales más comunes son de 2.5 a 3 Hz (Fig. 6.15-a).

Tienen rangos de duración es similar a los LP1, pero los valores más comunes están en el orden de 12 a 16 segundos (Fig. 6.15b).



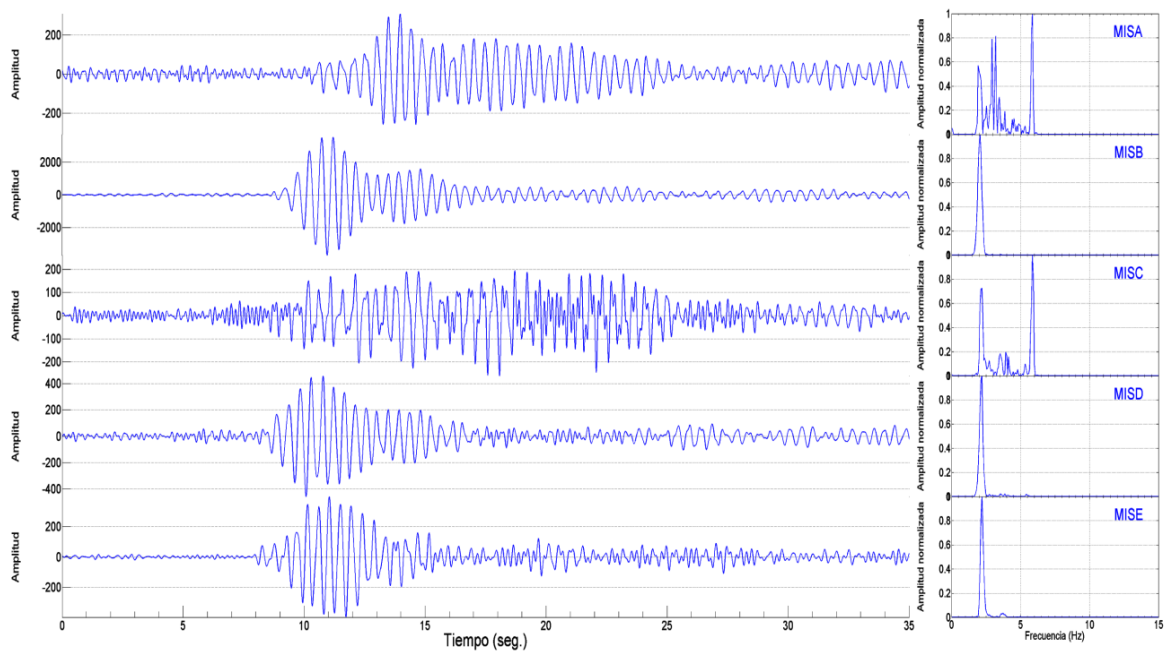
**Figura 6.14.-** Ejemplo de un sismo LP2 registrado el 08 de Mayo 2006 a las 01:47 UTC en la estación E4. Se observa: a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro.





**Figura 6.15.-** Rasgos característicos de los eventos LP2, a) Frecuencias principales. b) Duración.

Los registros en las diferentes estaciones de la RM (Fig. 6.16) muestran formas de onda que no son parecidas en la mayoría de estaciones: se observa también efecto de sitio. Sin embargo, el espectro si tiene un pico común en todas las estaciones. Puede presentar otros picos, menores o mayores, en algunas estaciones. Así por ejemplo en la figura 6.1.6, la estación E2, E4 y E5 tienen un pico espectral dominante de 2.5Hz, que también aparece en la estaciones E1 y E3 aunque con menor energía.



**Figura 6.16.-** Ejemplo de sismo LP2 registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 05 Julio 2008 16:50 UTC. En la parte izquierda se observa las formas de onda, y a la derecha sus espectros correspondientes.

### 6.1.2.3 Eventos LP de arribo emergente y alta frecuencia (LP3)

El tercer subtipo, “LP3”, es un evento LP particular. Se ha presentado solo de manera esporádica, habiéndose contado hasta 45 casos.

Su rasgo más característico es su forma de onda y sus altas frecuencias. Su forma de onda es mucho más alargada que en los anteriores casos, tiene un claro inicio emergente, con una amplitud máxima a casi la mitad de la duración del evento (Fig. 6.17a). La duración más común en estos LP3 es de más de los 50 segundos; la duración mínima es de 20 segundos y una máxima 109 segundos (Fig. 6.18b).

Otra característica importante, es que su energía se concentra en una banda espectral mucho más amplia, de 2 a 12Hz (Fig. 6.17c). Su frecuencia dominante oscila en el orden de 2.5, 4.3, 5 y 11 Hz (más raro). Este subtipo LP3 fue el único que presento picos espectrales mayores a los 5 Hz en la estación E5 y son mucho más grandes que los anteriores (Fig. 6.18a).

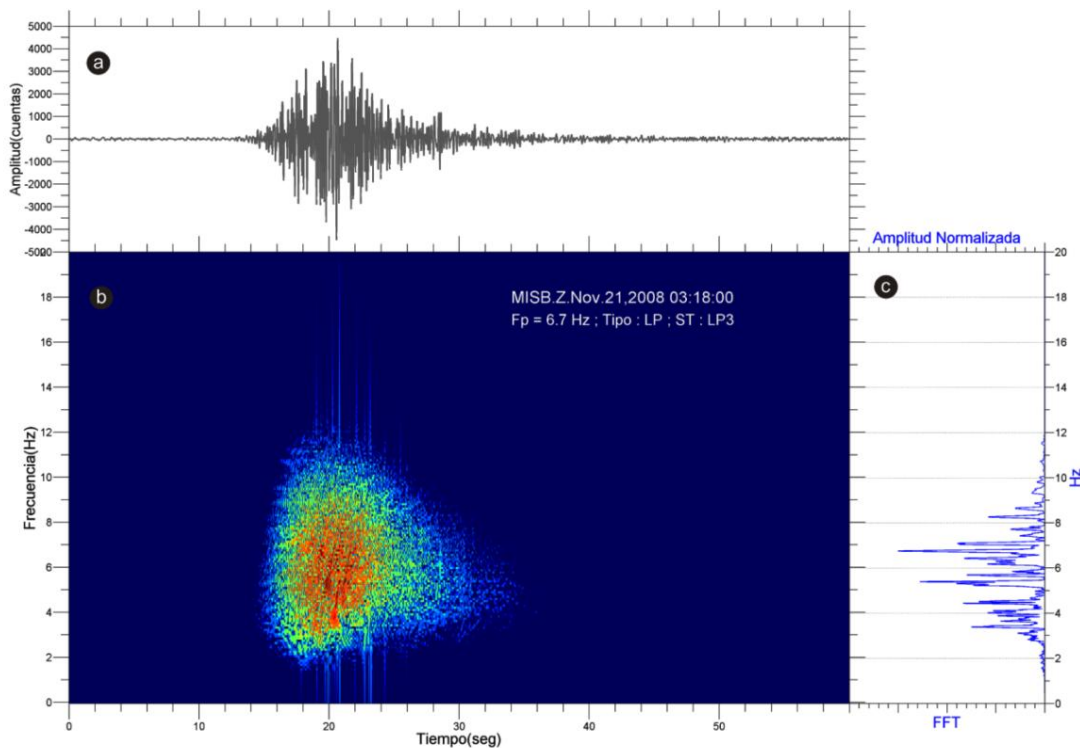


Figura 6.17.- Ejemplo de sismo LP3 registrado el 21 de Noviembre 2008 a las 03:18 UTC en la estación E2. Se observa a) Forma de onda, b) Espectrograma c) Espectro.

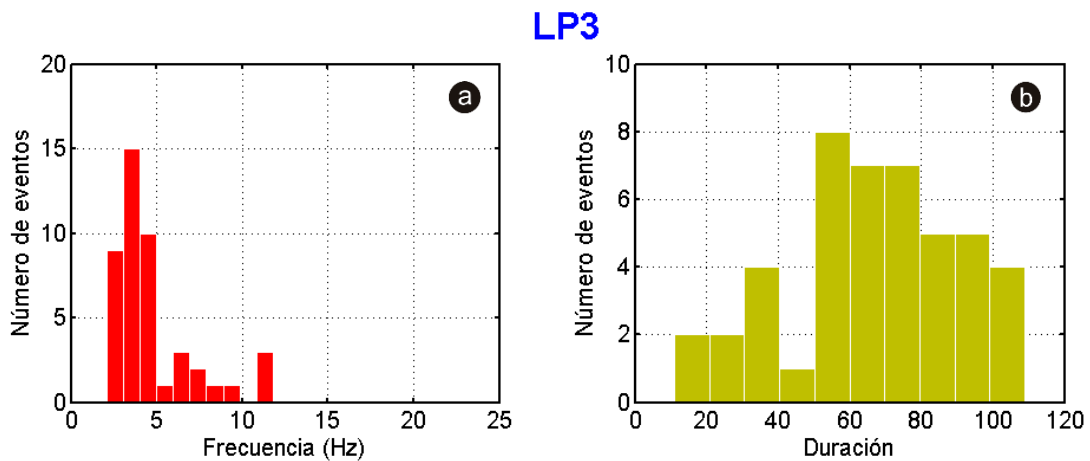
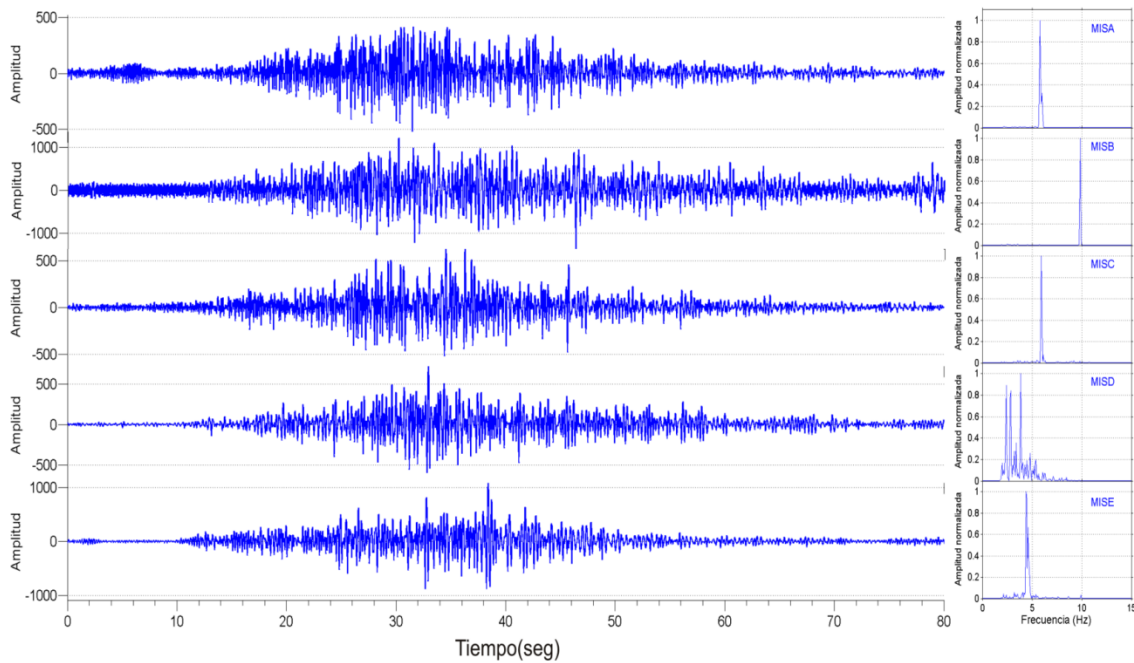


Figura 6.18.- Rasgos característicos de los eventos LP3: a) Frecuencias principales b) Duración.

La figura 6.19 muestra los registros de un LP3 en todas las estaciones de la red. En general, se observa que los LP3 liberan mayor energía que los LP1 y LP2, pues sus amplitudes y duraciones son mayores a estos; asimismo su firma espectral es diferente. Los espectros de los LP3 presentan picos espectrales dominantes por encima de los 5 Hz y bien conspicuos; se observa, sin embargo, que por lo general los picos no son los mismos entre las cinco estaciones (Fig. 6.19).



**Figura 6.19.-** Ejemplo de un sismo LP3 registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 13 Diciembre 2007 14:23 UTC. En la parte izquierda se observa las formas de onda, y a la derecha sus espectros correspondientes.

Finalmente, debemos mencionar también que se han observado eventos de largo periodo LP1 pero precedidos por un precursor. A estos eventos se les ha clasificado como “subtipo LPP”; su análisis en detalle se verá más adelante, en el ítem 6.1.3, cuando se aborde el tema de los eventos con evento precursor.

**Tabla 6.3.-** Resumen de la características más importantes de los sismos LP (A=asimétrico, S=simétrico, i=impulsivo y e=emergente).

Subtipo	Numero	Localizados	forma/ arribo	Duración (seg.)	Frecuencia		Porcentaje del total
					Rango	Principal	
<b>LP1</b>	4219		S/e	10 a 45	2 a 5	3.5;4.4	97
<b>LP2</b>	45	4	A/i	10 a 43	2 a 5	2.5;3.5;4.2	1
<b>LP3</b>	45		S/e	17 a 109	2 a 12	5.2;8.2	1
<b>LPP</b>	32		A/e	19 a 99	2 a 10	6;8;11	1

#### 6.1.2.4 Evolución temporal de los eventos LP

De la tabla 6.3, muestra, hubo un predominio de sismos LP1 con 4219 eventos, representan el 97% del total de sismos LP, después le siguen los LP2 y LP3 coincidentemente con la misma cantidad con 45 eventos c/u y por último los LPP con 32 eventos.

En la tabla 6.4, muestra el promedio diario de ocurrencia anual de los eventos LP en general. De ahí se puede distinguir que el año 2008 fue el año donde ocurrieron en mayor número, con un promedio anual de un poco más de 6 eventos LP por día, de ahí le sigue el año 2007 con 4 LP/día, el 2005 con 2 LP/ día y por último el 2006 con un promedio que llegaba a menos de 1 LP/ día.

En la figura 6.20 se ha ploteado el número de eventos LP ocurridos por día, durante el periodo Octubre 2005-Diciembre 2008. Asimismo, se ha ploteado la curva de energía diaria acumulada, para el mismo periodo. Los eventos LP considerados corresponden a todos los eventos LP (LP1, LP2, LP3 y LPP).

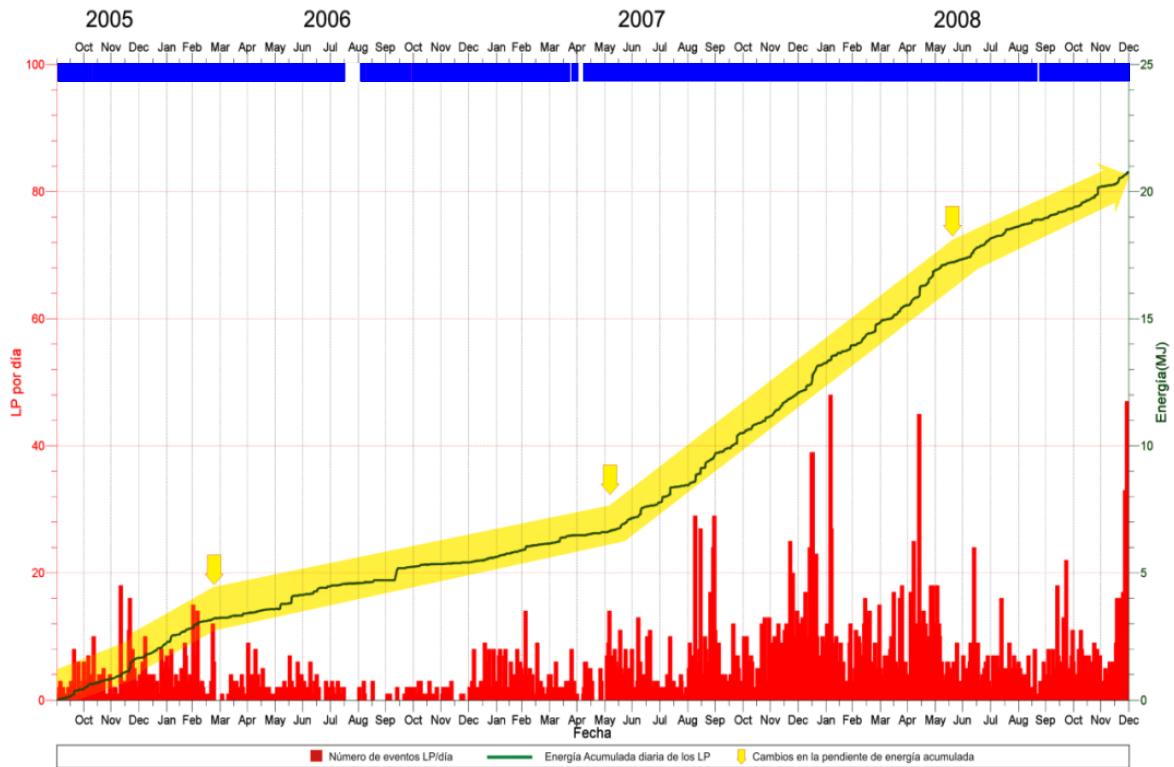
En dicha figura 6.20 se observa que de año en año el número de eventos LP por día ha ido en aumento. Así por ejemplo, en 2006 los valores más altos no sobrepasaron los 20 LP/día, en 2007 llegan a más de 30 LP/día, y en 2008 aumenta aún más. En efecto, en 2008 llegan a ocurrir hasta 5 picos importantes de actividad LP: Los dos primeros ocurren el 15 y 16 de enero con 39 eventos LP cada uno, el tercero se produce el 05 de febrero con 48 eventos LP, el cuarto ocurre el 13 de mayo con 45 eventos LP y el quinto el 29 de diciembre con 47 eventos LP.

Por otra parte, la curva de energía muestra que se liberó un total de 21 MJ (mega joule) aproximadamente en el periodo considerado, es decir aproximadamente 6 veces menor a la energía liberada por los eventos VT; esto se explica debido a que la energía de los eventos LP es bien baja y el mayor de estos tuvo una energía menor a 0.5 MJ (13 oct. 2006 a las 06:02 UTC). En la misma curva se observa que no existen cambios bruscos de pendiente (como ocurría en la curva similar para los VT), pero podemos distinguir tres puntos de inflexión que marcan hasta cuatro periodos. El primero, entre octubre 2005-mitad marzo 2006 (6 meses y medio) en que se liberó hasta 3 MJ de energía; el segundo, ocurre entre mitad marzo 2006-mitad junio 2007 (15 meses) y se liberó hasta 4 MJ de energía; El tercero y más notorio, ocurre entre mitad junio 2007-mitad junio 2008 llegando a liberar 10 MJ; y finalmente, el cuarto periodo, entre mitad junio 2008-diciembre 2008 en que se liberó 4 MJ.

Se puede concluir, entonces, que el periodo de máxima actividad LP entre 2005-2008 ha durado 12 meses, entre mitad junio 2007-mitad junio 2008. Luego de este periodo se observa un decaimiento paulatino.

**Tabla 6.4.- Promedio diario del número de eventos LP, según los años.**

Año	2005	2006	2007	2008
Promedio	2	1	4	6



**Figura 6.20.-** Numero de eventos LP por día (barras rojas), y curva de energía diaria acumulada (línea negra). Las flechas amarillas marcan los puntos de inflexión de la curva. En la parte superior de la figura aparece la barra de funcionamiento de la Red Misti: azul=funcionamiento normal, espacios en blanco=sin registro.

### 6.1.3 Eventos sismovolcánicos con evento precursor

En los registros obtenidos en la red Misti, se ha observado también sismos VT y LP que presentan un evento que les antecede por algunos segundos (eventos precursores). Dichos eventos se les denominó como VTP y LPP.

Estos VTP o LPP no son registrados en estaciones fuera del ámbito del volcán (tales como la estación CVE o CAY que están en Arequipa y pertenecen a la red nacional). Ellos son, por tanto, eventos con focos en o próximos al edificio volcánico del Misti.

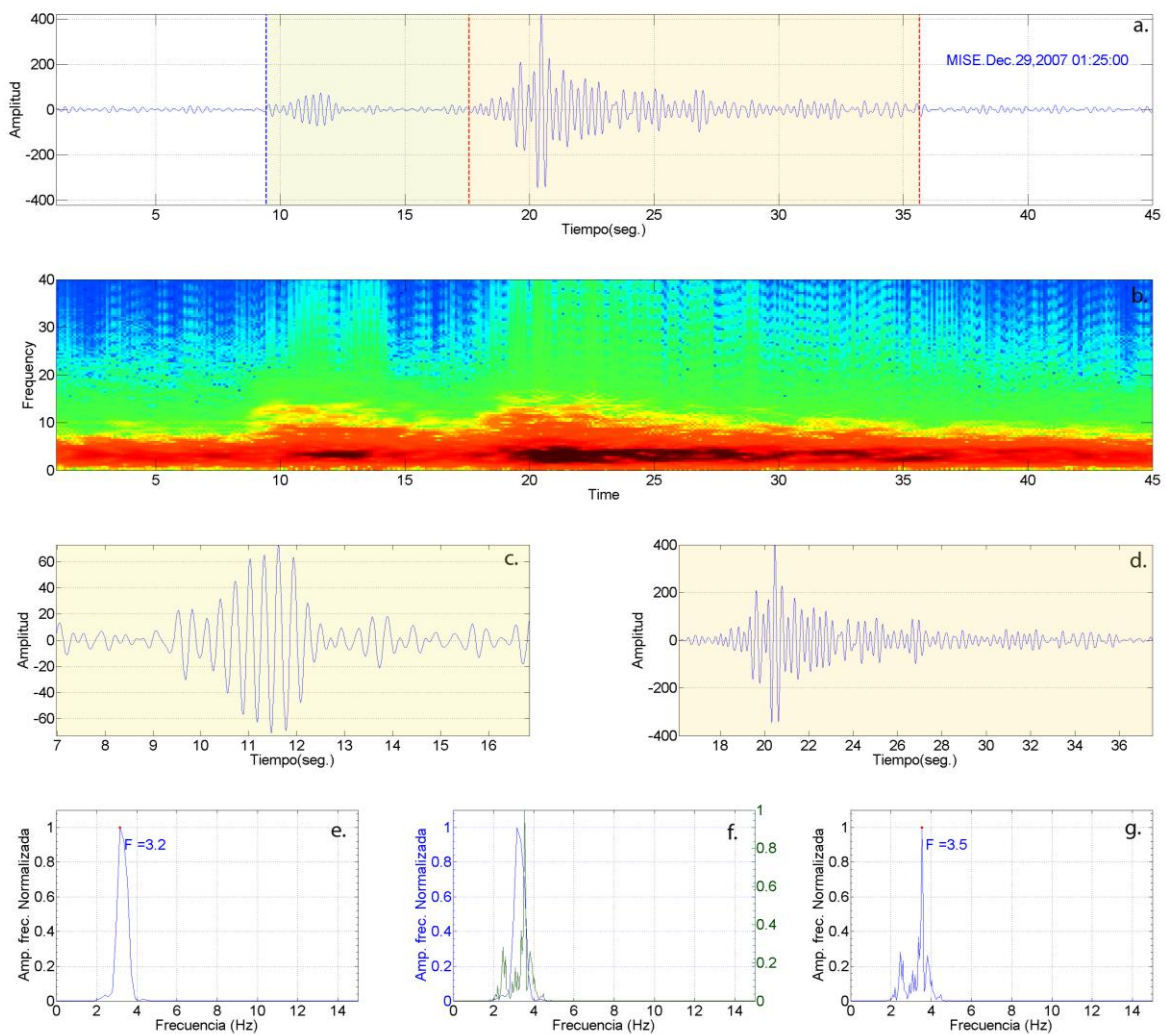
Los eventos precursores se presentan poco antes del evento principal (VT o LP). Tales precursores son generalmente muy poco energéticos: la mayoría de veces su amplitud es inferior en una proporción entre 1/10 a 2/5 de la amplitud del evento principal. La duración promedio del segmento precursor de los eventos VTP es de 4 segundos (Fig. 6.24), y es menor en comparación a la duración promedio del segmento precursor de los eventos LPP de 8 segundos (Fig. 6.22). En otros estudios anteriores, también se les ha identificado de manera similar (Llerena, 2005; Taipe 2008). En las figuras 6.21 y 6.23 se muestran un ejemplo representativo de cada tipo.

