

**Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa**  
**Facultad de Geología, Geofísica y Minas**  
**Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica**



**Evaluación de Eventos Sísmicos de Largo Periodo  
(LP) como Precursores en las Explosiones del Volcán  
Ubinas, 2006 - 2009**

Tesis presentada por el Bachiller  
**Roger Machacca Puma**

Para optar el título Profesional de  
**Ingeniero Geofísico**

Arequipa - Perú

2012

*A todos aquellos que han confiado en mí y han hecho posible este trabajo*

*A Dios que nunca me abandona. A mis padres Matilde y Cecilio que siempre  
me alientan.*

*A mis hermanas(o) (Deysi, Odalis, Zenaida, Nélide, Lizeth y Renzo)*

*A mi abuela Dominga y a la memoria de mis abuelos Carlos, Felix y  
Mauricia, y a toda mi Familia.*

## **AGRADECIMIENTOS**

En principio quisiera agradecer a todas las personas que han estado a mi lado y que han ayudado de alguna u otra manera como lo son familiares, amigos, profesores y compañeros.

Un merecido agradecimiento a:

- Al Instituto Geofísico del Perú en especial al “Observatorio Vulcanológico del Sur” en Arequipa, porque sin duda alguna sin ellos no se podría conocer nada sobre el volcán y a su labor impecable en la recolección de los datos y su análisis durante la crisis de 2006 – 2009, gracias al Dr. Orlando Macedo, Ing. Adolfo Inza, Tec. Victor Montesinos, Ing. Edu Taipe, Bach. Juan Anca y Bach. Riky Centeno. Pero sobre todo el apoyo brindado en cualquier momento por sus integrantes fue de lo mejor.
- Gracias a la Universidad Nacional de San Agustín, una de las mejores Universidades del Perú, gracias por la formación brindada en todo este tiempo. Gracias a los catedráticos de la Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y minas, en especial a los catedráticos de la escuela profesional de Ingeniería Geofísica.
- De igual forma al ‘Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique’ de la Universidad de Savoie en Francia, en especial el reconocimiento y agradecimiento al Dr, Jean-Philippe Metaxian, científico del IRD, por haber iniciado la sismología volcánica en el Perú.
- Por último, gracias al Volcán Ubinas, por atraparme y maravillarme con su actividad.

## RESUMEN

En el presente trabajo de tesis, se explora el potencial de los eventos LP, con el objetivo de probar su eficiencia a la hora de predecir los episodios explosivos y así mismo estudiar la dinámica de la última erupción explosiva del volcán Ubinas, periodo 2006-2009, Moquegua, Perú.,

La metodología seguida consiste primero en la clasificación de los eventos registrados, luego se buscó algún patrón repetitivo de rasgo precedente a las explosiones, identificando que algunos enjambres de LPs son observadas únicamente antes de las explosiones, por lo que pueden ser consideradas como precursoras. Para hallar la eficiencia de los LPs como precursoras se usó un algoritmo simple de pronóstico implementado por (Grasso y Zaliapin, 2004), esta previsión surge a partir de la observación del incremento de la tasa de LPs diaria, durante la crisis sísmica que precede a las explosiones. De igual forma, el análisis del RSAM apoyado en el ‘Material Failure Forecast Method’, indicó ser de gran utilidad en el pronóstico de las explosiones. Luego se elaboró un modelo, para predecir los episodios explosivos observados durante este último periodo eruptivo.

Los parámetros sísmicos utilizados para caracterizar este proceso eruptivo han mostrado la evolución del proceso eruptivo, haciendo posible dividirlo en tres etapas, la primera que comprende desde el inicio del proceso eruptivo 20/04/2011 hasta el 14/11/2006, caracterizado por una alta sismicidad y explosiones de alta energía; la etapa II que comprende desde el 14/11/2006 hasta el 13/08/2007, caracterizada también por la alta sismicidad aunque de menor amplitud que la primera observándose una disminución en la energía de las explosiones y finalmente la Etapa III que comprende del 01/09/2007 hasta el final del proceso eruptivo, caracterizada por presentar la sismicidad más baja y explosiones de baja energía.

Los resultados obtenidos para todo el proceso eruptivo sobre la eficiencia de los LPs como precursoras de las explosiones, nos dio un valor  $U = 0.63$ , con lo que se establece que la tasa de LPs es un precursor débil si se le analiza para todo el proceso eruptivo, en cambio la eficiencia de los LPs como precursoras calculados por etapas muestra en la etapa I un  $U=1.22$ , en la etapa II  $U=2.46$  y en la etapa III  $U=0.06$ , por lo que en las dos primeras etapas se considera a los LPs como precursoras fuertes de las explosiones, mientras que para la tercera etapa es un precursor muy débil.