En la figura 6.21, se presenta la forma de onda (a) y el espectrograma (b) de un LPP, así como el análisis por separado del evento precursor y el evento principal de un LPP. Se observa que tanto el

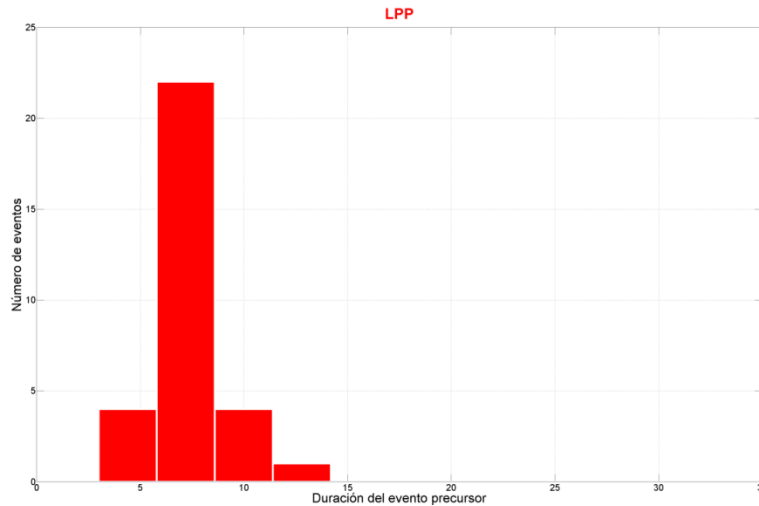


evento precursor como el principal arriban con impulso emergente, la duración del segmento precursor es de 8 segundos aproximadamente (en los demás casos, este valor varía desde los 5 a los 12 segundos Fig. 6.22), mientras que la duración del evento principal (LP1) es de 18 segundos. La figura 6.22 muestra la duración de los segmentos precursores de los eventos LPP, se puede observar que esta varía desde los 5 a los 12 segundos y la más común fue de 8 segundos.

A fin de observar individualmente el contenido espectral del segmento precursor y del segmento principal, se les ha separado (Fig. 6.21 c y d). A ambas señales les fueron aplicadas un filtro pasa banda de 1 a 10Hz; luego se extrajo su contenido espectral, el cual muestra que ambos poseen frecuencias bajas y tienen un pico dominante (3.2 y 3.5 Hz).



**Figura 6.21.-** Ejemplo de un evento LPP, del 29 de Diciembre 2007 01:25 UTC registrado en MISE: a) Forma de onda, b) Espectrograma, c)Forma de onda del precursor, d) Formada onda del evento principal, e) Espectro del precursor, g) Espectro del evento principal y f) Comparación de espectros.



**Figura 6.22.-** Duración de los segmentos precursoros de los eventos LPP.

Respecto de los eventos VTP, estos han sido generalmente bien registrados solo en la estación E5, donde es frecuente observar el arribo de la primera fase en el evento precursor, mientras que en el evento principal se ve claramente la fase P, y en algunos casos la fase S.

La figura 6.23 a y b muestra la forma de onda y el espectro de un VTP. Si se separa el evento precursor del principal, y se hace el análisis espectral de cada uno, se observa que el rango de frecuencias permanece muy similar, aunque los picos principales difieren (Figs 6.21 e y g).

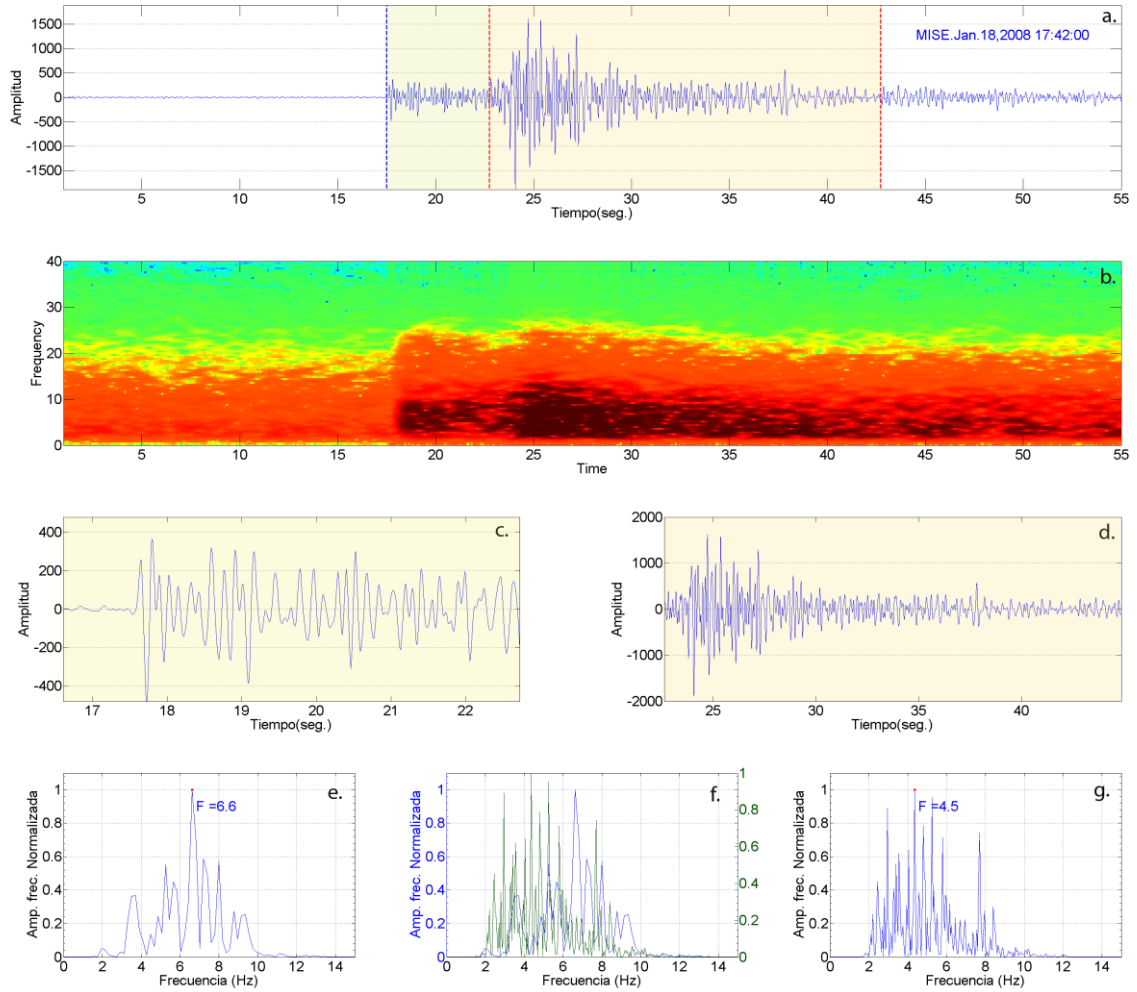
Estos VTP no tienen registro tan claro en las demás estaciones (Fig. 6.25), de manera que no se puede determinar la llegada de la P y/o de la S con exactitud, ni en el precursor ni en el principal. La figura 6.24 muestra que la duración del precursor va de 2 a 12 segundos, siendo la más común de 4 segundos.

La figura 6.25 muestra un ejemplo de sismo VTP registrado en todas las estaciones de la red Misti. La figura 6.26 muestra un ejemplo de sismo LPP también registrado en las cinco estaciones de la red. En ambos casos, los espectros son similares a los ya vistos para los eventos VT y los LP (ver Figs. 6.3 y 6.13).

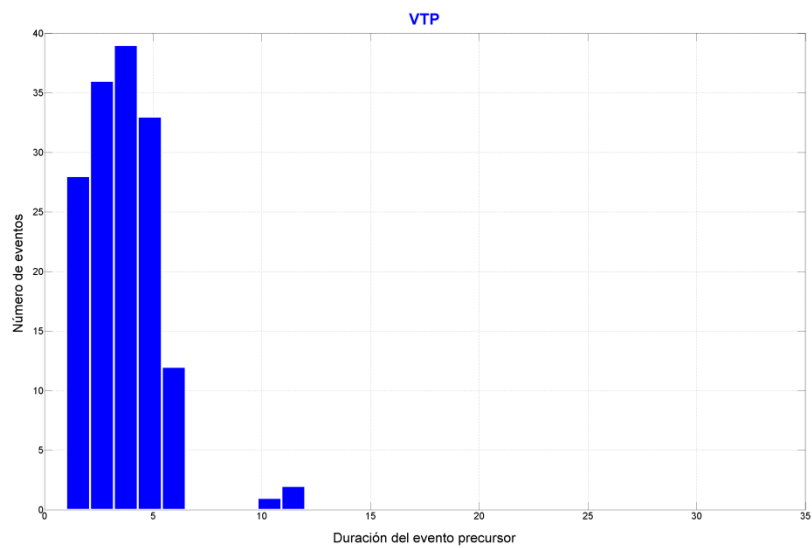
Los eventos LPP han sido muy escasos en número, pues solo ocurrieron un total de 32 eventos, de los cuales más del 90% ocurrió en el año 2007 y 2008. El primer LPP fue registrado el 12/10/2005. El mes con más eventos LPP fue diciembre de 2008 (cuatro eventos LPP).

En el caso de los VTP, se han identificado 151 eventos (representan el 2% de los VT clasificados). La mayoría ocurrieron en los meses de Abril y Junio del 2008.

Con respecto a los valores de energía: los LPP presentan baja energía, el mayor de ellos no llega al 0.1 MJ; mientras que los eventos VTP son de mayor tamaño y muestran valores mucho mayores. Así por ejemplo, los VTP registrados el 19 y 31 de enero 2006 juntos llegaron a liberar 4 MJ; otro VTP, ocurrido el 15/03/2008 17:58 horas UTC libero hasta 10 MJ; y otro se presentó el 23/06/2008 08:37 UTC y llego a liberar hasta 6 MJ.



**Figura 6.23.-** Ejemplo de un evento VTP, registrado el día 18 de Enero 2008 17:42 UTC registrado en MISE: a) Forma de onda, b) Espectrograma, c) Forma de onda del precursor, d) Forma de onda del evento principal, e) Espectro del precursor, g) Espectro del evento principal y f) Comparación de espectros.



**Figura 6.24.-** Duración de los segmentos precusores de los eventos tipo VTP.

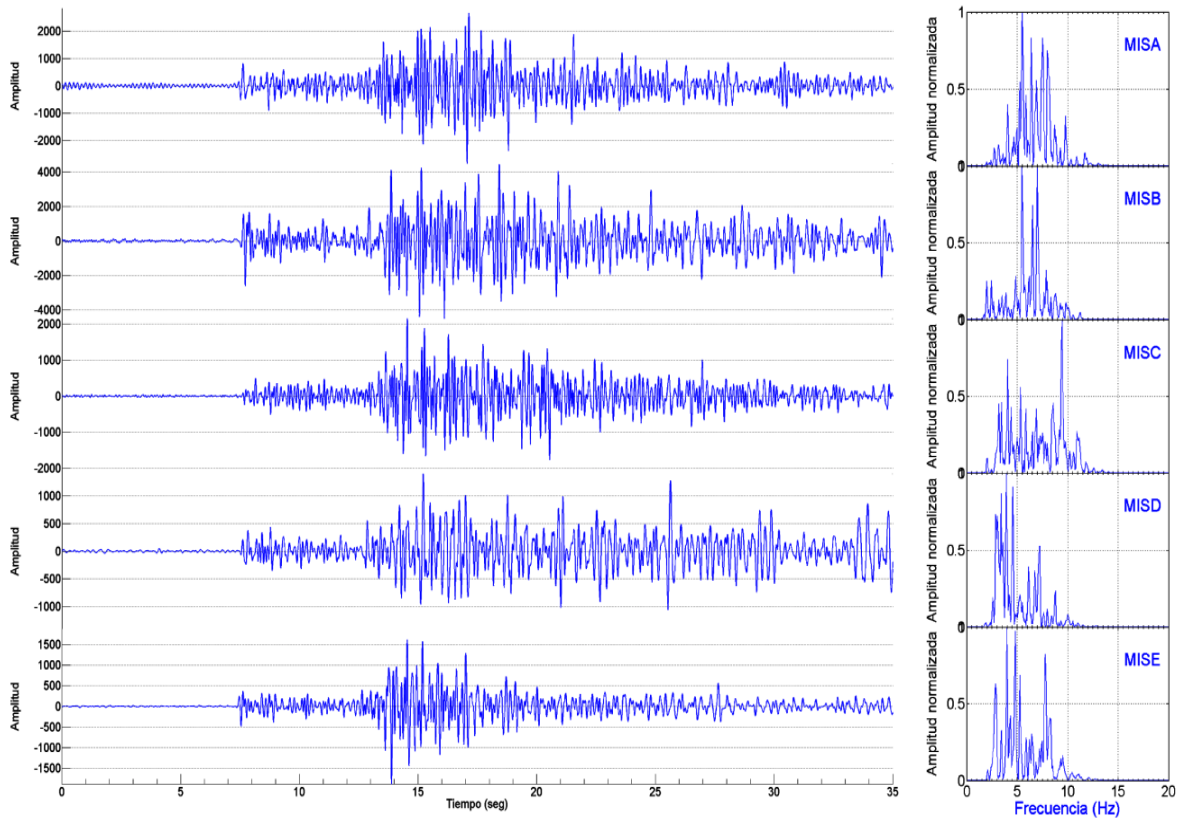


Figura 6.25.- Ejemplo de un sismo VTP registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 18 Enero 2008 17:42 UTC. En la parte izquierda se observa las formas de onda, y a la derecha sus espectros correspondientes.

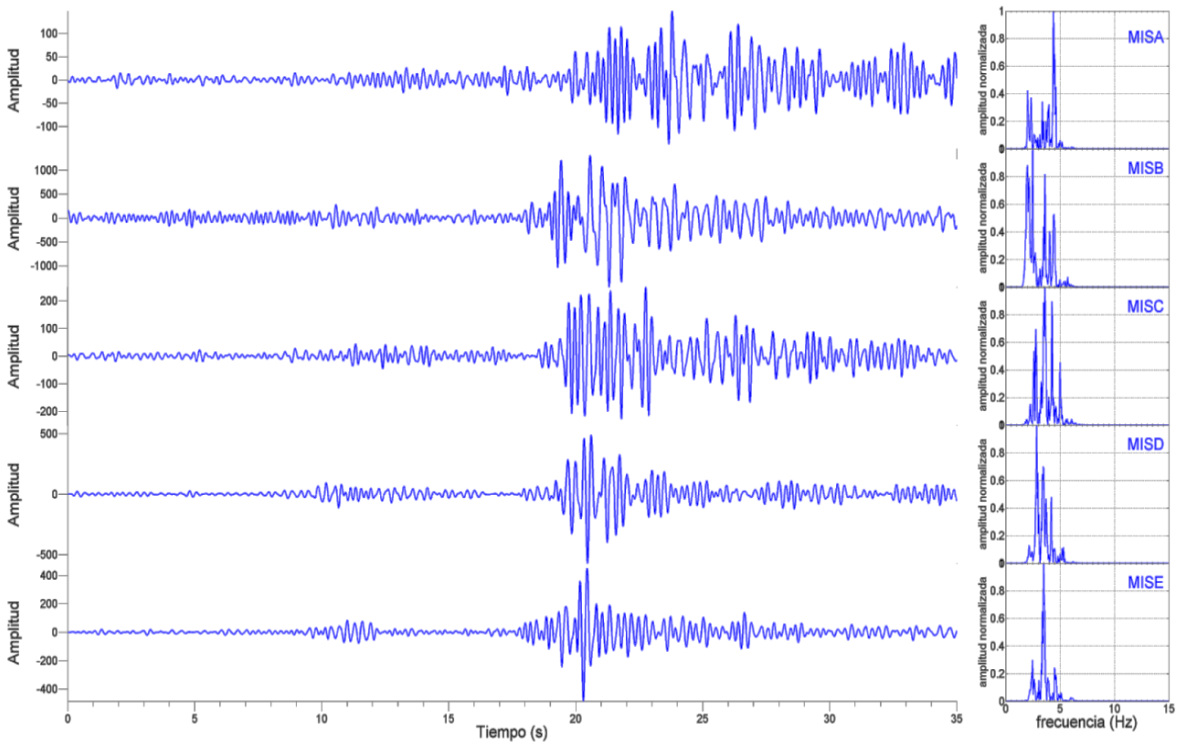


Figura 6.26.- Ejemplo de un sismo LPP registrado en todas las estaciones de la red Misti, el 29 de diciembre 2007 01:25 UTC. En la parte izquierda se observa las formas de onda, y a la derecha sus espectros correspondientes.

### 6.1.4 Eventos tipo Tremor volcánico

Antes del presente estudio no se había registrado tremores volcánicos en el volcán Misti. Hemos observado este tipo de señales desde los inicios de la puesta en funcionamiento de la red Misti (Fig. 6.33). Estas señales, que duran varias decenas de segundos y con frecuencia sobrepasan el minuto, han sido registradas en todas o la mayoría de estaciones de la RM.

Los tremores han sido diferenciados del ocasional ruido generado por viento, tormentas, etc., debido a que los primeros presentan mayor regularidad en la amplitud de su forma de onda. Pueden presentarse en trazos continuos o en episodios.

En el Misti se encontraron 92 casos de tremor, lo que representa el 1% de la actividad sísmica total. Algunos de estos tremores fueron de gran tamaño y energía, pero la mayor parte presentó amplitudes bajas a moderadas, y relativa corta duración (dos minutos en promedio). Estas vibraciones pueden tener frecuencias bastante irregulares, en cuyo caso se les ha clasificado como tremor espasmódico; o ser monotónicas, por lo que se les ha clasificado como tremor armónico.

#### 6.1.4.1 Tremor Espasmódico (TRE)

El 92% (84 casos) de los tremores registrados son del tipo espasmódico, y se les denominó como "TRE". Estos eventos no tienen una forma de onda definida, sus amplitudes pueden variar en el tiempo, su arribo es emergente y no se distinguen fases sísmicas primarias P y S (Fig. 6.27a). Presentan duraciones entre 40 segundos y cuatro minutos, siendo más común una duración de 2 minutos (Fig. 6.28b).

En general, el espectro de los TRE muestra una distribución entre 2 y 20 Hz. Los picos de frecuencia dominante van entre 3 y 14 Hz, y la frecuencia dominante más recurrente es la de 7 Hz (Fig. 6.28a).

La figura 6.27 muestra un ejemplo de TRE de más de 120 segundos de duración registrado el día 30/10/2006 06:00 horas UTC. Este evento presenta una frecuencia principal de 6 Hz, en una banda espectral amplia de 2 – 12 Hz.

Los TRE fueron registrados en todas las estaciones de la RM, sobretodo en la estación E3 y E5. Las formas de onda y sobre todo las frecuencias fueron similares en la mayoría de los casos estudiados (Fig. 6.29), aunque hubo algunos casos donde no es así. En este último caso, las altas frecuencias logran persistir. Todo lo anterior pone en evidencia que existe una componente por efecto de sitio.



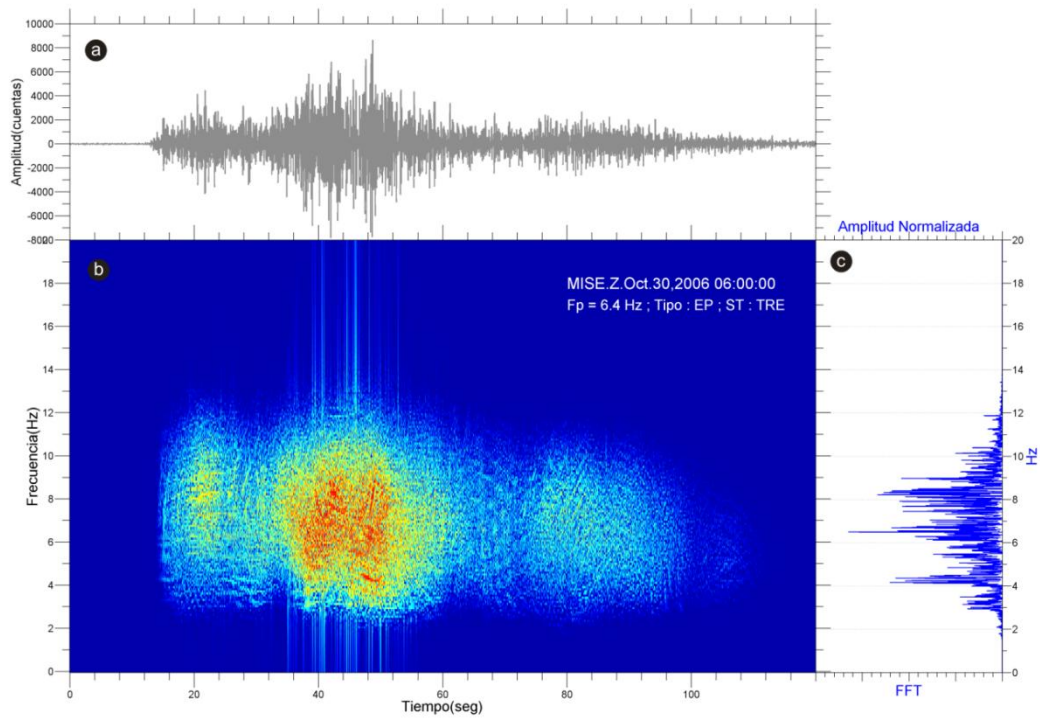


Figura 6.27.- Ejemplo de TRE registrado el 30/10/2006 06:00 horas UTC en la estación E5. Se observa: a) forma de onda, b) Espectrograma y c) su espectro.

TRE

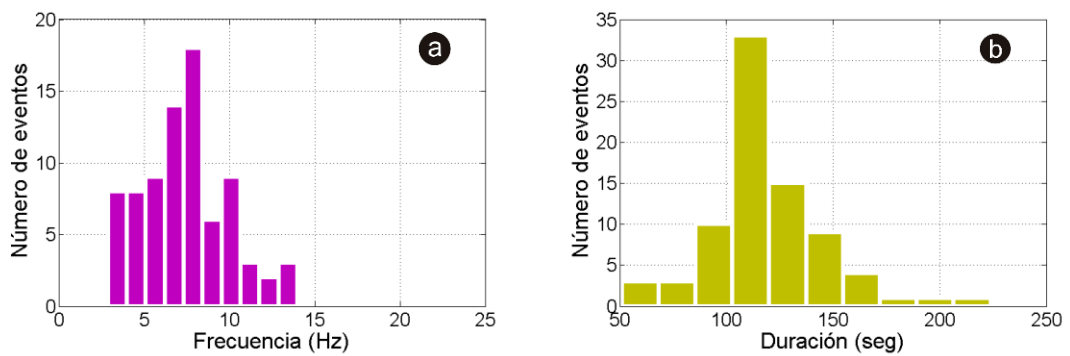
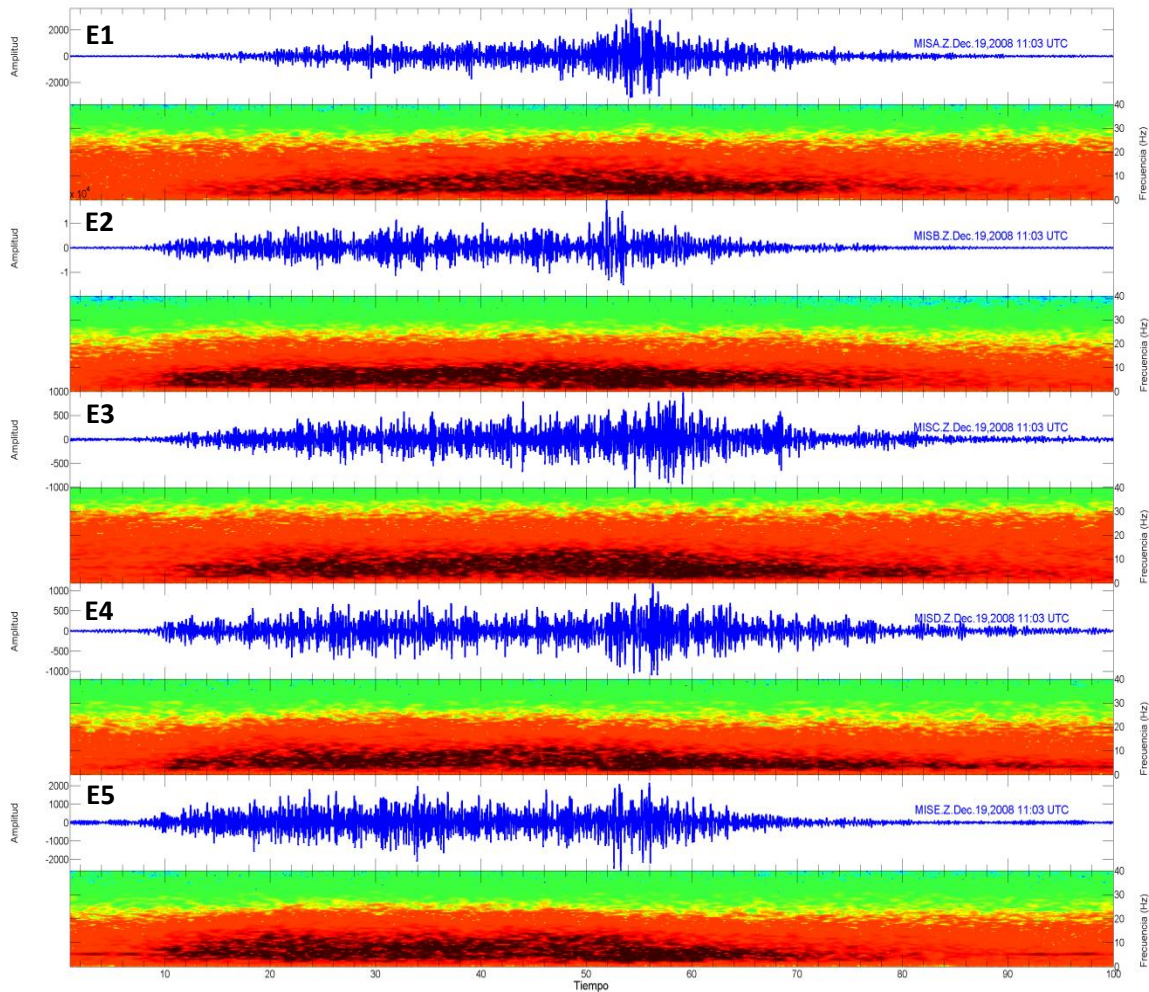


Figura 6.28.- Rasgos característicos de los tremores espasmódicos TRE. a) Histograma de frecuencias principales, b) Histograma de la duración de los eventos.



**Figura 6.29.-** Ejemplo de un tremor espasmódico TRE (sismograma y espectrograma) todas las estaciones de la red Misti. Evento registrado el 19 diciembre 2008 11:03 horas UTC.

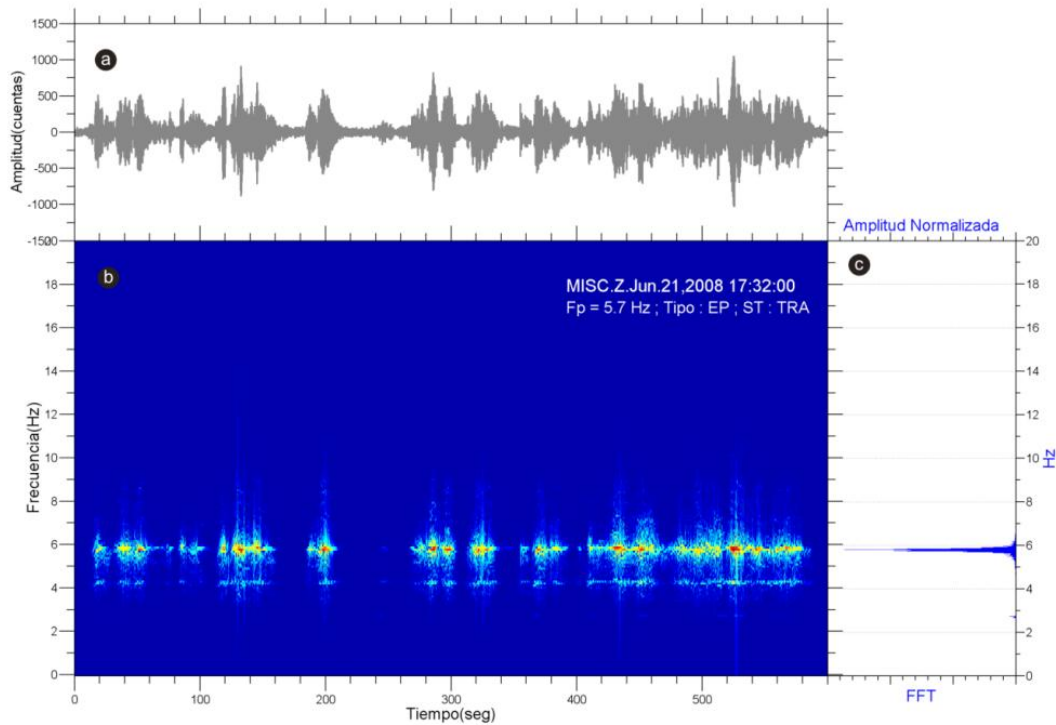
### 6.1.4.2 Tremor Armónico (TRA)

Los tremores armónicos TRA, son tremores que presentan una forma de onda que presenta inicio emergente y cambios suaves en su amplitud, bajas frecuencias, y generalmente monótona. Solo se ha registrado 8 TRA durante el 2005-2008, lo cual representa el 8% de la actividad tremórica total.

Su frecuencia pico dominante más común en el Misti está en el orden de 5 y 8 Hz, su espectro muestra un pico bien definido, como se observa en las figura 6.30b-c.

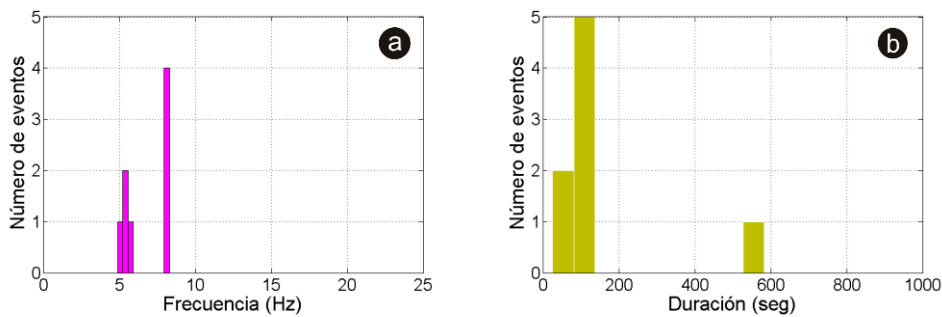
Su duración es similar al de los TRE (entre 40 seg. y 4 minutos); sin embargo hubo un evento TRA que llegó a registrarse por hasta 10 minutos aproximadamente. Este evento se presentó en forma de episodios separados por periodos de quietud de pocos segundos a minutos y de manera continua y amplitud variable (Fig. 6.30a y 6.31b). Este tipo de tremor armónico intermitente ha sido identificado en otros volcanes, como el Nevado del Ruiz (Chouet, 1992) y definido por McNutt (1996) como tremor bandedo.

La figura 6.32 muestra la forma de onda y el espectrograma de un TRA registrado en cuatro estaciones de la red Misti. Las formas de onda son características de este tipo de eventos, así como su espectrograma que muestra una frecuencia principal bien definida así como algunos múltiplos.

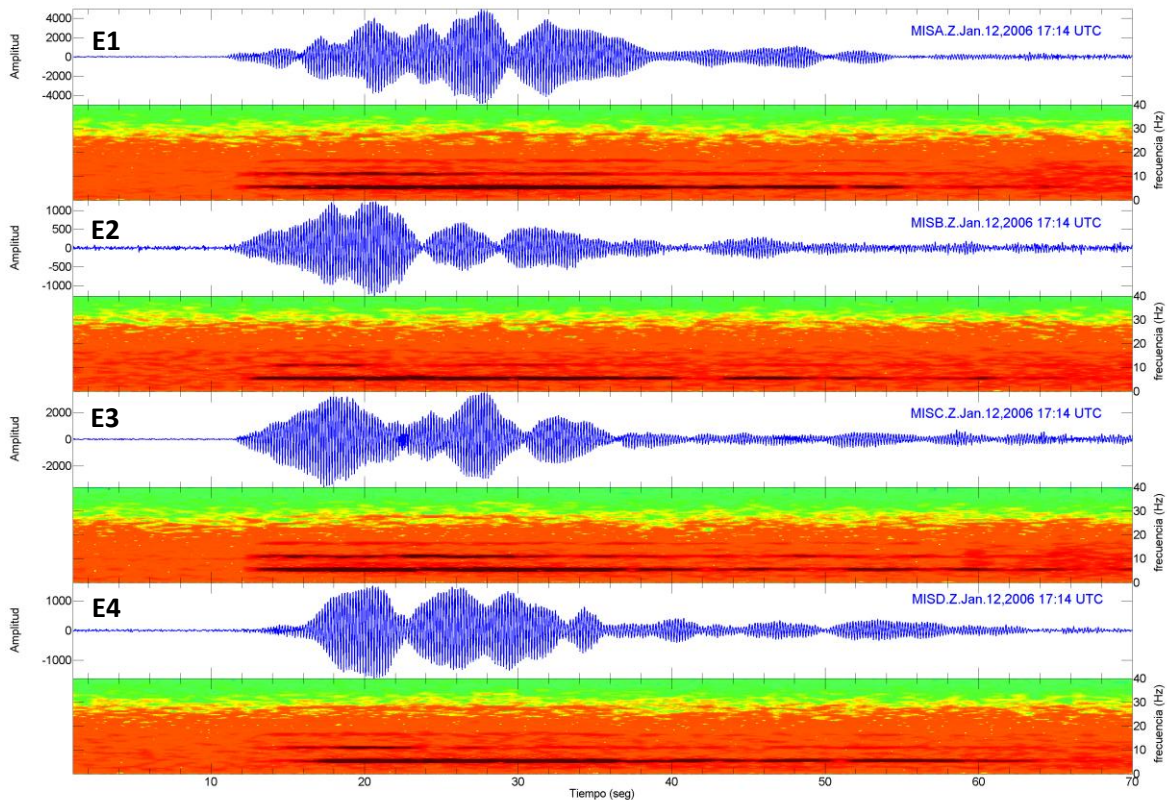


**Figura 6.30.-** Ejemplo de un tremor, del subtipo armónico TRA registrado el 21 de Junio 2008 a las 17:32 (UTC) en la estación E3. Se observa a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro.

TRA



**Figura 6.31.-** Rasgos característicos de los tremores armónicos TRA. a) Histograma de frecuencias principales, b) Histograma de la duración de los eventos.



**Figura 6.32.-** Ejemplo de tremor armónico TRA registrado en todas las estaciones de la red Misti. Evento del 12 de enero de 2006 17:14 UTC. Cada sismograma con su respectivo espectrograma.

Los episodios tremóricos tuvieron periodos de mayor actividad en los meses de diciembre 2005, junio 2006, mayo 2007, octubre 2008 y diciembre 2008. Estos dos últimos fueron los meses que registraron más actividad tremórica (ver Fig. 6.33 y Tabla 6.5).

Los tremores ocurrieron solo de manera esporádica (ver figura 6.33), y cuando se presentaron, su frecuencia de número de eventos por día no era elevada (sobre todo el TRA) pues nunca fue mayor a tres eventos por día, durante todo el periodo de estudio.

La duración de la actividad tremórica diaria es un parámetro que puede indicar su importancia en la actividad del volcán. Se ha planteado, entonces, curvas con dicha información. En la figura 6.33, se observa que tres picos importantes de actividad ocurridos en mayo de 2007, enero 2008 y junio 2008; el pico mayor fue debido a un TRA registrado el 21/06/2008 17:32 horas UTC con una duración de diez minutos, el segundo pico (día 15/05/2007) corresponde a tres tremores TRE, cada uno con dos minutos de duración, y el tercer pico (día 17/01/2007) corresponde a dos tremores con una duración de poco más de dos minutos.

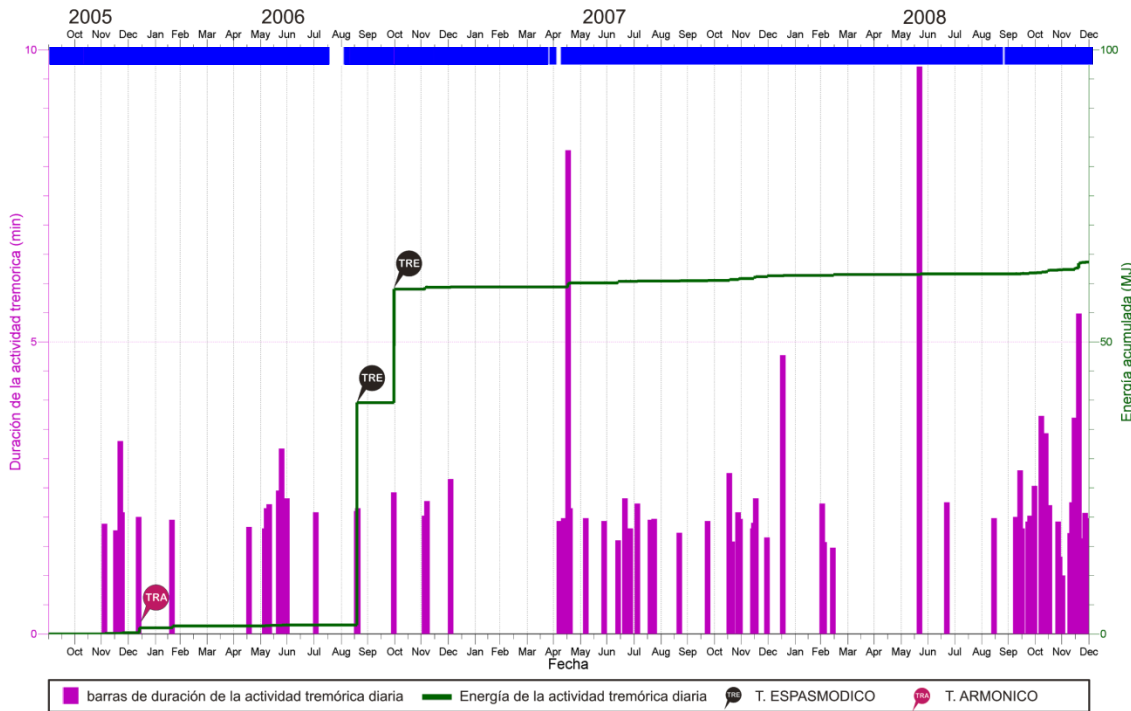
Según la curva energía sísmica acumulada (línea verde), relativa a los tremores (Fig. 6.33) se observa que en todo el periodo de estudio se liberó 63 MJ de energía. Se presentaron dos saltos importantes: el primero se debe a un evento TRE ocurrido el 18/09/2006 00:12 horas UTC, con 38 MJ de energía liberada, constituyéndose el evento más grande registrado en todo el periodo de análisis. El segundo, también es un evento TRE, ocurrió el 30/10/2006 06:01 horas UTC, con 19 MJ



de energía liberados. La energía liberada por los TRE fue muy superior a la liberada por los TRA. Así pues el mayor representante de este tipo ocurrió en enero 2006, y solo alcanzó a liberar ~1 MJ.

**Tabla 6.5.- Promedio de ocurrencia anual de los eventos Tremóricos (TRE y TRA), registrados anualmente en el Misti.**

Año	2005	2006	2007	2008
Promedio	2	1	3	5



**Figura 6.33.- Duración diaria de la actividad tremórica, y energía diaria acumulada, durante el periodo 2005-2008. TRE= tremor espasmódico, TRA= tremor armónico. En la parte superior de la figura aparece la barra de funcionamiento de la Red Misti (azul=funcionamiento normal; espacios en blanco= sin registro).**

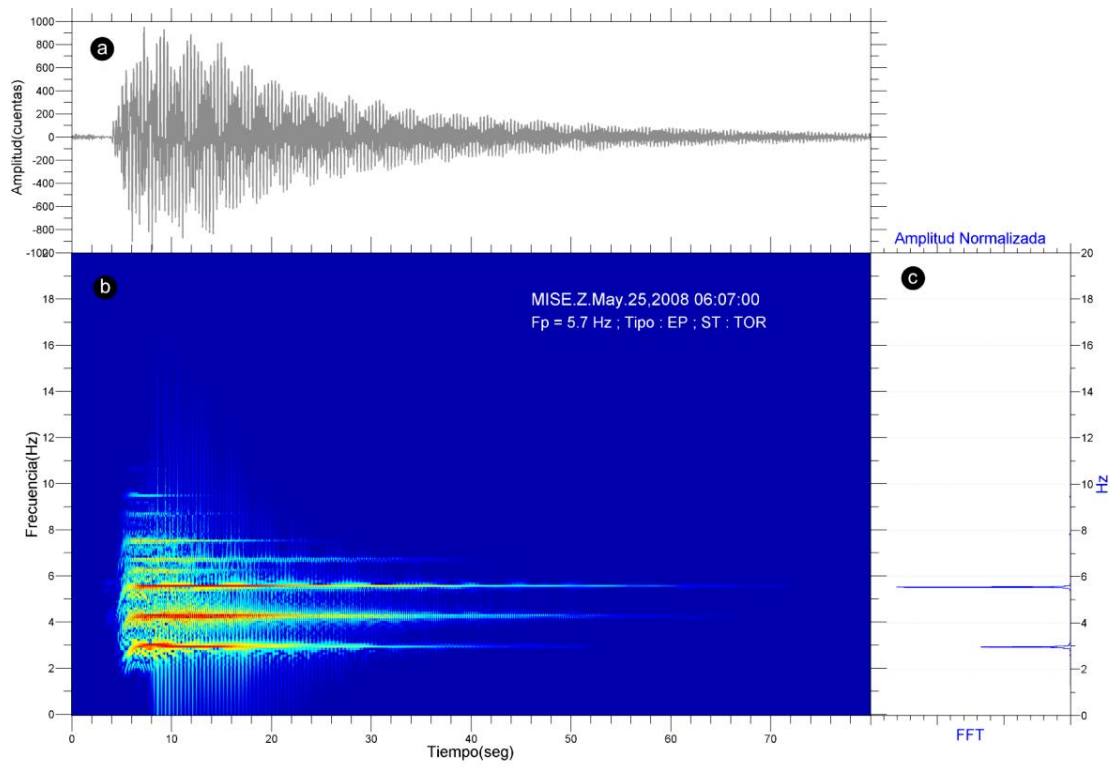
### 6.1.5 Eventos tipo Tornillo (TOR)

Son eventos de forma de onda clásica, ya descritos en el capítulo 3. En el Misti fueron raros, solo se identificaron 18 casos en todo el periodo de este estudio.

Tienen duraciones entre 91 y 168 segundos, con un promedio de 120 segundos (Fig. 6.35b). Su inicio es generalmente emergente, pero hay algunos eventos donde se observa inicio impulsivo pudiéndose distinguir fases P y S.

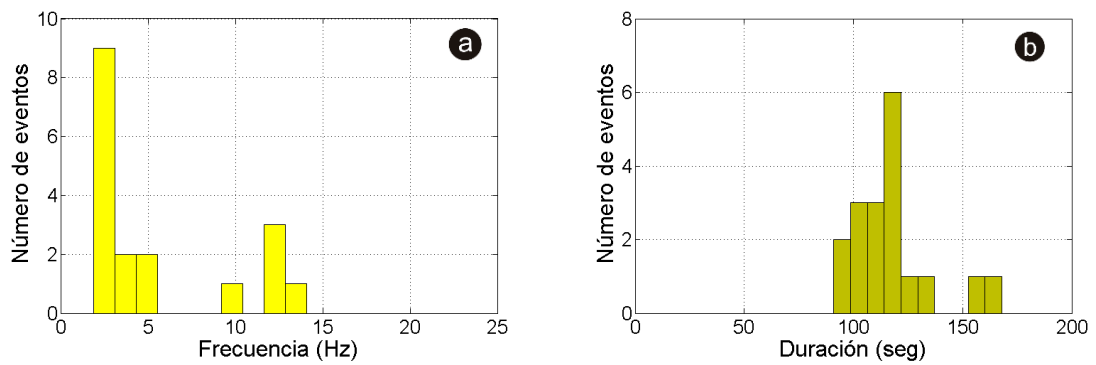
La figura 6.34 muestra un ejemplo de tornillo registrado por la red Misti. Su contenido espectral es monocromático, con una sola frecuencia fundamental y algunos armónicos (Fig. 6.36). Los picos dominantes están principalmente en los 2, 2.5, 3.5, y 4.7, 9.7 y 12.7Hz (Fig. 6.35a y 6.37).

La figura 6.36 muestra el registro de un sismo tipo tornillo registrado en junio 2008, en la componente vertical de las estaciones E1, E2, E3, E4 y E5. Aunque la forma de onda no es parecida en todas las estaciones, la frecuencia es la misma. (2 Hz).



**Figura 6.34.-** Ejemplo de un evento TOR registrado el 25/05/2008 a las 06:07 UTC en la estación E3. Se observa: a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro.

TOR



**Figura 6.35.-** Rasgos característicos de los eventos TOR. a) Histograma de frecuencias principales. b) Histograma de la duración de eventos.