---

# ÍNDICE GENERAL

## AGRADECIMIENTOS

## RESUMEN

### CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema .....	2
1.2 Objetivo .....	3
1.2.1 Objetivo General .....	3
1.2.2 Objetivos Específicos .....	3
1.3 Hipótesis .....	3
1.4 Variables.....	4
1.5 Importancia del Tema .....	4
1.6 Limitaciones .....	4
1.7 Terminología .....	4

### CAPÍTULO II AMBIENTE TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1 Ubicación .....	6
2.2 Marco Tectónico.....	7
2.2.1 El Volcanismo Cenozoico Andino en el Sur del Perú.....	8
2.3 Marco Geológico .....	11
2.3.1 Ubinas I (370 000 a 250 000 años).....	11
2.3.2 Ubinas II (< 250 000 años hasta la época histórica) .....	12
2.4 Historia Eruptiva del Volcán Ubinas.....	15
2.5 Actividad Explosiva del 2006 - 2009.....	17

---

## CAPÍTULO III SISMOLOGÍA VOLCÁNICA Y PRONÓSTICO DE ERUPCIONES

3.1 Trabajos Anteriores .....	19
3.2 Vulcanismo .....	21
3.2.1 Tipo de Erupciones .....	23
3.3 Vigilancia de Volcanes .....	26
3.3.1 El Semáforo de un Volcán.....	26
3.3.2 Sistemas de Vigilancia Volcánica.....	27
3.4 Análisis de Señales .....	33
3.4.1 Series de Fourier.....	34
3.4.2 Transformada de Fourier .....	34
3.4.3 Transformada Discreta de Fourier.....	35
3.4.4 Transformada Rápida de Fourier .....	36
3.4.5 La Transformada Corta de Fourier.....	37
3.5 Sismología Volcánica .....	38
3.5.1 Señales Sísmicas Volcánicas Discretas .....	38
3.5.2 Señales Sísmicas Volcánicas Continúas .....	46
3.5.3 Procesos Superficiales .....	50
3.5.4 Ruido.....	52
3.6 Pronóstico de Erupciones .....	53
3.6.1 Precursores.....	53
3.6.1.1 Tipos de Alarma (Precursores fuertes y débiles) .....	55
3.6.1.2 Uso de Varios Precursores.....	56
3.6.1.3 Toma de Decisiones a Partir de los Precursores.....	56
3.6.2 Método de RSAM.....	58
3.6.3 Método de la Previsión del Fallo de Material (FFM) .....	59

---

**CAPITULO IV METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO**

4.1 Instrumentación y Adquisición de Datos .....	63
4.1.1 La Telemetría Analógica Antigua del Volcán Ubinas .....	64
4.1.2 La Telemetría Digital Actual del Volcán Ubinas .....	65
4.1.3 Software de Adquisición de Datos .....	66
4.2 Procesamiento y Análisis de los Datos .....	67
4.2.1 Procesamiento de los Datos .....	67
4.2.2 Análisis Espectral de la Actividad Sísmica .....	67
4.2.2.1 Espectro .....	68
4.2.2.2 Espectrograma .....	68
4.2.2.3 Filtros .....	69
4.2.3 Criterio de Clasificación .....	69
4.2.4 Formato de Salida .....	71
4.3 Calculo de Parámetros .....	71
4.3.1 Estadística de la Ocurrencia de los Eventos LP Antes de una Explosión....	71
4.3.2 Calculo de la Energía.....	72
4.3.3 Calculo de RSAM.....	73
4.3.4 Calculo de 1/RSAM (Método del Fallo de Material) .....	74
4.4 Sistema de Alerta Temprana ante Explosiones .....	74

**CAPÍTULO V RESULTADOS**

5.1 Catalogo Sísmico del Volcán Ubinas .....	75
5.2 Características de la Sismicidad Durante el Proceso Eruptivo .....	77
5.2.1 Características de los LPs.....	79
5.2.2 Características de las Explosiones .....	81
5.2.3 Etapas del Proceso Eruptivo.....	84
5.3 Estadística de la Sismicidad Pre-Explosiva.....	86
5.3.1 Evolución Temporal de la Tasa de LPs y las Explosiones .....	86
5.3.2 Evolución Temporal del RSAM y las Explosiones.....	88

---

5.3.3 Evolución Temporal del 1/RSAM y las Explosiones .....	90
5.4 Modelo de Pronóstico a partir del Incremento de la Tasa de LPs .....	92
5.5 Efectividad del Incremento de la Tasa de LPs como Indicadores de Explosión Inminente .....	97
5.5.1 Efectividad de los LPs como Precursores en la Etapa I.....	99
5.5.2 Efectividad de los LPs como Precursores en la Etapa II.....	99
5.5.3 Efectividad de los LPs como Precursores en la Etapa III .....	100