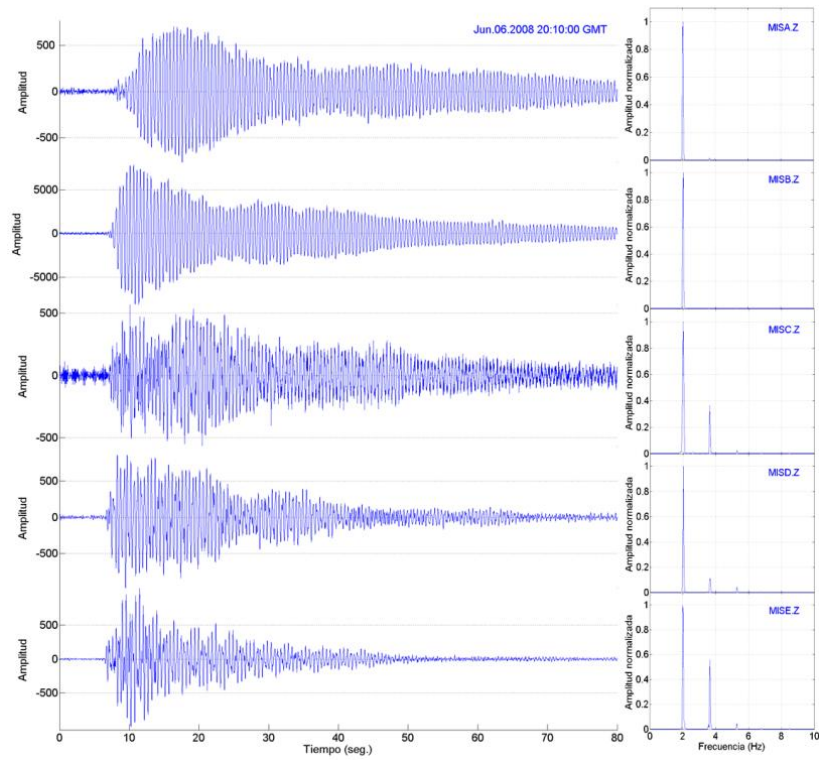


Figura 6.36.- Ejemplo de evento tipo Tornillo registrado el 06 de junio 2008 a las 20:10 horas UTC en todas las estaciones de la red Misti. A la izquierda: formas de onda. A la derecha: espectro de frecuencias respectivo

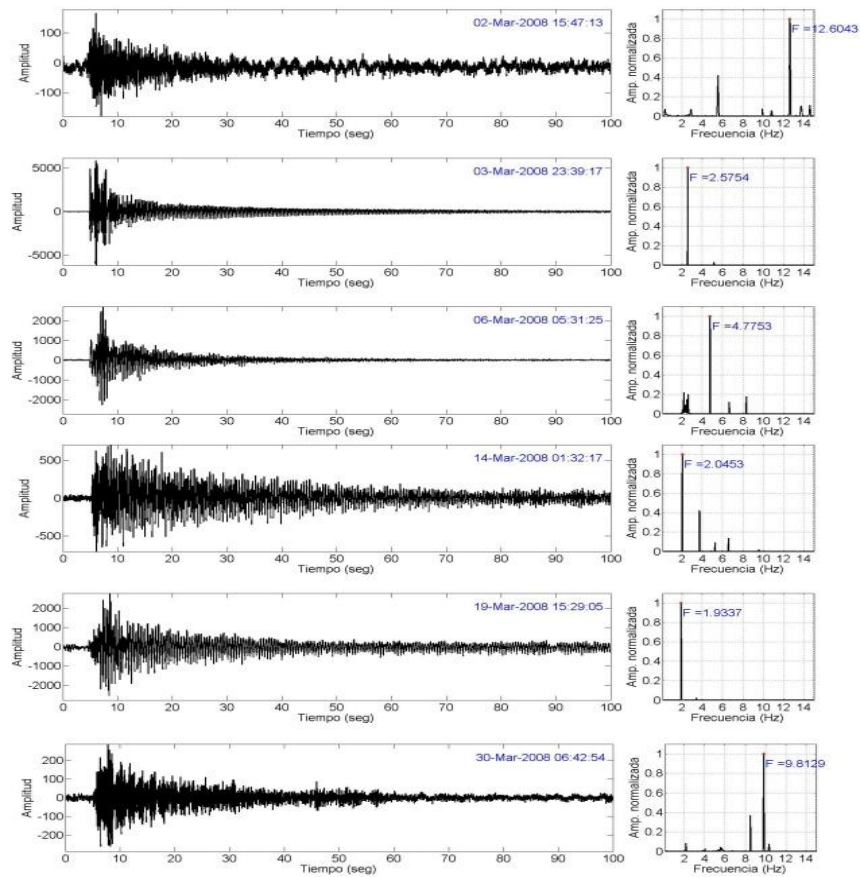
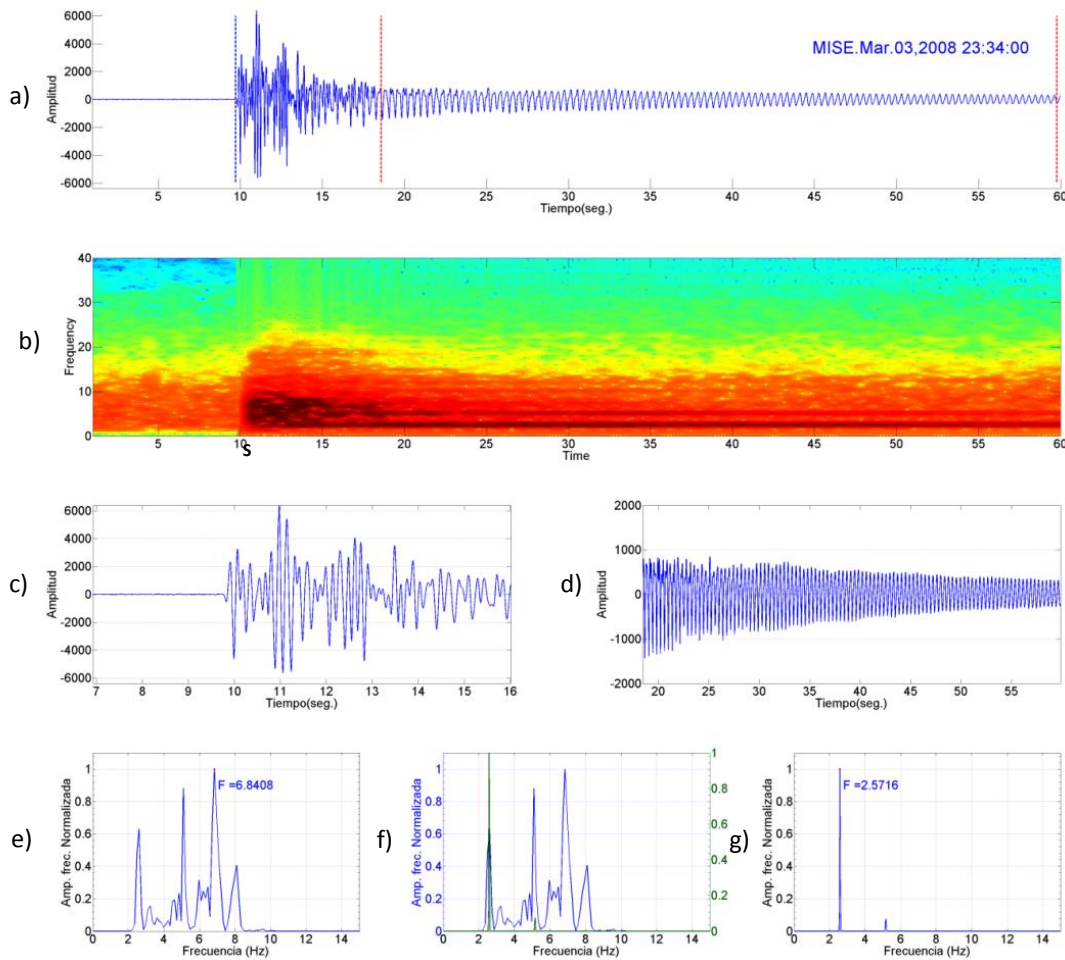


Figura 6.37.- Ejemplos de 6 eventos Tornillo registrados durante el mes de marzo 2008, registros de la componente vertical de la estación E5.

Cabe mencionar un caso curioso entre todos los eventos registrados. El 03 de Marzo 2008 23:34 UTC ocurrió un evento que se inició como un simple evento del tipo VT durante 6 segundos (Fig. 6.38). El registro es más claro en la estación E5. En seguida viene una coda resonante que dura hasta 130 segundos. En la figura 6.38, se observa el evento que ha sido analizado por partes: la parte del VT y la coda. Se observa que el evento inicial corresponde a un evento tipo VT1, con fases P y S claras y tiene una frecuencia de 6.8 Hz aproximadamente. El otro segmento (coda) presenta una sola frecuencia pico de 2.6 Hz.



**Figura 6.38.-** Ejemplo de un evento Tornillo especial (VT+TOR), registrado el 03 de marzo 2008 23:34 UTC. Se muestran a) el evento completo, b) su espectrograma, c) el evento VT principal, d) la coda o evento tornillo secundario, e) espectro del evento VT, g) espectro del tornillo y f) la comparación de ambos espectros.

Todos los eventos tornillo descritos ocurrieron en el año 2008 y con mayor incidencia en marzo del mismo año con 9 eventos de este tipo, de ahí le sigue Mayo (2 eventos), Junio (5 eventos) y Julio (2 eventos). Su número representa un grupo de sismos muy pequeño con respecto a todos los eventos identificados, y esto hace que sea más difícil hacer una estimación de su mecanismo fuente pues su ocurrencia o frecuencia diaria con la que se presentaban, nunca supero los dos eventos por día, por lo que no podríamos observar cambios importantes de este tipo de actividad.

Los eventos tornillo en el Misti solo ocurrieron en el año 2008. En el mes de marzo ocurrieron 9 eventos, en mayo 2 eventos, en junio 5 eventos y en Julio 2 eventos. De manera similar a los tremores los tornillos nunca ocurrieron en más de 2 eventos por día, y usaremos la duración del tornillo como parámetro referente a este tipo de actividad.

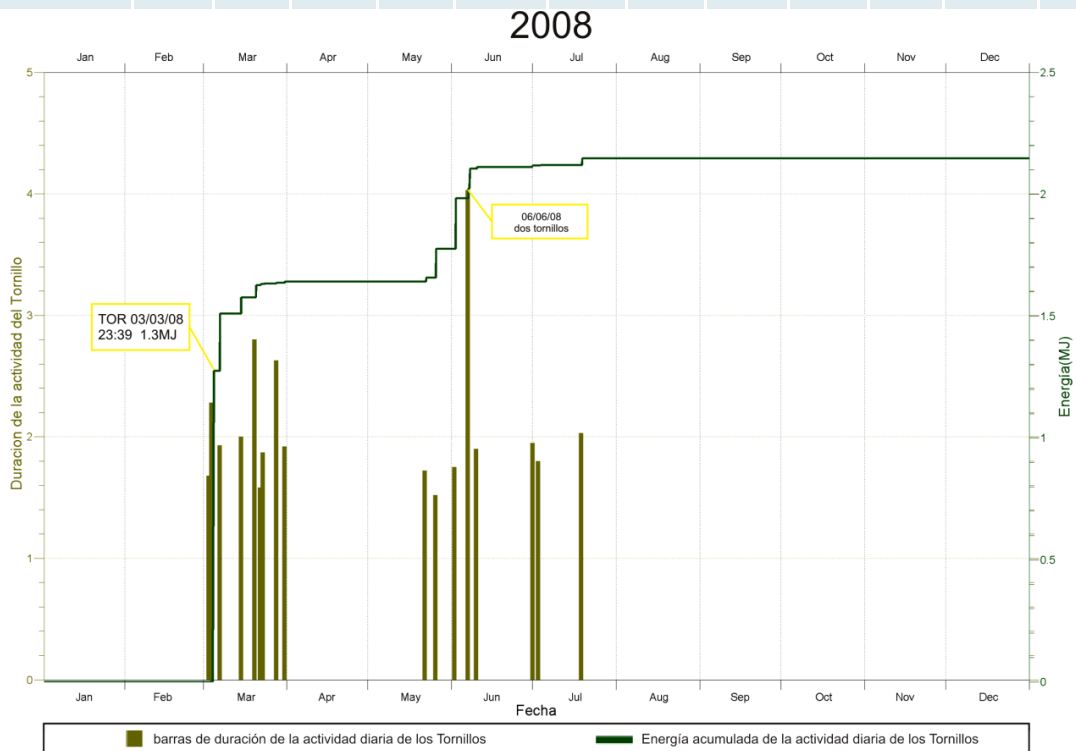
En la figura 6.38 y la tabla 6.6 se puede observar que no obstante el reducido número de tornillos, los picos de actividad pueden ser importantes, sobre todo en marzo de 2008 donde la duración y energía de los eventos son mayores que los registrados en mayo junio y julio. Por ejemplo el 03/03/2008 23:39 UTC ocurrió un tornillo de más de dos minutos de duración y con una energía de 1.3MJ (Fig. 6.38).

Los valores de energía mostrada por los tornillos son bajos; según la curva de energía acumulada se observa que en total se liberó hasta 2 MJ.

El evento tornillo que presenta valores de duración alto no necesariamente era el más energético, como lo demuestra los saltos de la curva de energía. Hay un pico dominante de actividad el 06 de junio 2008 con dos eventos de dos minutos y fracción de duración en cada caso. La duración más larga mostrada corresponde a un tornillo registrado el 19 de Marzo de 2008 15:29 horas UTC con casi tres minutos de duración (168 segundos).

**Tabla 6.6.- Número y duración mensual de los eventos Tornillo (TOR), registrados en el 2008 por la red Misti.**

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Numero	--	--	9	--	2	5	2	--	--	--	--	--
Duración (min)	--	--	19	--	3	10	4	--	--	--	--	--



**Figura 6.39.- Representación temporal de la duración de la actividad de los tornillos y su energía acumulada liberada.**

Haciendo un resumen de la estadística según los tipos de eventos sísmicos registrados en el volcán Misti en el periodo Octubre 2005-Diciembre 2008, tenemos que se ha clasificado 12896 eventos de origen volcánico. El 65.5% de ellos corresponden a eventos VT, 33.7% corresponden a eventos LP, y menos del 1% son tremores y tornillos (Fig. 6.40).

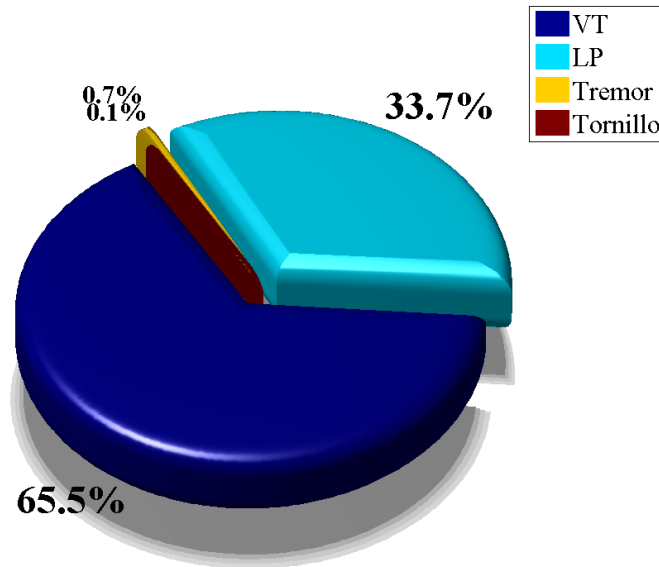


Figura 6.40.- Distribución proporcional de los eventos sísmicos registrados en el volcán Misti, según el tipo de evento.

Una síntesis de las características más importantes de cada uno de los tipos y subtipos clasificados en el volcán Misti se muestra en la tabla 6.7.

Tabla 6.7.- Resumen de la actividad sísmica del volcán Misti (A=Asimétrico, S=Simétrico, e=emergente, i=impulsivo).

Evento		Numero	Localizados	Energía máxima liberada(MJ)	Forma/Arribo	Duración (seg.)	Frecuencia		Porcentaje Total (%)
Tipo	Subtipo						Rango	Principal	
VT	VT1	6145	340	32	A/i	10 a 35	1 a 25	5.7, 10.2	65.5
	VT2	2149	92	2	A/i	10 a 36	1 a 12	2.3, 3.5	
	VTP	151	4	10	A/i,e	10 a 70	1 a 25	3.5, 12.2	
LP	LP1	4219	---	0.5	S/e	10 a 45	2 a 5	3.5,4.4	33.7
	LP2	45	4	0.2	A/i	10 a 43	2 a 5	2.5,3.5,4.2	
	LP3	45	---	0.2	S/e	17 a 109	2 a 12	5.2,8.2	
	LPP	32		0.1	A/e	15 a 99	2 a 10	6.0,8.0,11.0	
TOR	---	18	2	1.3	A/e,i	90 a 168	---	2, 2.5, 3.5, 4.7, 9.7, 12.7	0.1
TRE	TRE	84	---	38	A/e	28 a 224	2 a 20	6.4 y 8.3	0.7
	TRA	8	---	1	A/e	26 a 583	---	6.3 , 7.2	

## 6.2 LOCALIZACIÓN DE EVENTOS

En principio, todos los eventos sísmicos que presenten fases P y/o S claras en las estaciones de la red Misti, son susceptibles a ser localizados. Se hizo, entonces, una selección de los eventos con fases P y S identificables en al menos 4 estaciones de la red. Además es preciso recordar que se disponía de 5 estaciones de la Red Misti y una estación adicional (estación MIS) de la red sísmica nacional del IGP, que operaron durante octubre 2005 a diciembre 2008. El programa utilizado para el cálculo de hipocentros es el Hypoellipse (Lahr, 1999).

Aunque preliminarmente se picaron fases P y S y se calcularon epicentros correspondientes a 799 eventos en total, finalmente se escogieron solo 442 eventos que presentaban fases más claras y con epicentros situados dentro del área que ocupa el volcán. En efecto, las demás localizaciones (eventos fuera del área del volcán) presentaban errores (valores de RMS) elevados.

Las localizaciones con menor error en la posición fueron aquellas registradas en las 6 estaciones disponibles, entre octubre 2005-noviembre 2006. Para este grupo de eventos localizados (“grupo 3”) se usaron entonces 6 estaciones y 8 tiempos de arribo como mínimo.

También se presenta localizaciones de otro grupo de eventos (“grupo 2”) obtenidas con al menos 5 estaciones, y un tercer grupo de eventos (“grupo 1”) localizados usando registros de al menos 4 estaciones.

### 6.2.1 Grupo 1

Este grupo lo conforman los eventos localizados con un mínimo de cuatro estaciones. Son 442 eventos. De ellos, 436 son eventos VT, 4 son eventos LP, y 2 son tornillos. En la figura 6.41 muestra la distribución epicentral y en corte, del total de eventos según sus tipos, así como por el tamaño de estos (magnitud local).

Dentro de los eventos VT, según los subtipos, tenemos que: 340 corresponden a eventos VT1, 92 a eventos VT2 y 4 a eventos VTP. Y como se observa, son muy pocos los sismos LP, VTP y tornillos localizados, esto debido a que el arribo de la fase S no es muy clara.

La figura 6.41 muestra la distribución de la sismicidad proporcionada por el grupo 1. En la figura 6.41a se observa que la mayor parte de la sismicidad está debajo la zona central y dispersa hacia el flanco NW (Nor-Oeste) del volcán.

Los cortes en la vertical (Fig. 6.41 b y c), los perfiles AA’ (Este-Oeste) y BB’ (Norte-Sur), muestra que se tienen dos grupos de sismos VT: el primero centrado en el cráter mayor del Misti y descendiendo de manera ligeramente inclinada hacia el oeste, entre los 3500 a 5500 m de altitud; el segundo formado por otros eventos VT distribuidos más hacia el W-NW del cono, situados entre las profundidades de 2000 a 3500 m de altitud. Los eventos LP (LP2) y Tornillo están un poco más dispersos que los eventos VT, pero en general se encuentran alineados por debajo del cráter, entre los 2000-5000 m. Los tornillos se muestran un poco más superficiales que los LP.



Cabe también resaltar la ocurrencia de algunos pocos sismos que han destacado por su magnitud mayor al promedio. Se trata de eventos VT1 y VT2 que tienen 3.0 y 2.7 ML de magnitud respectivamente, que tienen focos situados a profundidades próximas a los 1000-2500m de altitud, por debajo del edificio.

La figura 6.42, muestra la localización de los eventos, donde se ha colocado además las barras de error de la solución encontrada por el programa utilizado. Los rangos de error mayor y menor en la dirección horizontal (SEH) fue de 0.9 km y 0.1 km respectivamente, los cuales son considerados aceptables. El programa los clasifica dentro de la categoría “a”. Los rangos de error en dirección vertical (SEZ) se encuentran también dentro de la categoría “a” con 0.2Km (menor SEZ) y 0.9Km (mayor SEZ). Los valores de RMS (error medio cuadrático) estuvieron por debajo de 1 y fueron aceptados como válidos.

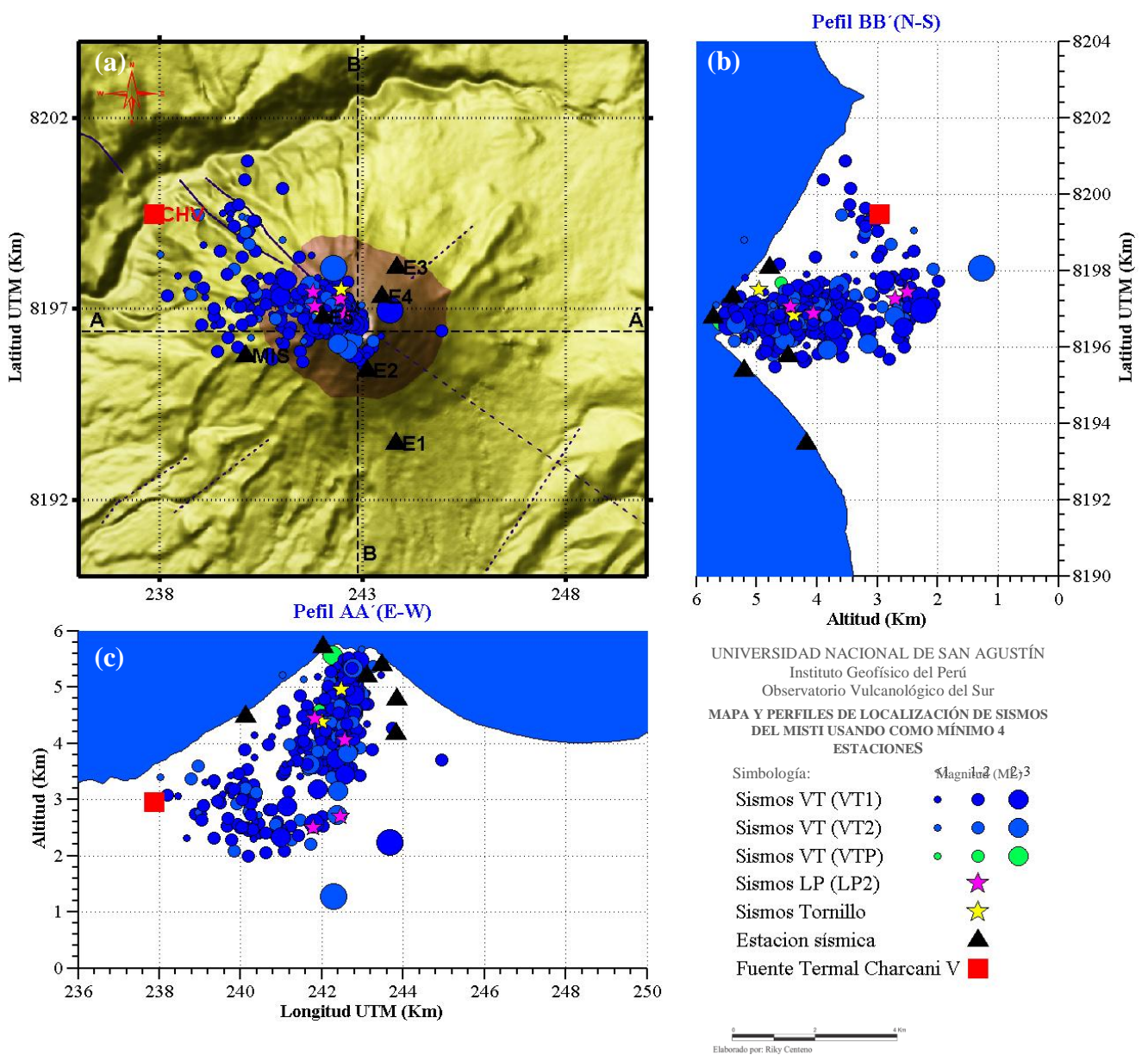


Figura 6.41.- Localización de los eventos VT, LP y Tornillos, utilizando cuatro estaciones como mínimo. a) Mapa, b) perfil BB' (Norte-Sur), y c) perfil AA' (Este-Oeste).

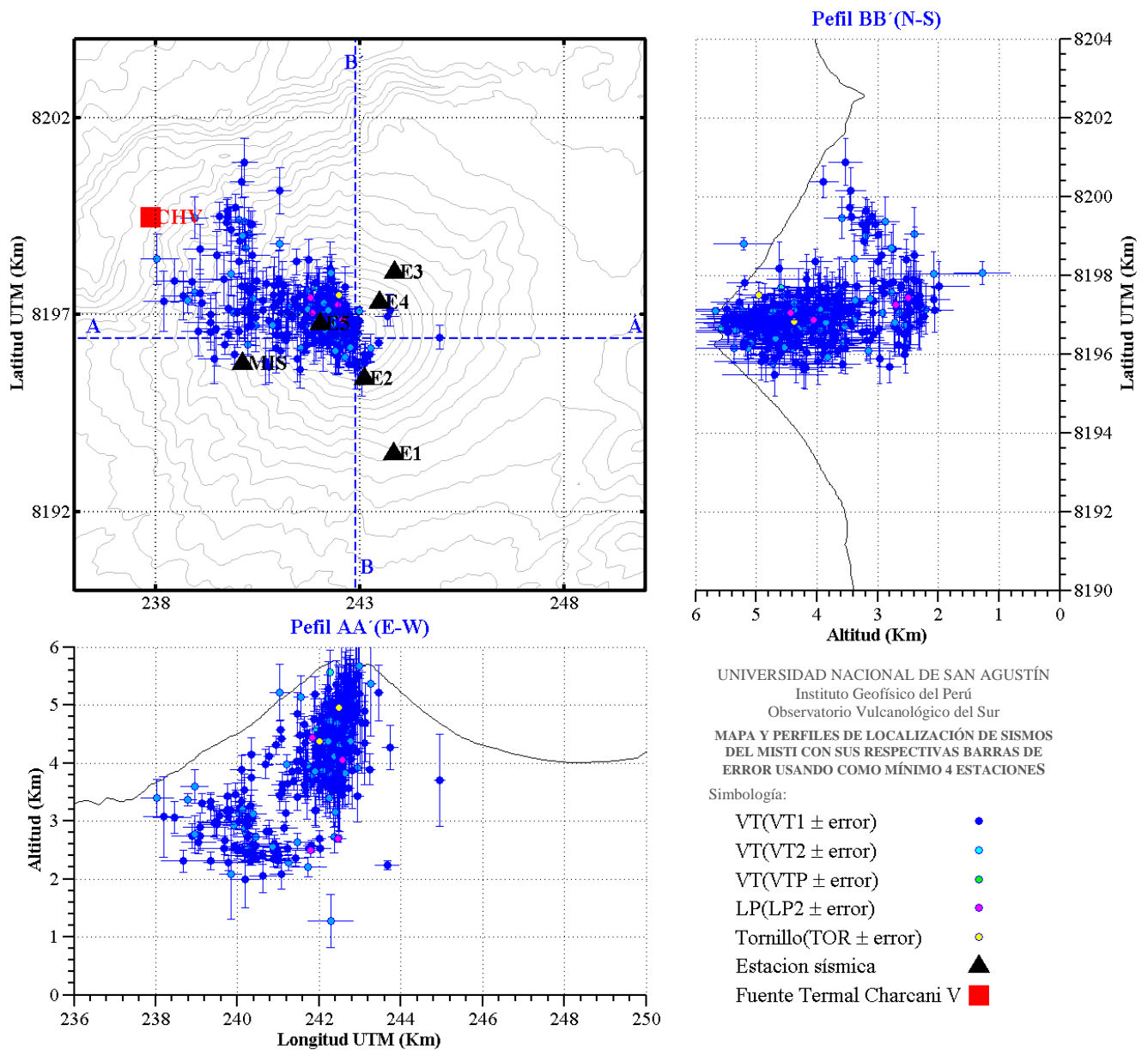


Figura 6.42.- Mapa y perfiles con la localización de los eventos VT, LP y Tornillo con sus respectivas barras de error, considerando un mínimo de cuatro estaciones.

### 6.2.2 Grupo 2

En este grupo están los eventos localizados con un mínimo de cinco estaciones de registro. En total son 199 sismos, de los cuales 196 son de tipo VT, 2 son LP y 1 Tornillo (Fig. 6.43). Entre los VT, se tiene 141 eventos VT1, 53 VT2 y solo 2 eventos VTP.

La figura 6.43 muestra la distribución de la sismicidad del grupo 2 de eventos. La figura 6.43a muestra que la mayor parte de la sismicidad está debajo la zona central y dispersa hacia el flanco Nor-Oeste del volcán.

Los cortes en la vertical (Fig. 6.43 b y c), los perfiles AA' (Este-Oeste) y BB' (Norte-Sur), muestran que la distribución se mantiene similar al ya mostrado por el grupo 1 de eventos, es decir:

un primer conjunto centrado en el cráter mayor del Misti y descendiendo de manera ligeramente inclinada hacia el oeste, entre los 3500 a 5500 m de altitud; y un segundo conjunto formado por otros eventos VT distribuidos más hacia el W-NW del cono, situados entre las profundidades de 2000 a 3500 m de altitud. Los poquísimos eventos LP (LP2) y Tornillo tampoco han cambiado mucho en su distribución general. En este grupo también se encuentran tres eventos VTP (precursor), los cuales fueron localizados a 2300 y 5400 m de altitud.

Este grupo 2 contiene también los mismos pocos sismos VT de magnitudes importantes (3.0 ML) con hipocentros entre los 1000-2500 m de altitud por debajo del cono, ya descritos anteriormente.

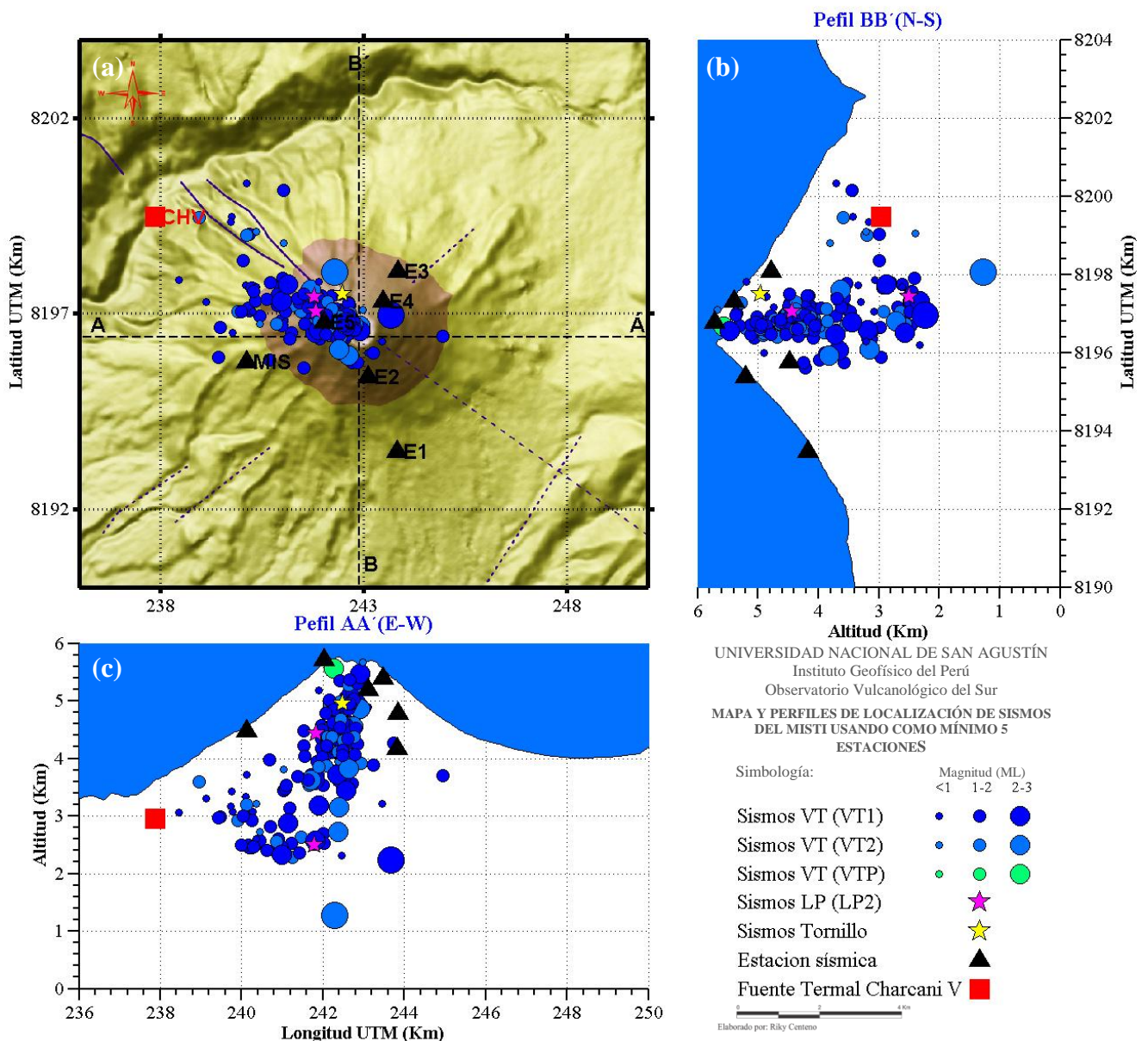


Figura 6.43.- Localización de los eventos VT, LP y Tornillos, utilizando cinco estaciones como mínimo. a) Mapa, b) perfil BB' (Norte-Sur), y c) perfil AA' (Este-Oeste).

La figura 6.44, muestra la localización de los eventos, donde se ha colocado además las barras de error de la solución encontrada por el programa Hypoellipse. Los rangos de error mayor y menor en la dirección horizontal (SEH) fue de 0.4 km y 0.1 km respectivamente, los cuales son considerados aceptables. El programa los clasifica dentro de la categoría “a”. Los rangos de error en dirección vertical (SEZ) se encuentran también dentro de la categoría “a” con 0.1 Km (menor SEZ) y 0.8 Km (mayor SEZ). Los valores de RMS (error medio cuadrático) estuvieron por debajo de 1 y fueron aceptados como válidos.

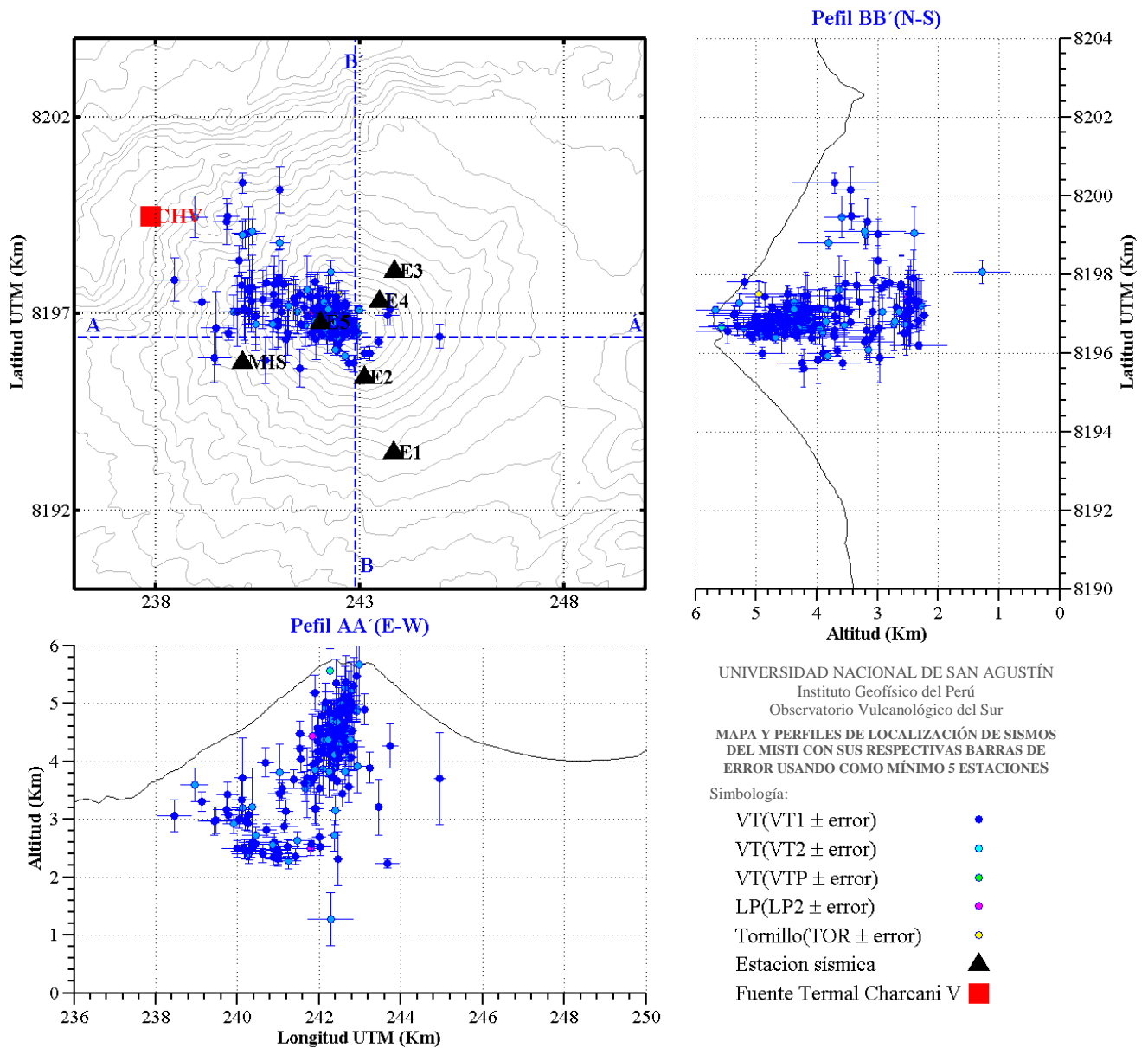


Figura 6.44.- Mapa y perfiles con la localización de los eventos VT con sus respectivos rangos de error, considerando cinco estaciones.



### 6.2.3 Grupo 3

En este grupo están los eventos localizados con seis estaciones como mínimo. En total son 39 y todos pertenecen al tipo VT (21 del subtipo VT1, 17 del VT2 y uno del VTP).

La figura 6.45 muestra la distribución de los 39 eventos VT que conforman el grupo 3. La mayor parte de los sismos están próximos a la zona central o cráter (figura 6.45a), pero se observa también que existe claramente sismos en el cuadrante NW que incluso siguen un alineamiento NW-SE.

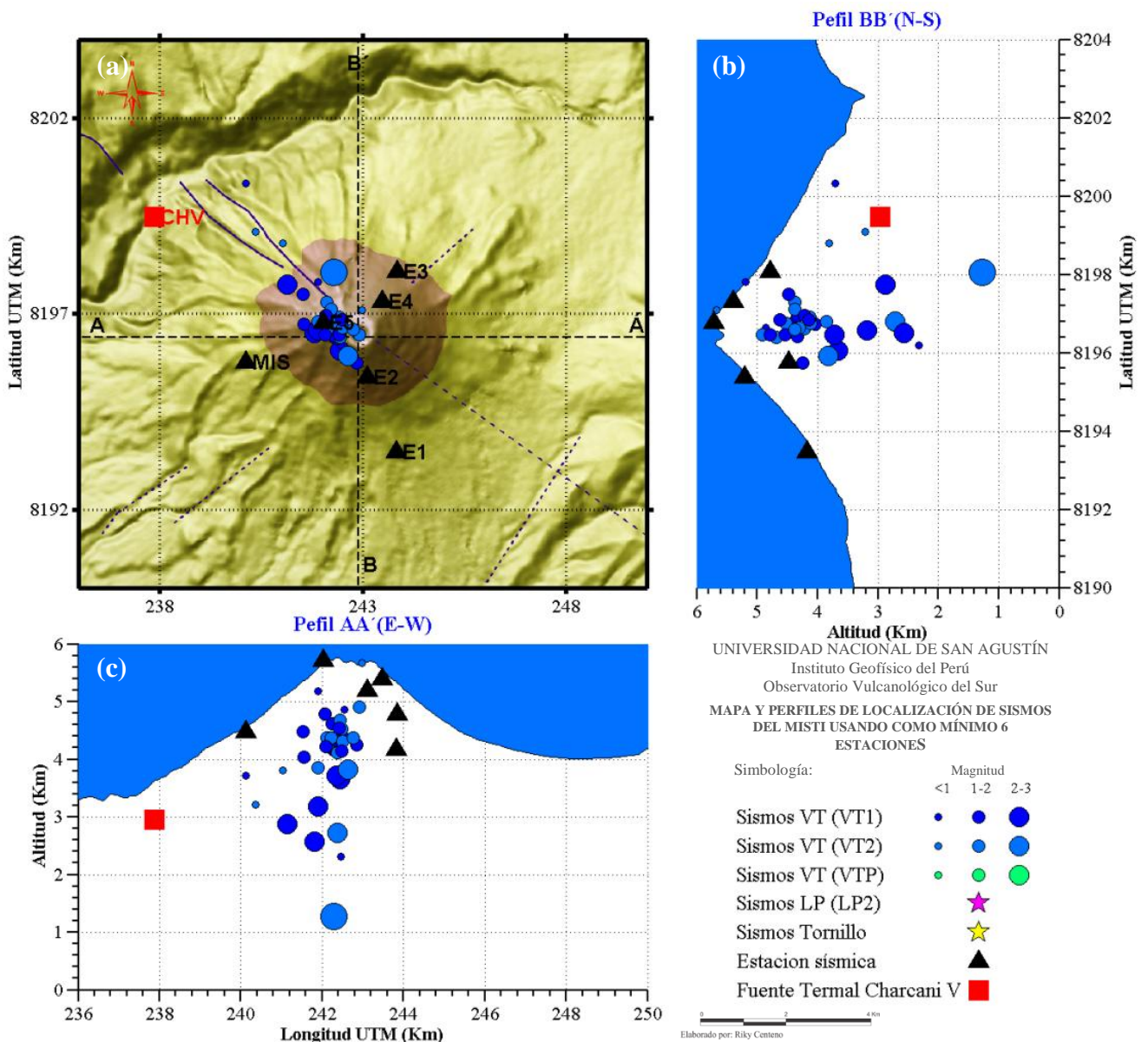


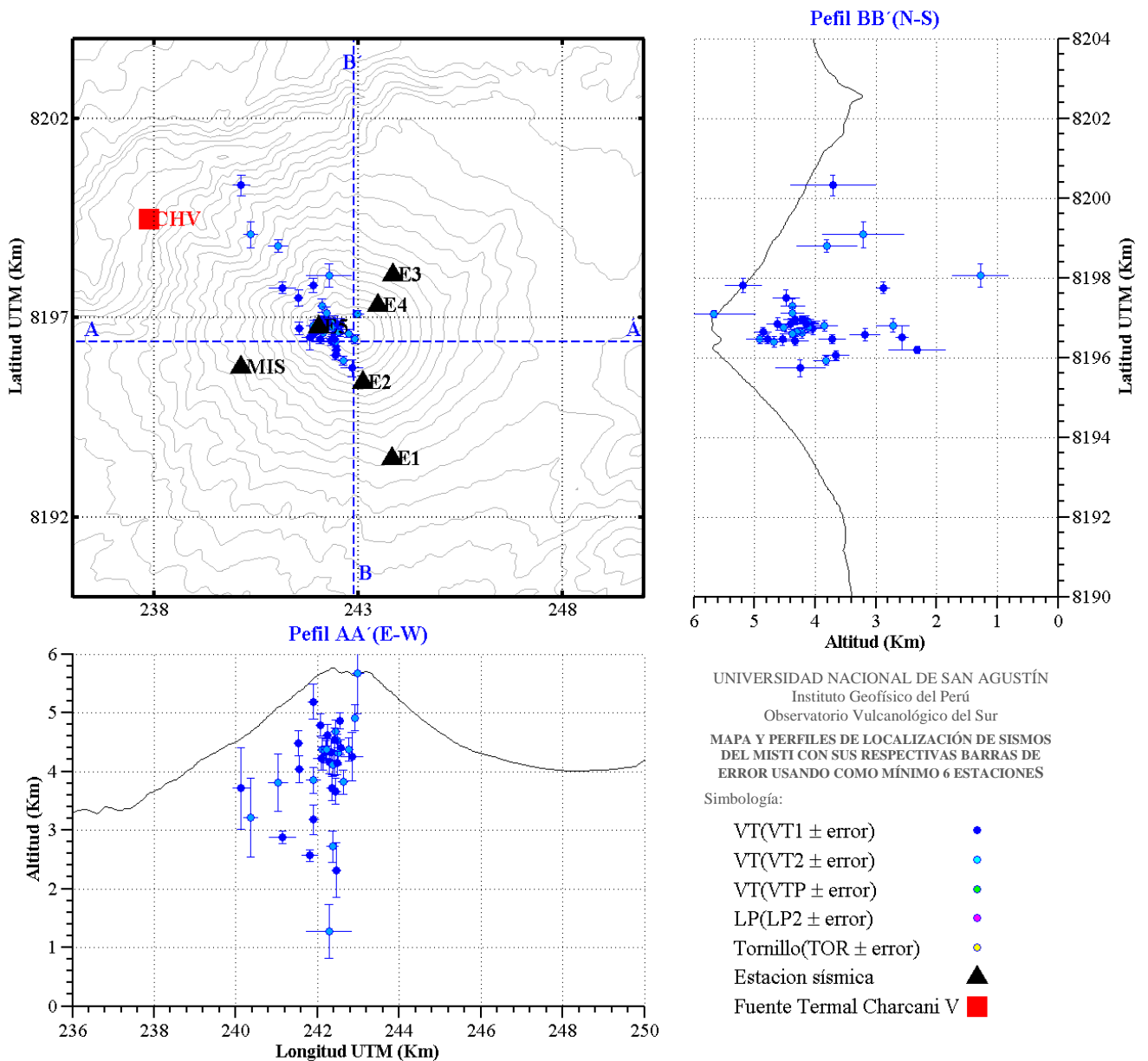
Figura 6.45.- Localización de los eventos VT, LP y Tornillos utilizando seis estaciones como mínimo. a) Mapa, b) perfil BB' (Norte-Sur), y c) perfil AA' (Este-Oeste).

La sismicidad observada en los cortes verticales (Fig. 6.45 b y c), es decir en los perfiles AA' (Este-Oeste) y BB' (Norte-Sur), puede ser dividida en hasta tres conjuntos de sismos. El primer conjunto o grupo de eventos está ubicado grosso-modo bajo la zona de cráter entre las altitudes de 4000-5000 m; son sismos de magnitud < 2 ML. El segundo grupo de eventos esta también bajo la



zona de cráter, pero a mayor profundidad, entre los 1000-4000 m de altitud; son eventos de magnitudes más grandes, mayores de 2 ML, llegando incluso a los 2.7 ML (sismo que tiene la mayor profundidad). El tercer grupo o conjunto de sismos aparece disperso en su distribución en profundidad (Fig. 6.45b y c), pero sigue una dirección NW, lineal, muy bien definida; estos eventos presentan magnitudes menores, inferiores a 2 ML.

En general, entonces, en cuanto a la magnitud se observa que sismos de mayor magnitud están asociados a localizaciones más profundas.

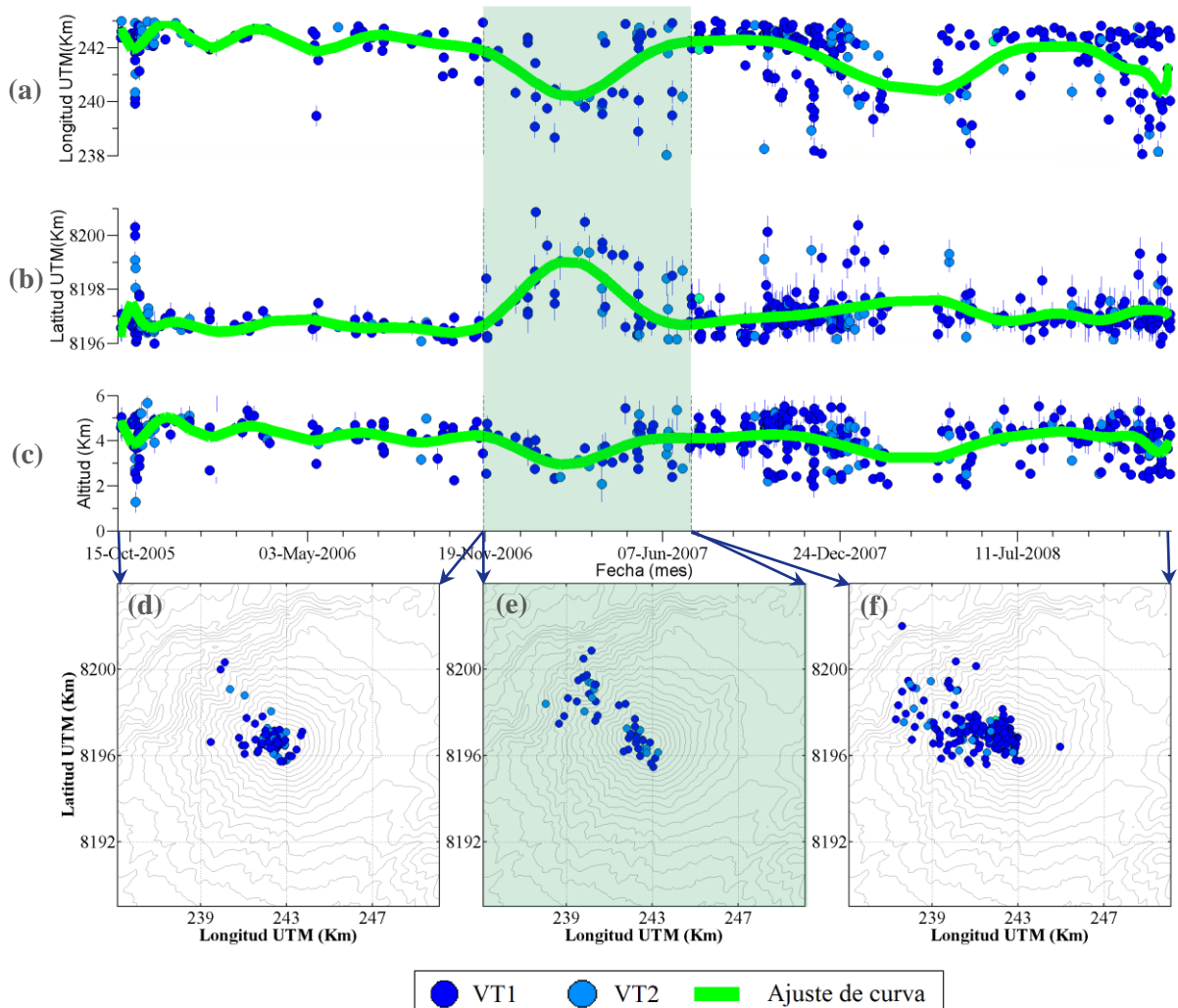


**Figura 6.46.-** Mapa y perfiles con la localización de los eventos VT con sus respectivos rangos de error, considerando seis estaciones.

La figura 6.46, muestra la localización de los eventos, donde se ha colocado además las barras de error de la solución encontrada por el programa Hypoellipse. Los rangos de error mayor y menor en la

dirección horizontal (SEH) fueron de 0.3 km y 0.1 km respectivamente, lo cual constituye una mejora importante respecto de la precisión alcanzada en lo que respecta a los grupos 1 y 2 anteriores. El programa los clasifica dentro de la categoría “a”. Los rangos de error en dirección vertical (SEZ) se encuentran también dentro de la categoría “a” con 0.1Km (menor SEZ) y 0.7Km (mayor SEZ). Los valores de RMS (error medio cuadrático) estuvieron por debajo de 1.

Finalmente, se ha planteado la evolución de la posición de los eventos VT en el tiempo (Fig. 6.47). Entre el 04 octubre 2005 al16 noviembre 2006, se observa que la sismicidad esta preferencialmente concentrada en la zona central, aunque con algunos eventos localizados en el sector NW. Pero desde el 17 noviembre 2006 hasta 9 julio 2007, la sismicidad se divide en dos grupos netos (central y NW) destacándose el crecimiento de la sismicidad en el sector NW. Posteriormente (10 julio 2007-29 diciembre 2008) la actividad sísmica tiene predominancia central, pero también ocurren numerosos eventos en el sector NW pero ya de manera más dispersa.



**Figura 6.47.-** Posición de los sismos VT localizados, en función del tiempo, con respecto a: a) Longitud, b) Latitud c) Altitud. Círculos azules= VT1, celestes= VT2, con su respectiva barra de error. Los mapas epicentrales corresponden a épocas distintas: d) del 04 oct05-16 nov.06, e) del 17 nov.06-09 jul.07, y f) del 10 jul.07 - 29 dic.08 (línea verde= ajuste de curva).

### 6.3 EVOLUCIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DEL MISTI DE OCTUBRE 2005 A DICIEMBRE 2008

En la figura 6.48 muestra la evolución de la actividad sísmica del Misti del 01 de octubre 2005 al 31 de diciembre del 2008.

El nivel de actividad de los eventos VT, no ha mostrado cambios significativos, pero en general se observa un aumento paulatino, con algunos incrementos moderados (Fig. 6.48e) como el primero que se observa del 15 octubre al 15 noviembre 2005, aproximadamente; el segundo entre Mayo y Julio 2006; y el tercero (que es el más importante) desde Abril 2007, continua en 2008 y se hace más intensa entre los meses de octubre-diciembre del 2008. Asimismo, (como ya se ha explicado en el ítem 6.1.1.3) los enjambres sísmicos de eventos VT van también in-crescendo en el curso del periodo de estudio.

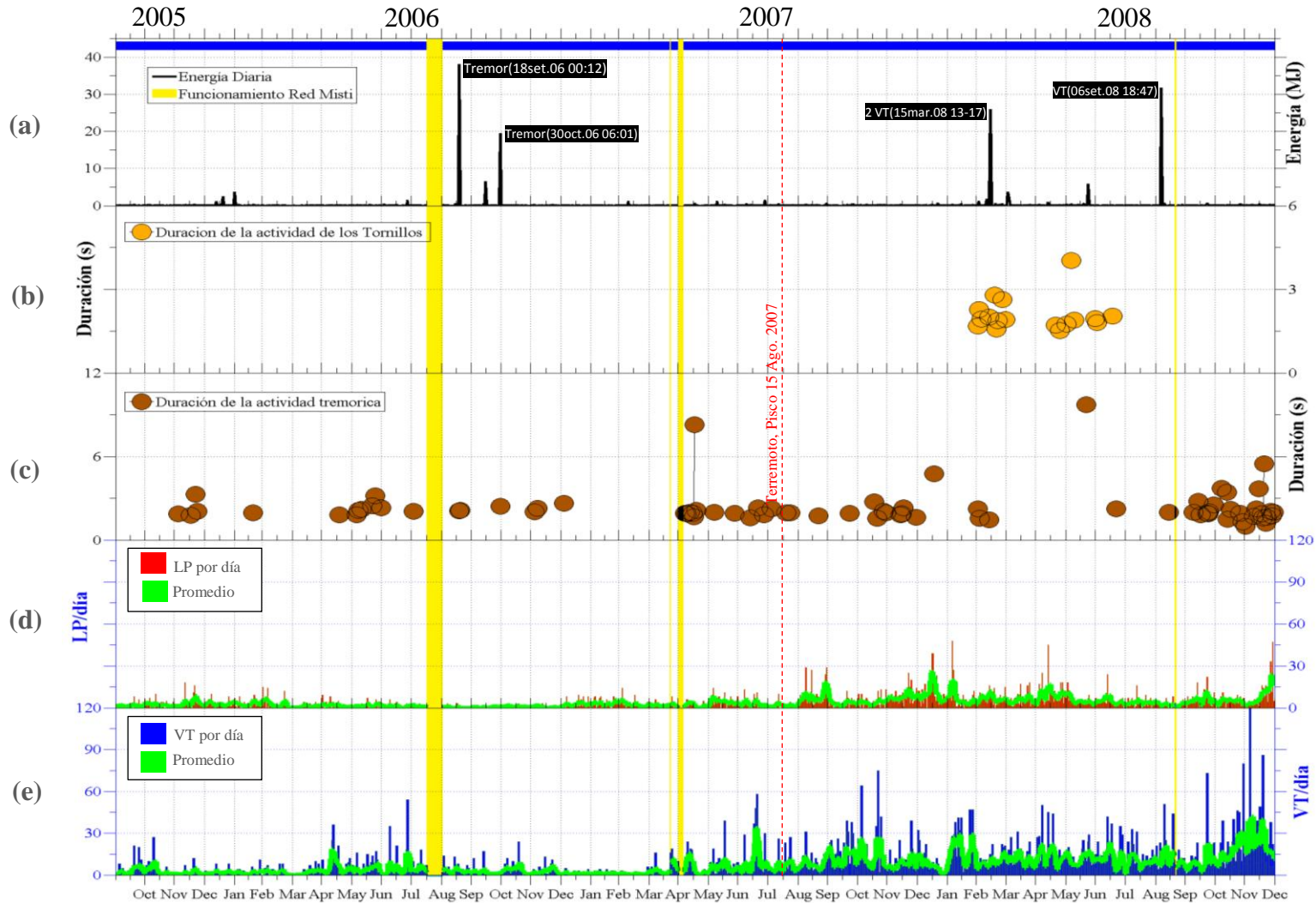
En cuanto al nivel de actividad de los eventos LP, se puede observar dos aumentos importantes, tal como lo muestra la figura 6.48d: el primero, que es leve, ocurre entre diciembre 2005 y marzo 2006; mientras que el segundo, mucho más importante, ocurre a partir de septiembre 2007 y se intensifica en febrero, mayo y diciembre del 2008. Cabe indicar que el segundo incremento ocurre tan solo 15 días después de ocurrido el terremoto 7.9 Mw de Pisco (15/8/2007) y no se observa algún tipo de correlación entre la ocurrencia de los eventos LP y VT.

Por otra parte la actividad tremórica, se presenta de manera esporádica, pero pueden presentarse durante varias semanas o meses (figura 6.48c); el primer caso se da en diciembre 2005 y se presentan únicamente ese mes; otros casos similares al anterior se dan en junio 2006 y mayo 2007; y el caso más importante donde ocurren en mayor número, se da entre octubre a diciembre 2008.

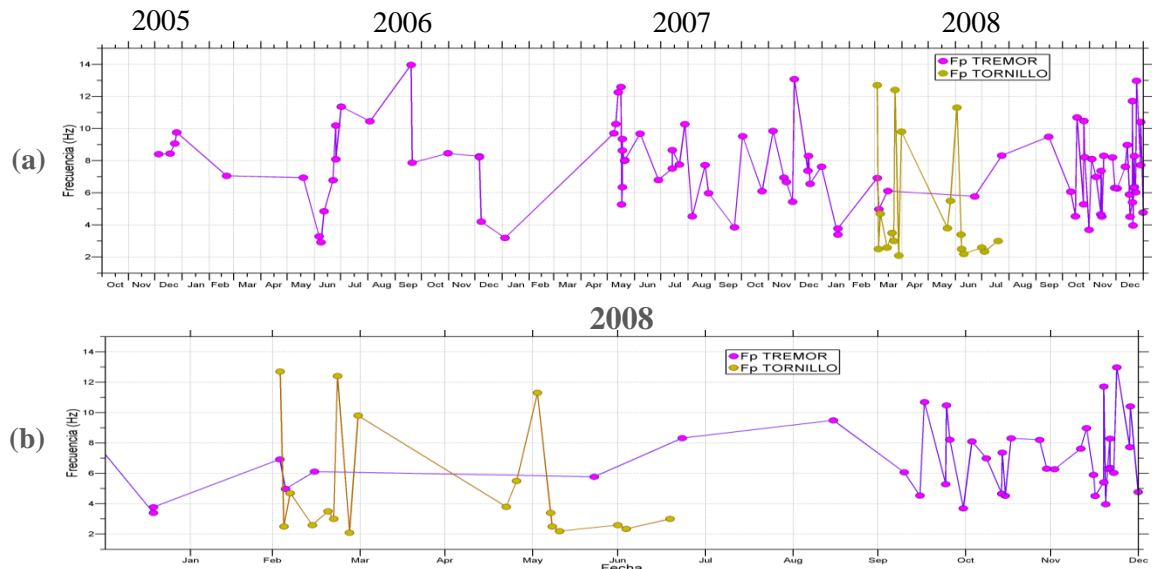
En cuanto a los eventos Tornillo tal como se muestra en la figura 6.48b, todos se concentran en dos intervalos de tiempo: el primero se da en todo el mes de Marzo 2008 y el segundo desde la segunda quincena de mayo hasta la primera quincena de Junio 2008.

En la figura 6.48a se muestra la curva de la evolución temporal de energía total diaria. En general, dicha energía no alcanza el 1 MJ por día. Sin embargo se observa cuatro picos importantes de actividad que llegan a superar los ~10 MJ. El primer y segundo picos corresponde a dos episodios tremóricos de 38 MJ y 19 MJ en Septiembre y Octubre de 2006 respectivamente; el tercer pico corresponde a dos eventos VT ocurridos en marzo 2008 y que juntos llegan a sumar 26 MJ; y el cuarto y último corresponde a un evento VT de 33 MJ ocurrido en septiembre 2008.

Se ha ensayado, también, de efectuar un seguimiento de los valores de frecuencia fundamental en los temores y tornillos. La figura 6.49 muestra que los valores se sitúan entre 2 Hz y 14 Hz, con gran parte de ellos en 6 HZ, pero con cambios que ocurren sin aparente razón o correlación con la actividad en general.



**Figura 6.48.-** Actividad sísmica del volcán Misti desde octubre 2005 a diciembre 2008 donde se muestra a) Energía total diaria en Mega Joule, b) Duración diaria de los eventos tornillos en minutos, c) Duración diaria del tremor volcánico en minutos, d) Numero de LPs por día, y el e) Numero de VTs por día. La línea entrecortada roja representa la fecha del terremoto de Pisco, 15 Ago.2007 de 7.9 Mw (IGP); la barra azul en la parte superior muestra funcionamiento de la Red Misti, los espacios en amarillo y su prolongación son los días en que no hubieron datos; y las curvas de color verde son los promedios cada 5 días con ventana corrediza de 24 horas para los eventos VT y LP respectivamente.



**Figura 6.49.-** Distribución temporal de la sismicidad y comportamiento espectral de los eventos tremóricos y los tornillos a) desde octubre 2005 a diciembre 2008 y b) solo la ocurrencia de estos en el año 2008.



# Capítulo 7 Discusión e interpretación de los resultados

## 7.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se discuten los resultados obtenidos del análisis a la data sísmica del volcán Misti, para el periodo octubre 2005 a diciembre 2008. Y al final se bosqueja una interpretación sobre el posible origen de las señales estudiadas y el comportamiento de la sismicidad durante el periodo de estudio.

Para tener un mejor idea sobre el origen de estos sismos y el comportamiento interno del volcán Misti, es que se contrastan los resultados obtenidos, con resultados de otras publicaciones acerca del monitoreo volcánico, como la temperatura de fumarolas y fuentes termales cercanas al Misti (Charcani V); también se hace uso de algunos resultados de trabajos anteriores en geofísica (Potencial Espontáneo, anteriores campañas sísmicas), geología y todo lo relacionado al sistema hidrotermal del Misti descritos en el capítulo 3 y 4.

## 7.2 OBSERVACIONES SOBRE LA SISMICIDAD Y DATOS DE TEMPERATURA DEL VOLCÁN MISTI ENTRE OCTUBRE 2005- MAYO 2009

En este trabajo se ha analizado los datos del periodo octubre 2005-diciembre 2008. Pero también se ha obtenido datos estadísticos (datos del catálogo sísmico del volcán Misti, del IGP) de la sismicidad correspondiente a los cinco primeros meses del 2009.

Con los datos anteriormente mencionados, se ha confeccionado la figura 7.1a, que muestra la evolución de la sismicidad VT y LP durante el periodo octubre 2005 a mayo 2009. La sismicidad promedio ha sido calculada tomando una muestra de cinco días de actividad con ventana corrediza de un día. En este gráfico se observa una curva con altos y bajos valores de la actividad VT en diferentes meses de estudio, pero se observa también un aumento general de eventos VT con el tiempo. Este aumento es notorio entre abril 2007-setiembre 2008, y se incrementa aún más entre octubre-diciembre 2008. Para verificar si este aumento en la sismicidad se presentaba después del periodo de estudio, fue necesario ampliar el periodo de análisis de enero a mayo 2009 y se encontró que a partir de enero 2009 un paulatino decaimiento. Para el caso de los eventos LP el aumento general también es visible; solo se observa decaimiento en los últimos dos meses (abril-mayo 2009).

Por otro lado, se ha tomado resultados de mediciones de temperatura efectuados a proximidades del cráter del volcán (comunicación personal D Palacios; Masías, 2011). La figura 7.1b y c, muestran la temperatura a 30 cm del suelo medidas en la cumbre del volcán, a 5740m de altitud (D. Palacios, comunicación personal) y de las de fumarolas en la estación MST-F1 del Misti (Masías, 2011). Las temperaturas corresponden a los máximos valores diarios. Estos resultados muestran que, en general, las temperaturas más altas son registradas en los meses de noviembre-diciembre de cada año; muestran también rangos de variación de tipo estacional (cerca de 8-10°C en amplitud) que es mayor a variaciones más cortas del orden del mes (cerca de 4-5°C en amplitud).

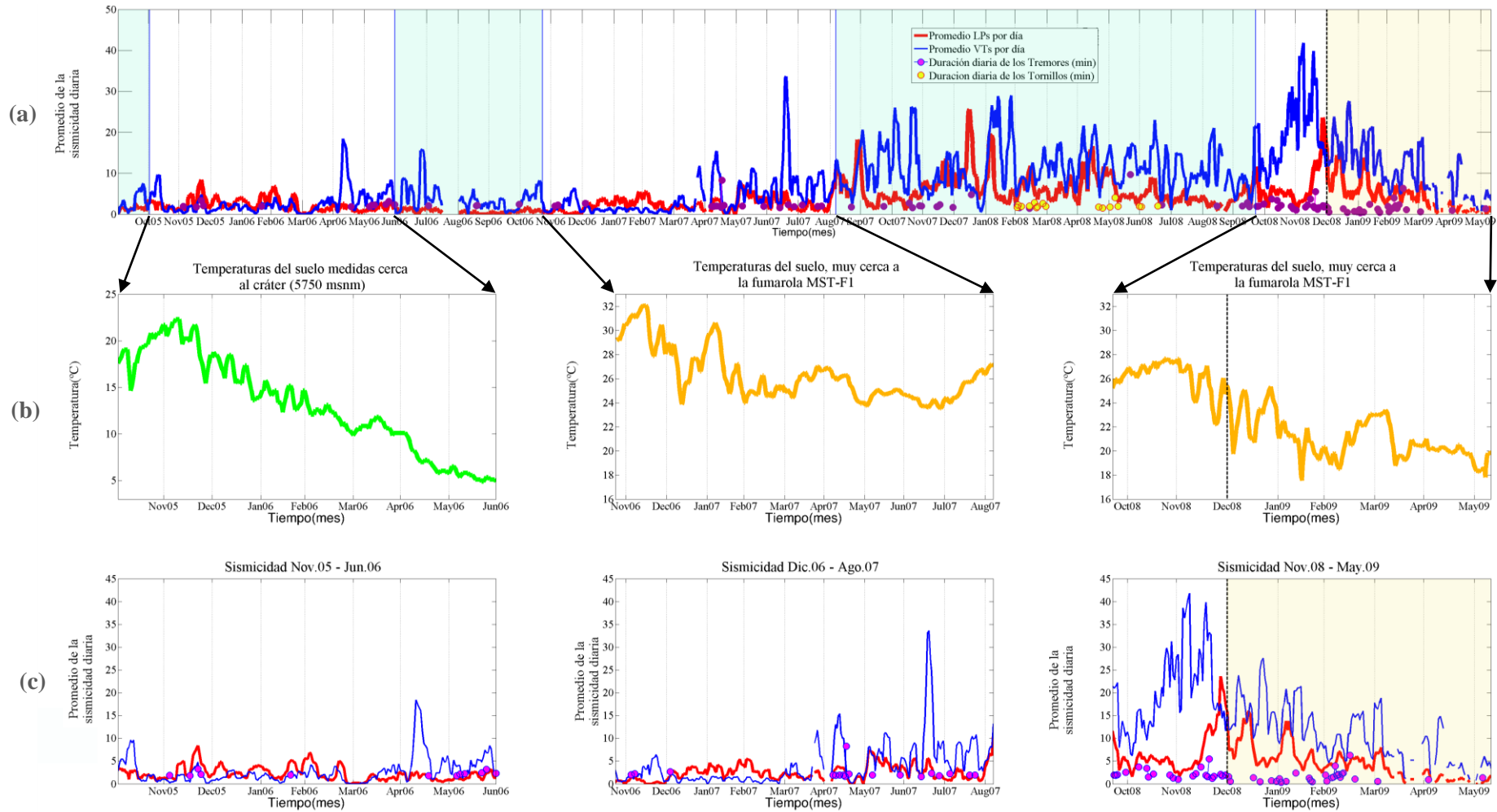
La comparación entre b (temperaturas) y c (sismicidad) de la figura 7.1, no muestra correlaciones con alguna variación (aumento o disminución) entre ellas.

También se ha planteado la evolución de la sismicidad VT y los tremores (Fig. 7.2a), así como LP y los tremores (Fig. 7.2b) para el mismo periodo. Tampoco se observa, en ambos casos, ninguna correlación en particular, salvo la que indica que en general hay un incremento paulatino de la sismicidad correspondiente al periodo de estudio (octubre 2005 a diciembre 2008). Cabe mencionar, sin embargo, el marcado incremento en la ocurrencia de tremores que se presentó entre octubre 2008-febrero 2009.

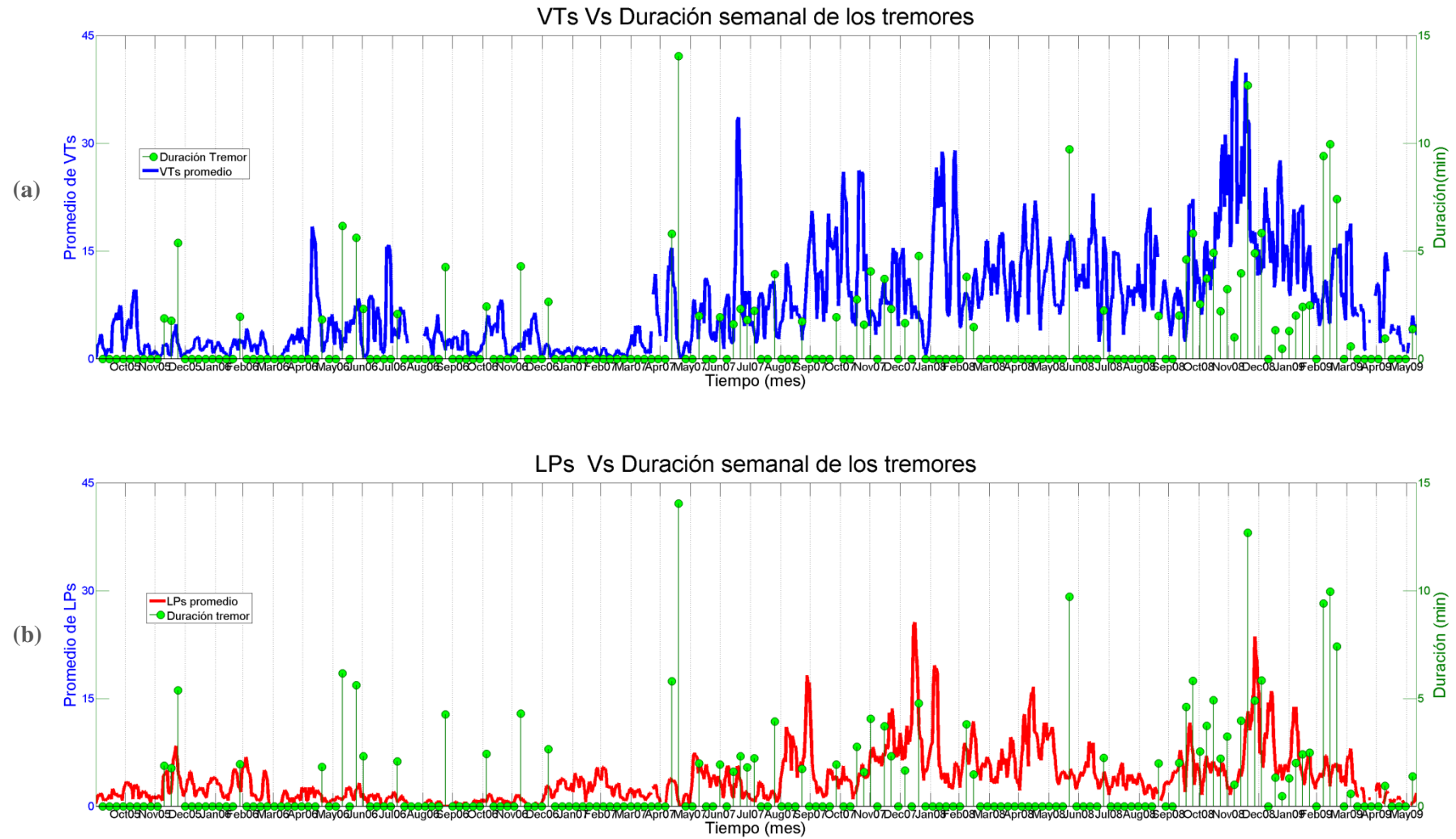
Por otro lado, los datos de precipitaciones pluviales de la estación meteorológica de Aguada Blanca situada a 8 km al NE del cráter, muestran que la estación de lluvias es en general de diciembre-febrero- y parte de marzo (Fig. 7.3). Estas precipitaciones no tienen, tampoco, correlación con los incrementos, decrementos de la actividad sísmica.

De lo anterior, se puede concluir que si bien es cierto que la actividad sísmica general se ha mostrado en ascenso durante 2005, 2006, 2007 y 2008, a partir de inicios de 2009 y durante los cinco meses posteriores (mayo 2009) ha ido decayendo. Esto demuestra que hubo cambios importantes en la actividad, pero aun una relativa estabilidad, es decir, no hubo una relación entre un aumento de la sismicidad con otro tipo de actividad, como la fumarólica o la de las fuentes termales.

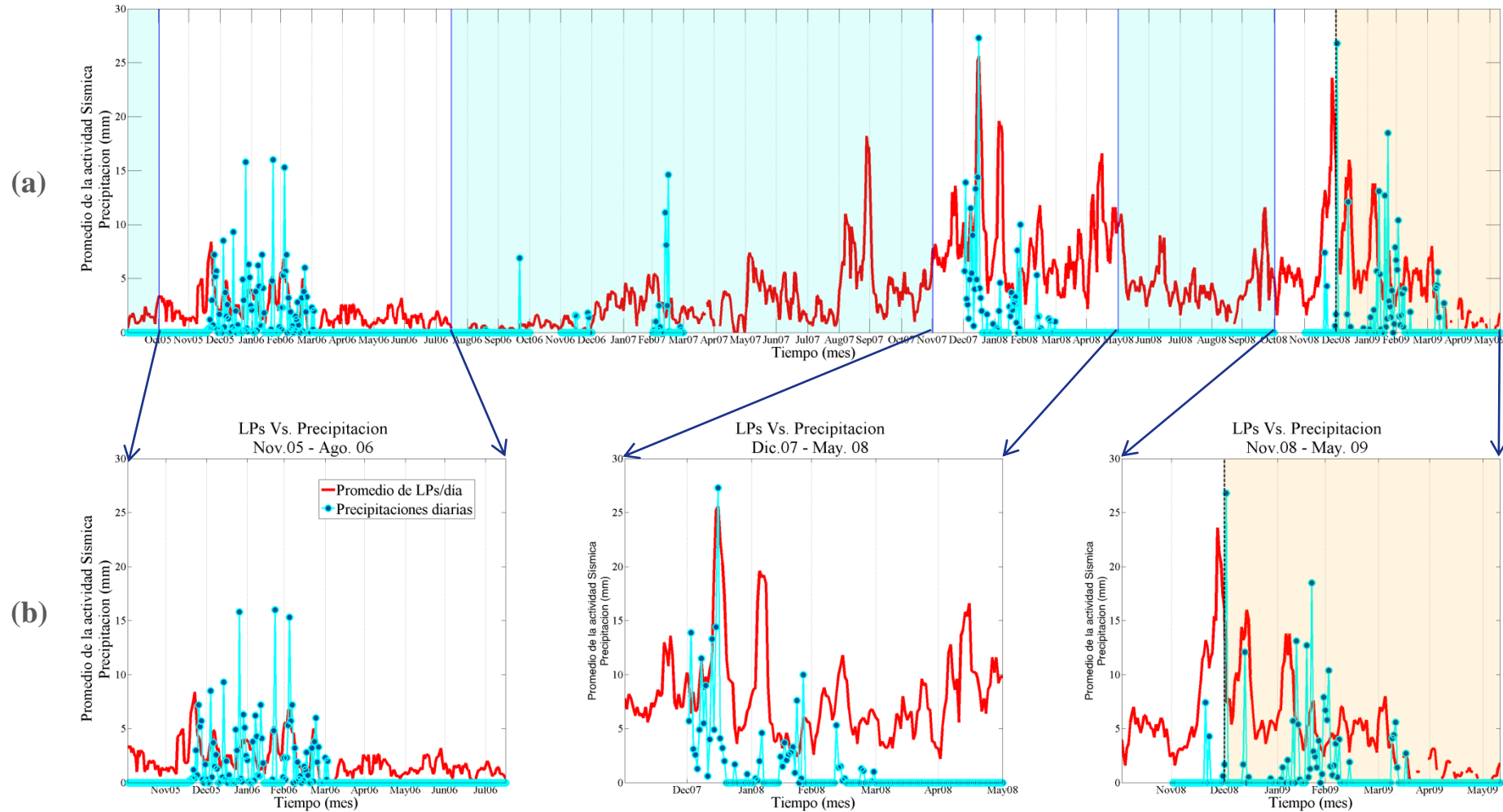
Normalmente los sismos mostraron valores de energía sísmica bajos, por debajo de 1MJ, salvo unos cuantos casos o eventos sísmicos del tipo VT y Tremor de regular tamaño, que hicieron que los valores promedio de energía sísmica aumentaran notoriamente en septiembre y octubre de 2006 y en marzo y septiembre de 2008.



**Figura 7.1.-** a) Correlación entre el promedio de la actividad sísmica diaria de los eventos VT, LP (cada cinco días con traslado de ventana corrediza de un día), y la actividad de los tremores y tornillos de octubre 2005 a mayo 2009. b) Temperaturas medidas en el suelo cerca al cráter, y temperaturas en el suelo cerca de fumarola (estación MST-F1) en periodos parciales 2006, 2007 y 2008 y c) Sismicidad en el tiempo que hubo registro de temperaturas en el Misti cerca al cráter(las flechas señalan los periodos de actividad utilizados en la comparación de sismicidad y temperaturas).



**Figura 7.2.-** Correlación entre la a) el promedio de la actividad sísmica de los eventos VT vs la duración semanal (minutos) de la actividad de los tremores, y b) el promedio de la actividad sísmica de los eventos LP vs la duración semanal de la actividad de los tremores.



**Figura 7.3.-** Correlación entre a) la actividad sísmica de los eventos LP, con la precipitación pluvial registrada en la estación meteorológica de la represa Aguada Blanca, entre octubre 2005 a Mayo 2009. Los espacios en blanco y la proyección de las flechas corresponden a b) periodos con una mejor relación precipitación y ocurrencia de eventos LP.



## 7.3 FUENTE DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE EVENTOS SISMICOS EN EL VOLCÁN MISTI

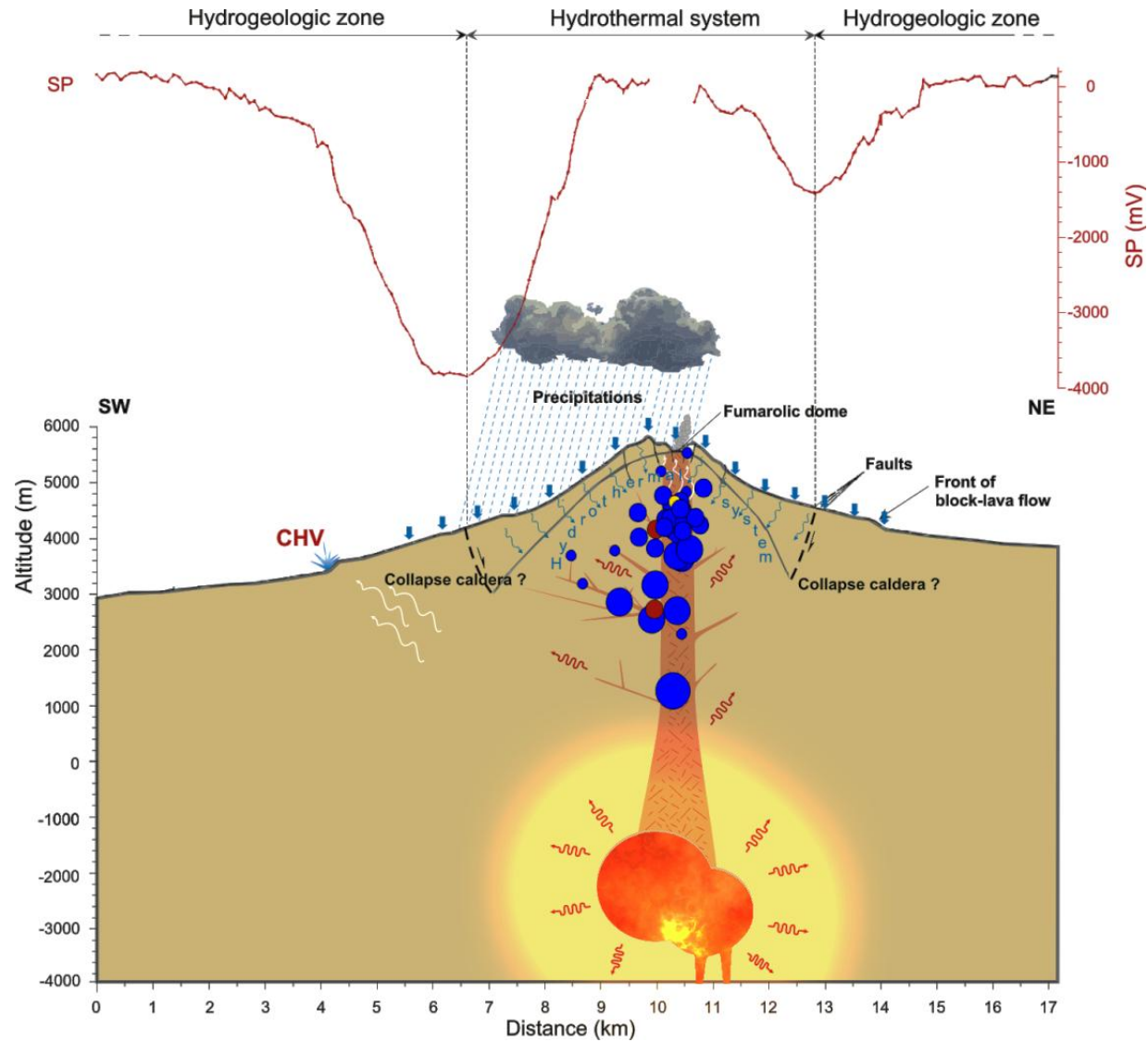
### 7.3.1 Los eventos Volcano-tectónicos VT y de Periodo Largo LP

El origen general de los eventos VT y LP ha sido ya mencionado en el capítulo 3. La ubicación de estos sismos dentro del edificio volcánico del Misti, permite tener una idea sobre su origen u fuente, por lo cual los mapas de y cortes de sismicidad que se han obtenido son de mucha utilidad.

Previamente debemos reiterar que este volcán ha tenido en su larga historia numerosas erupciones de pequeña, mediana y gran magnitud. Legros (1998), Suni (1999), Navarro (2000) y Thouret et al (2001) ponen en evidencia los rasgos geológicos y características estructurales más importantes que, hoy en día, deben necesariamente influir en el actual comportamiento interior del edificio volcánico. Y en efecto, la circulación de fluidos volcánicos ha sido puesta en evidencia también en el Misti por estudios recientes realizados (Ramos, 2000; Macedo et al., 2002; Finizola et al., 2004).

Los resultados obtenidos en el presente trabajo son consistentes con los resultados de los estudios geoelectricos como el método del potencial espontaneo (Ramos, 2000; Finizola et al., 2004). Asimismo, las imágenes satelitales han puesto en evidencia la posible presencia de una falla N120° que cruza al volcán (Thouret et al., 2001) y que tendría relación estrecha con la fuente de aguas termales de Charcani V así como la zonas de salida de fumarolas en la zona exterior al cráter actual (zona NE y E) y las del cráter mismo.

La figura 7.4, muestra un modelo de circulación de fluidos tomando en cuenta los resultados geoelectricos de Finizola et al. (2004) y geológicos de Rupretch & Wörner(2007), Legrende(1999) y Cacya & Mamani (2009). Bajo el volcán, aproximadamente a unos 6km de profundidad se encontraría un reservorio de magma de forma y dimensiones aún no determinadas; podría tratarse de una cámara magmática de profundidad somera interconectada con otra de profundidad media (Cacya & Mamani, 2009), o podría tratarse de un plexo de varios reservorios pequeños y diques interconectados (Rupretch & Wörner, 2007). Es a partir de esta cámara o reservorio de donde se irradia el suficiente calor como para provocar la presencia de fumarolas en el cráter y aguas termales en las inmediaciones del cono. El agua meteórica se infiltra en el suelo, y en el camino se va calentando hasta alcanzar la isoterma que cambia su estado de líquido a vapor. El flujo de retorno que toma el agua, ahora convertida en vapor, es más fácil debido a la presencia de una zona central con un gran número de grietas abiertas y que llega directamente al cráter y zonas inmediatas, en forma de fumarolas. También un parte del agua calentada logra llegar a la superficie por la zona de debilidad situada al NE, que es la fuente termal de Charcani V y que coincide con el trazo de la probable falla N120° reconocida por cartografía satelital.



**Figura 7.4.-** Modelo de circulación de fluidos en el volcán Misti. Este fue hecho tomando en cuenta los resultados geoelectricos que divide la zona hidrotermal e hidrogeológica (Finizola et al., 2004) y geológicos que ubican el reservorio magmático en profundidad (Rupretch & Wörner, 2007; Legrende, 1999; Cacya & Mamani, 2009). Los círculos en azul son eventos volcanotectónicos (VT), los rojos son eventos de Largo Periodo (LP) y el amarillo representa a los eventos tornillo (TOR).

En el presente estudio se ha determinado que, sobre un mapa, los eventos VT tienen una distribución en su mayor parte central próximos a la zona del cráter y un menor porcentaje de eventos situados hacia el NW. En un corte (Fig. 6.43b y c del cap. 6), estos eventos VT están entre los 1000 msnm y prácticamente la superficie (cráter). Por otro lado, aunque no disponemos de un gran número de eventos LP localizados, sin embargo los pocos sismos LP, que se ha logrado ubicar están también dentro de la misma zona en que se ubican los sismos VT (Fig. 6.41b y c del cap. 6).

Todo lo anteriormente descrito concuerda entonces con que el origen de los sismos VT y LP del volcán Misti, están asociados a la circulación de fluidos tales como el vapor de agua de origen meteórico y de gases volcánicos desprendidos de la cámara magmática. El movimiento de los fluidos a través de las grietas diversas distribuidas preferentemente por debajo del cráter y por encima de la cámara magmática, generan sismos LP. Este flujo de vapor y gases en ascenso tienen su origen en los cambios de presión en zonas determinadas de modo que eventualmente vence el límite de resistencia de las rocas circundantes dando origen a los sismos VT. Es por ello que la gran mayoría de los sismos VT y LP están localizados en una zona situada por debajo del cráter, con profundidades que no alcanzan a la zona de la cámara o reservorio magmático. Los sismos VT que aparecen hacia el NW se explican mejor por la presencia de una zona de falla activa que cruza al volcán según la dirección N120°.

### **7.3.2 Los otros tipos de eventos sismovolcánicos identificados en el Misti**

El resto de eventos sismovolcánicos del Misti descritos en este estudio, representan menos del 1% del total. Y en este grupo están los eventos sismovolcánicos con eventos precursor (VTP y LPP), los episodios tremóricos de corta duración y por último los eventos tornillo. Así como un único caso de evento tornillo con evento VT precursor.

Los episodios tremóricos de corta duración fueron más grandes energéticamente, que los eventos VT y LP, la mayoría se presentaron de manera esporádica y en ningún caso se pudo localizar y menos correlacionar con otras técnicas de monitoreo volcánico. Una hipótesis de estos eventos sería que en el sistema de hidrotermal del Misti, existe una capa envolvente en la parte superior (domo), con sellamiento parcial de microfracturas, que habrían generado episodios tremóricos de corta duración y esporádicos en el tiempo, esto debido a la acumulación de presión de fluidos en los espacios porales. Al alcanzar cierto umbral de presión, estos reabren las microfracturas dando lugar a pequeños sismos volcano tectónicos locales. Tras la reapertura de los conductos, disminuiría o cesaría la actividad sísmica, para volver a aumentar en la forma de eventos de período largo, como producto de la liberación repentina de los gases a la superficie. Algo similar a esto se pudo observar en la segunda quincena del mes de diciembre del 2008, ocurren varios eventos VT pequeños, junto con algunos temores, cesa la actividad e inmediatamente después aumentarían los eventos LP. Queda, en todo caso, solo como una hipótesis para explicar la ocurrencia de los eventos registrados.

Los eventos tornillo fue otro tipo de actividad escasa (18 eventos en total) y todos se presentaron solo en el año 2008, sobretodo en marzo. No se pudo correlacionar con ningún tipo de actividad, por ejemplo con la fuente termal Charcani V, y menos con registro de fumarolas pues no existe ninguna documentación o registro de actividad para el corto periodo en que se presentaron los tornillos. Los tornillos registrados en 2008, podría significar la incorporación de nuevo gas al sistema hidrotermal del Misti, a partir de la exsolución que se lleva a cabo en el magma. Fournier (1999) plantea, por ejemplo, que podría ocurrir una desgasificación de un cuerpo magmático profundo por el contacto de fluidos externos frescos (agua) con un cuerpo caliente. Este contacto de fluidos se puede dar en presencia de un sistema hidrotermal como el del Misti y según el modelo planteado en la figura 7.4. Notar también que uno de los tornillos (el más claro) ha sido localizado en dicha zona. Se recomienda estudiar con mayor detenimiento este tipo de actividad.

Y por último, aunque no se considera en esta tesis es importante remarcar que la resolución de la localización de sismos LP, Tremor y Tornillos, mejoraría sustancialmente, si se aplicaran otras técnicas de localización, como “antena o array sísmico”. Con al menos dos de estas antenas (arreglos de estaciones sísmicas) colocados en diferentes orientaciones con respecto a la fuente (cráter), se podría obtener las direcciones de procedencia de dichos eventos.

## Conclusiones

- I. De la observación y análisis de los datos obtenidos en la red sísmica telemétrica permanente del volcán Misti (RM), entre el 01 de octubre de 2005 al 31 de diciembre de 2008, se ha tomado una muestra de 1164 días de registro sísmico de los cuales se ha podido identificar un total de 12896 sismos de origen volcánico registrados en todas las estaciones.
- II. Los eventos sismovolcánicos del Misti, han sido clasificados y caracterizados mediante el análisis de la forma de la onda y su contenido espectral, utilizando la data de la estación sísmica referente E5. De esta manera se ha identificado hasta 4 tipos de eventos sismovolcánicos principales: VT, LP, Tremores y Tornillos. Según las características propias de cada tipo, se ha obtenido una subdivisión en 9 subtipos: los eventos VT están compuestos por tres subtipos (VT1, VT2 y VTP); los LP por cuatro subtipos (LP1, LP2, LP3 y LPP); y los tremores por dos subtipos (TRE y TRA).
- III. La sismicidad dominante en el Misti son los eventos VT, con 8445 eventos representando el 65.5% del total de sismos; luego están los eventos LP con 4341 eventos representando el 33.7% y, finalmente, con menos del 1% están los tremores (92 eventos) y tornillos (18 eventos).
- IV. La tasa de sismicidad fue mayor en el año 2008, con un promedio anual de 16 eventos por día. En el año 2007 el promedio anual fue de solo 8 eventos por día, mientras que en el año 2005 y 2006 el promedio anual fue aún más bajo, de 4 eventos por día. Algunos eventos VT se presentaron en forma de enjambres sísmicos, lo que ocurrió en especial a comienzos del mes de diciembre del año 2008; estos eventos fueron de tipo VT2 y presentaron características muy similares en cuanto a la forma de onda y contenido espectral. Los episodios tremóricos de corta duración ocurrieron de manera esporádica pero a comienzos del mes de octubre a diciembre de 2008, su tasa de ocurrencia fue más alta. Los tornillos solo ocurrieron en el año 2008, sobretodo en el mes de marzo, mayo, junio y julio
- V. La energía sísmica liberada por el Misti para el periodo de estudio alcanzo hasta 211 MJ. El año que más energía se libero fue el 2008 con 103 MJ, siguiendo el 2006 con 84 MJ, y el 2007 con 21 MJ, y por último el año 2005 (3 meses) con 4MJ. Los eventos más energéticos y responsables de picos altos de energía, fueron los episodios tremóricos (2006) y algunos eventos VT (2008) de gran amplitud.



- VI. La sismicidad a lo largo de los meses de estudio ha ido en aumento, pero todavía con una relativa estabilidad, es decir, dicho aumento no guarda relación aparente con otros tipos de actividad volcánica, como aumentos y descensos de temperatura registrado en fumarolas y en el suelo, en el cráter. Así como tampoco muestra claros cambios en relación a las precipitaciones pluviales registradas cerca del cono volcánico.
- VII. La distribución de los sismos más representativos de la actividad sísmica en el volcán (sismos VT y en menor medida eventos LP), muestra que la principal actividad sísmica ocurre por debajo del cráter pero a profundidades que no alcanzan a la cámara magmática.
- VIII. Finalmente, se propone un modelo en el que el origen de los sismos del volcán Misti, están asociados a la circulación de fluidos tales como el vapor de agua de origen meteórico y de gases volcánicos desprendidos de la cámara magmática. El movimiento de los fluidos a través de las grietas diversas generan principalmente sismos LP, VT (y otros eventuales como tornillos y tremores) distribuidos preferentemente por debajo del cráter y por encima del reservorio magmático. Existe también una segunda zona de sismicidad distribuida hacia el sector noroeste del volcán, la cual estaría asociada a una falla activa que cruza al volcán según la dirección N120°.

## Recomendaciones

- I. Implementar y mejorar la red sísmica telemétrica permanente del volcán Misti, con al menos una estación sísmica de banda ancha; cambiar el sistema de registro analógico por uno completamente digital.
- II. Mejorar el modelo de velocidades del Misti, utilizando la técnica de tomografía sísmica.
- III. Obtener data sísmica con mayor cobertura acimutal, de manera a lograr mejorar la precisión de la localización de sismos VT del Misti. Buenas localizaciones, más precisas, pueden mejorar el conocimiento de la probable falla activa en el Misti. Una de las herramientas más utilizadas para este fin es la localización de los hipocentros aprovechando los sismos de una serie sísmica o los que se agrupan en familias, por la similitud de sus formas de onda.
- IV. Localizar las señales sísmicas asociadas a dinámica de fluidos como los LP, Tremor y Tornillo utilizando técnicas de array sísmico.
- V. Diseñar un sistema automático de clasificación de señales sismovolcánicas para el Misti.
- VI. Integrar los datos de sismología con datos de otros métodos de monitoreo volcánico como el geoquímico y el geodésico.
- VII. Continuar con el monitoreo de las señales sismovolcánicas del Misti, evitando interrupciones de la red.

# Bibliografía

- ADAMS, N. K., S. DE SILVA, S. SELF, G. SALAS, S. SCHUBRING, J. L. PERMENTER, AND K. ARBESMAN (2001).- The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru, *Bull. Volcanol.*, 62, 493– 518.
- ALMENDROS, J., IBÁÑEZ, J.M., ALGUACIL, G., DEL PEZZO E. Y ORTIZ R. (1997).- Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica. *Geophysical Research Letters* 24(23): 3069-3072.
- ALMENDROS, J. (1999).- “Análisis de señales sismo-volcánicas mediante técnicas de array”, Ph.D. Tesis, Departamento de Física Teórica y del Cosmos de la Universidad de Granada, España, 282p.
- ANTAYHUA, Y., TAVERA, H., BERNAL, I., PALZA H., & AGUILAR, V. (2002).- Localización hipocentrales y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998) Región Volcánica Sabancaya (Arequipa). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, V. 93, 63-71.
- ANTAYHUA, Y. (2002).- Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya y los Sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Tesis profesional: Ing. Geofísico. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa. 146p.
- ANTAYHUA, Y., MASÍAS P., ESPINOZA, D., RAMOS, P., MARIÑO, J., RIVERA, M., MACEDO, L. (2009).- Monitoreo del volcán Misti, periodo: 2005 a junio del 2009. *Informe técnico, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, 21p.
- ARAMBULA, R. (2011).- Clasificación automática de eventos sísmicos volcánicos y análisis de la actividad sísmica reciente en el volcán de Colima. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 158p.
- ARMIENTA A., DE LA CRUZ-REYNA S., LESAGE P., ORTIZ R., VAN DER LAAT R. (2007).- Conclusiones y Recomendaciones del Taller-Seminario “Señales Volcánicas Precursoras”. México, 7p.
- BARAZANGI, M., & ISACKS, B.L. (1976).- Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- BENIOT, J. & MCNUTT, R. (1996).- Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration. *Annali di Geofisica*, vol XXXIX, n2: 221-230.
- BENJAMIN, M.T., JOHNSON, N.M., NAESER, C.W. (1987).- Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission-track dating. *Geology*, Vol. 15, p. 680-683.
- BURLINI, L AND VINCIGUERRA, S AND DI TORO, G AND DE NATALE, G AND MEREDITH, PG AND BURG, JP (2007).- Seismicity preceding volcanic eruptions: New experimental insights. *Geology*, Vol. 35 (2): 183 - 186.

CACYA, L. (2006).- Volcán Misti: sedimentología, geoquímica y correlación tefro-estratigráfica del depósito de caída de pómez “autopista” ~ 14000 años, del volcán Misti. Tesis profesional: Ing. Geólogo. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa. 86 p.

CARMONA, E. (2009).- Caracterización de sistemas de fractura mediante la localización relativa de terremotos tectónicos y volcánicos utilizando métodos clásicos y técnicas de array. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España, 209p.

CASELLI, A.T., G. BADI, A. L. BONATTO, C. L. BENGEOA, M. R. AGUSTO, A. BIDONE Y J. IBAÑEZ (2007).- Actividad sísmica y composición química fumarólica anómala debido a posible efecto sello en el sistema volcánico, isla Decepción (Antártida). Publicación Especial Investigaciones Antárticas, Revista de la Asociación Geológica Argentina. 61 (4): 545-552.

CENTENO, R., & MACEDO, O. (2009).- Análisis Preliminar de la Actual Actividad Sísmica del Volcán Misti. XVIII Simposio Peruano de Física. SFP – Arequipa, 11p.

CHOUET, B., PAGE, R. A., STEPHENS, C. D., LAHR, J. C., POWER, J. A. (1994).- Precursory swarms of long period events at Redoubt volcano (1989-1990), Alaska: their origin and use as forecasting tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 62, Number. 1-4, pp 95-136 137-152.

CHOUET, B.A. (1985).- Excitation of a Buried Magmatic Pipe: A Seismic Source Model for Volcanic Tremor. *J. Geophys. Res.*, 90: 1881 - 1893. Bulletin of Volcanology, Volume 62, Number 8, 493-518, DOI: 10.1007/s004450000105.

CHOUET, B.A. (1986).- Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method, *J. Geophys. Res.*, 91, 13967-13992.

CHOUET, B.A. (1988).- Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor, *J. Geophys. Res.*, 93, 4375-4400.

CHOUET, B.A. (1992).- A Seismic Model for the Source of Long-Period Events and Harmonic Tremor. En: Volcanic Seismology. Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K., (eds.) (IAVCEI proceedings in volcanology ; 3). Springer-Verlag, Germany. Pp 133-572.

CHOUET, B.A. (1996).- Long-Period Volcano Seismicity: Its Source and Use in Eruption Forecasting. *Nature* 380, 309–316.

CHOUET, B.A. (2003).- Volcano Seismology. *Pure appl. geophys.* 160, 739–788.

CRUZ, V. (2001).- Determinación de la composición de aniones (F<sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup> Y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) de la fuente termal Charcani V (del 17/07/98 al 01/08/01). *Informe interno, IGP-Arequipa*, 28 p.

CRUZ, V., FINIZOLA, A., MACEDO, O., & SORTINO, F. (2004).- Disruptions in the hydrothermal water geochemistry inside Misti volcano in coincidence with the earthquake of June 23rd, 2001, 8.4 in magnitude in southern Peru. Poster: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Second Circular, Pucón-Chile, IAVCEI.

- DE LA CRUZ-REYNA, S., TILLING, R.I. (2008).- Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatepetl Volcano, Mexico: Importance of an effective hazards warning system. 2008. *JVGR*, doi: 170: 121 – 134.
- DE SILVA, V. & FRANCIS, P. (1991).- *Volcanoes of the Central Andes*. Springer, Berlin, 216p.
- FEHLER, M. (1983).- Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens volcano. *Journal of Geophysical Research*. 88, 3476–3484.
- FINIZOLA, A., LENÁT, J-Fr., MACEDO, O., RAMOS, D., THOURET, J. & SORTINO, F. (2004).- Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 135, ELSEVIER. 343-360
- GÓMEZ, D., TORRES, R. (1997).- Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77, 173-193.
- GÓMEZ, D., TORRES, C., SEIDL, D., HELLWEG, M., & RADEMACHER, H. (1999).- Tornillo seismic events at Galeras volcano, Colombia: a summary and new information from broadband three-component measurements. *Annali di Geofisica*, vol. 42, N. 3, June 1999, pp. 365-378.
- GUEVARA, C. (1969).- Geología del cuadrángulo de Characato. Serv. de Geol. y Minería, Bol. No. 23.
- HAMADA, N., JINGU, H., & IKUMOTO, K. (1976).- On the volcanic earthquakes with slowly decaying coda wave (in Japanese with summary, tables and captions in English). *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 21: 167-183.
- HANTKE, G. & PARODI, A. (1966).- Catalogue of the active volcanoes of the world; Part XIX, Colombia, Ecuador and Perú, IAVCEI Naples, Italy, 73p.
- IBÁÑEZ J. (1997).- Apuntes de Sismología Volcánica. Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcánica, Lanzarote, 89 p.
- IBÁÑEZ, J. & CARMONA, E. (2000).- Sismicidad Volcánica. Serie: Casa de los volcanes n° 7. Editores: Astiz M. Y García A. 269-282.
- INZA, A., & MONTESINOS, V. (2005).- Instalación de la Red Sísmica Misti. *Informe técnico, Instituto Geofísico del Per*, 5p.
- ISACKS, B. (1988).- Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 3211-3231.
- JAMES, E. & BROOKS, C. (1976).- Preliminary Rb-Sr data on the minimum age of the central Andean Precambrian basement complex: Carnegie Institution of Washington Yearbook, v. 75, p. 213–216.
- JAMES, E. (1982).- A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 57;47-62.



- JANJOU, D., ET BOURGOIS, J. (1982).- Subduction océanique et subduction crustale: L'exemple des Andes nord péruviennes. 9e Reunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, Soc. Géolo. Fr. Édité. Paris.
- JENKS, W., HARRIS, E. (1963).- Plutonics near Arequipa as a petrologia sample of the coastal batholites in Peru. Bol. Soc. Geol. del Peru. Tomo 26.
- JOHNSON, J., & ASTER, R. (2005).- Relative partitioning of acoustic and seismic energy during strombolian eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 148, 334-354.
- KUMAGAI, H., CHOUET, B. A. (1999).- The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes, *Geophysical Journal International*. 138, F7-F12.
- LAHR, J. (1999).- Quick-start manual for HYPOELLIPSE Version 1.0., A Computer Program for Determining Local Earthquake Hipocentral Parameters, Magnitude, and First-Motion Pattern, U.S. Geological Survey. 67p.
- LAHSEN, A. (1982).- Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andean of northern Chile. *Earth Science Reviews*, Vol. 18, p. 285-302.
- LATTER, J. (1979).- Volcanological observations at Tongariro National Park, report n° 150 of Geophysics Division, Department of Scientific and Industrial Research Wellington, New Zealand, p 1-60.
- LEGRENDE, C. (1999).- Pétrogenese du volcan "Misti moderne" (Sud-Pérou): essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique. Thesis. Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand. p82.
- LERMO, J., ANTAYHUA, Y., CHAVACÁN, M. (2006).- Análisis de la actividad sísmica en el volcán Popocatepetl (México) durante el periodo 1994-1997. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, ISSN 1405-3322, Tomo 58, N° 2, 2006 (Ejemplar dedicado a: Geología Urbana en México), págs. 253-257.
- LESAGE, P., GLANGEAUD, F. & MARS, J. (2002).- Applications of autoregressive and time-frequency analysis to the study of volcanic tremor and LP events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 114, 391-417.
- LESAGE, P. (2003).- Des résonances dans la Terre. Séismes Volcaniques et oscillations propres du globe. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches. Université de Savoie. Chambéry, France.
- LESAGE, P. (2008).- Automatic estimation of optimal autoregressive filters for the analysis of volcanic seismic activity. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8(2), 369-376
- LLERENA, P. (2006).- Características de la sismicidad observada en Octubre 2001 en el volcán Misti (Sur del Perú). Tesis profesional: Ing. Geofísico. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa. 151p.
- MACEDO O., GONZALES K., FINIZOLA A., METAXIAN, J-Ph., FOURNIER, N. & SORTINO, F. (2002).- Estudio estructural y del sistema hidrotermal del volcán Ubinas por métodos geofísicos y geoquímicos.- CD de Resúmenes extendidos del XI Congreso Peruano de Geología.- Lima - Perú, septiembre 2002.
- MACEDO, O., & CENTENO, R. (2010).- Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti para el periodo 2007-2008. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú. Pub. Esp. N°9, Cuzco p. 1124-1127.

- MARIÑO, J. (2002).- Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani, Sur del Perú. Tesis profesional: Ing. Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima. 160 p.
- MARIÑO, J., RIVERA, M., CACYA, L. (2008).- Geología y evaluación de peligros volcánicos del volcán Misti. *Informe técnico, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, 48p.
- MARTÍ, J., ARAÑA, V. (1993).- La volcanología actual. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 578p.
- MASÍAS, P. (2007).- Estudios geoquímicos de las fuentes de aguas termales y frías asociadas al volcán Misti. Tesis profesional: Lic. Químico. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 96 p.
- MASÍAS P. (2008).- Vigilancia geoquímica de los volcanes Misti (Arequipa) y Ubinas (Moquegua), periodo 2005-2008. *Informe técnico, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, 22p.
- MASÍAS, P., & ANTAYHUA, Y. (2009).- Monitoreo de fuentes de agua y gases del volcán Misti. XVIII Simposio Peruano de Física. SFP – Arequipa, 8p.
- MASÍAS, P., TAIPE, E., ANTAYHUA, Y., RAMOS, D. (2011).- Monitoreo del volcán Misti. Periodo 2005 - 2010. *Informe técnico n° A6568, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, 37p.
- MATTAUER, P. (1989).- Monts et merveilles; beautés et recherches de la géologie. París: Hermann.
- MCNUTT, S. (1994).- Volcanic tremor amplitud correlated with eruption explosivity and its potencial use in determining ash hazard to aviation. Volcanic ash and aviation safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey Bulletin 2047. Pp 377-385.
- MCNUTT, S. (1996).- Seismic Monitoring and Eruption Forecasting of Volcanoes: A Review of the State-of-the-Art and Case Histories. En: Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, Scarpa R and Rilling R.I. (eds), Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Alemania. 99 – 146.
- MCNUTT, S. (2000).- Seismic Monitoring. En: Encyclopedia of Volcanoes, Sigurdsson, H. (Ed) Academic Press, EUA. 1095 – 1119.
- MCNUTT, S. (2005).- Volcanic seismology. *Annual Review Earth and Planetary Science*. 33, 461–491.
- MÉGARD, F. (1987).- Cordilleran Andes and Marginal Andes: a review of Andean geology, north of the Arica elbow (18°S). In: J.W.H. Monger & J. Francheteau Eds., Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin. Am. Geophys. Union, Geodin. Ser. 18, 71-95.
- METAXIAN, J-Ph., LESAGE, P., DOREL, J. (1997).- Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua: wavefield analysis and source location. *J. Geophys. Res.* 102, 22529– 22545.
- METAXIAN, J-Ph., RAMOS, D., MACEDO, O., FINIZOLA, A., & INZA, A. (1999).- Reporte sísmico preliminar de la misión a los volcanes Ubinas y Misti en el Sur del Perú (Marzo-10 de Abril de 1998). *Informe interno, IGP-Arequipa*, 30 p.
- MINAKAMI, T. (1974).- Seismology of volcanoes in Japan. in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Editors). *Physical Volcanology*. Vol. 6. Elsevier. Amsterdam, pp 1-27.

- MOLINA, I. (2001).- Actividad Pre-Eruptiva del Volcán Tungurahua. Tesis profesional, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia, 146p.
- MORAN, S., MALONE, S., QAMAR, A., THELEN, W., WRIGHT, A., CAPLAN, J. (2008).- Seismicity Associated with Renewed Dome Building at Mount St. Helens, 2004–2005 A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006. U.S. Geological Survey Professional Paper 1750, 27-60.
- NARVÁEZ, L., TORRES, R., GÓMEZ, D., CORTÉS, G., CEPEDA, H., STIX, J. (1997).- Tornillo-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992-1993. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77, 159-171.
- NAVARRO, P. (2000).- Cartografía geológica, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas del estrato volcán Misti. Tesis profesional: Ing. Geólogo. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 185 p.
- NEUBERG J., LUCKETT R., BAPTIE B., OLSEN K. (2000).- Models of tremor and low- frequency earthquake swarms on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 101, 83-104.
- NEUBERG, J., O'GORMAN, C. (2002).- A model of the seismic wavefield in gas-charged magma: application to Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Geological Society London Memoirs*. 21, 603-609.
- NEUBERG, J., TUFFEN, H., COLLIER, L., GREEN, D., POWELL, T., DINGWELL, D. (2006).- The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 153, 37-50.
- PALACIOS, D., ANDRÉS, N., ÚBEDA, J., ALCALÁ, J. (2009).- Permafrost and Periglacial Activity Distribution and Geothermal Anomalies in the Chachani and El Misti Volcanoes (Southern Peru) EGU General Assembly 2009, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-8014-2.
- PAQUEREAU, P., THOURET J.C., WÖRNER G., FORNARI M. (2005).- Neogene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations: 6<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 563-566.
- PETERSEN, T. (2007).- Swarms of repeating long-period earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska, 2001–2004. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 166, 177-192.
- POWER, J., LAHR, J., PAGE, R., CHOUET, B., STEPHENS, C., HARLOW, D., MURRAY, T., DAVIES, J. (1994).- Seismic evolution of the 1989-90 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 62, 69-94.
- QUEZADA, A. (2008).- Análisis de la Sismicidad del Volcán Popocatepetl Durante la Actividad Eruptiva de Noviembre de 2002 a Febrero de 2003. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 121p.
- RAMOS, D. (2000).- Aplicaciones del método geofísico del Potencial Espontáneo para el estudio estructural del Volcán Misti. Tesis profesional: Ing. Geofísico. Universidad Nacional de San Agustín. Arequipa, 135p.
- RIVERA, M. (2008).- Petrología y geoquímica de rocas de los volcanes Ubinas y Misti. *Informe técnico, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, 33p.

- RIVERA, M., & MARIÑO, J. (2006).- Síntesis geocientífica de los principales volcanes activos del sur peruano. *Informe técnico, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, 2-3p.
- RUPRECHT, P. & WÖRNER, G. (2007).-Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andagua monogenetic cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 165, p. 142-162.
- SÉBRIER, M., & SOLER, P. (1991).- Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. *Bulletin Geological Society of America*, Special Paper 265, p. 259-277.
- SIMKIN, T., & SIEBERT, L. (1994).- *Volcanoes of the World: a Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years.* (second edition) Geoscience Press, Tucson, 368 pp.
- SUNI, J. (1999).- Estudio geológico y vulcanológico del volcán El Misti y sus alrededores. Tesis profesional: Ing. Geólogo. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 138p.
- TAIPE, E. (2008).- Análisis de la actividad sísmica del Volcán Ubinas para el periodo Marzo-Abril de 1998. Tesis profesional: Ing. Geofísico. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, p. 8-51.
- THORNBURG, T., KULM, L. (1987).- Sedimentation in the Chile trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 98, p 33-52.
- THOURET, J.C., NAVARRO, P., SUNI, J., EISSEN, J.P. & LEGROS F. (1999).- Assessment of volcanic hazards in the area of Arequipa city based on the eruptive history of the Misti volcano, southern Perú, *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl.- Bd 11H-89-112.
- THOURET, J.C., FINIZOLA, A., FORNARY, M., SUNI, J., LEGELEY-PADOVANI, A. & FRECHEN, M. (2001).- Geology near of El Misti volcano nearby the city of Arequipa, Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 113 (12): 1593-1610.
- TORRES, C., GÓMEZ, M., ORTEGA, E. & SEIDL, D. (2002).- Señales sísmicas tipo tornillo en Galeras y otros volcanes activos. INGEOMINAS – Centro Operativo Regional Pasto. Primer Simposio Colombiano de Sismología, 13p.
- TORRES, R., GÓMEZ, D. & NARVÁEZ, L. (1996).- Unusual seismic signals associated with the activity at Galeras volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. *Annali di Geofísica*, 299-310.
- WASSERMANN, J. (2002).- Volcano Seismology. En: IASPEI. *New Manual of Seismological Observation Practice*. Vol 1. Bornmann, P. (ed), GeoForschungsZentrum Postdam. 1 – 42.
- WÖRNER, G. (1991).- Le volcanisme Andin. *La Recherche*, N° 228 volume 22, Paris, p. 38-35.
- WÖRNER, G., LÓPEZ, L., MOORBATH, S., HORN, S., ENTENMANN, J., HARMON, R., DAVIDSON, J. (1992).- Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el frente volcánico Cuaternario de los Andes Centrales (17°30' – 22°00'S), Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, N° 1, p. 37-56.
- ZOBIN, V. (2003).- *Developments in Volcanology 6: Introduction to Volcanic Seismology.* Elsevier, The Netherlands. Pp 290.