## CAPÍTULO VI DISCUSIONES

6.1 Evolución del Proceso Eruptivo .....	101
6.2 Sismicidad Pre-eruptiva y Precursores .....	103
6.2.1 Origen de los Eventos LPs .....	103
6.2.2 Características de los Enjambre de LPs Precursores.....	105
6.3 Aplicación de los LPs como Precursores.....	106
6.3.1 Estructuración de un Sistema de Alerta Temprana .....	107
6.3.2 Posibles Escenarios del Sistema de Alerta Temprana .....	107
6.4 El FFM Como Herramienta de Pronóstico.....	110

## CONCLUSIONES

## RECOMENDACIONES

## BIBLIOGRAFÍA

## ANEXOS

## ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 2.1</i> Mapa de ubicación regional del volcán Ubinas b) Aproximación del volcán .....	6
<i>Figura 2.2</i> Margen activo de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental sudamericana.....	7
<i>Figura 2.3</i> Los andes peruano, segmento norte de los Andes Centrales.....	8
<i>Figura 2.4 a)</i> Distribución de las zonas volcánicas del Cenozoico al reciente en la Cordillera de los Andes <i>b)</i> Zona Volcánica Central revelando la cadena volcánica activa y su relación con la fosa de subducción Perú-Chile.....	9
<i>Figura 2.5</i> Subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana.. ..	10
<i>Figura 2.6</i> Vista de la caldera del volcán Ubinas, en cuyo sector SE se localiza el cráter.....	12
<i>Figura 2.7</i> Mapa geológico del volcán Ubinas y alrededores.....	14
<i>Figura 2.8</i> Foto del fondo del cráter del Ubinas tomada el 19 de abril del 2006.....	17
<i>Figura 2.9 a)</i> El 20 de abril de 2006 el Ubinas emite una columna de cenizas que alcanza 3 km de altura sobre la cima. <i>b)</i> Una bomba de 2 m de diámetro et un cráter de impacto de 6 m a una distancia de 300 m del cráter, Mayo del 2006 .....	18
<i>Figura 2.10</i> Construcción de la estación de UB1, en respuesta a la crisis del 2006.....	18
<i>Figura 3.1</i> Inversa de RSAM de una estación sísmica durante la actividad del monte St Helens en mayo de 1985 vs tiempo.....	19
<i>Figura 3.2 a)</i> Distribución espacial de todos los eventos localizados, <i>b)</i> Vista de los cortes transversales.....	20
<i>Figura 3.3</i> Incremento de la actividad LP antes de la explosión del 31 de agosto 2006 .....	21
<i>Figura 3.4</i> Estructura general de un volcán.....	22
<i>Figura 3.5</i> Tipo de volcanes según su forma topográfica.....	23
<i>Figura 3.6</i> Tipos de erupción .....	23
<i>Figura 3.7</i> Formación de una columna eruptiva durante una explosión magmática.....	24
<i>Figura 3.8</i> Monitoreo visual del volcán Ubinas, 2006 – 2008 .....	28
<i>Figura 3.9 a)</i> Estación sísmica UB2 en el volcán Ubinas <i>b)</i> Sismograma del día 18/06/2006 de la estación UB1 componente Z.....	29

<b>Figura 3.10</b> Deformación del suelo causada por la actividad magmática.....	30
<b>Figura 3.11 a)</b> Ejemplo de la interferometría de radar detecta la elevación de la superficie de la Tierra en dos momentos diferentes <b>b)</b> Deformación superficial de la tierra antes y durante la erupción del 1997 en el volcán de Okmok, Alaska.....	31
<b>Figura 3.12</b> Ejemplo del monitoreo geoquímico en el volcán Colima, México .....	32
<b>Figura 3.13</b> Vigilancia visual con una cámara de vídeo que permite obtener imágenes (Cada diez segundos) de la actividad del volcán.....	32
<b>Figura 3.14</b> Representación de una señal $x(t)$ bajo la forma de suma de sus componentes de distintas frecuencias .....	33
<b>Figura 3.15</b> Diagrama mariposa del algoritmo de 8 puntos.....	36
<b>Figura 3.16</b> Ejemplo de un evento tipo VT-A registrado el 16/11/2007 00:02:21.54 UTC, en el volcán Ubinas .....	39
<b>Figura 3.17</b> Ejemplo de un evento tipo VT-B registrado el 21/03/2007 22:01:19.00 UTC, en el volcán Ubinas .....	40
<b>Figura 3.18</b> Ejemplo de un evento tipo VTP registrado el 31/01/2008 12:33:21.54 UTC, en el volcán Ubinas .....	41
<b>Figura 3.19</b> Ejemplo de un evento tipo LP registrado el 23/10/2006 10:45:14.45 UTC, en el volcán Ubinas.....	42
<b>Figura 3.20</b> Ejemplo de un evento tipo Tornillo registrado el 22/09/2010 08:58:03.42 UTC, en el volcán Ubinas .....	43
<b>Figura 3.21</b> Ejemplo de un evento tipo Híbrido registrado el 11/10/2006 01:15:21.54 UTC, en el volcán Ubinas .....	44
<b>Figura 3.22</b> Ejemplo de un evento tipo Pistón (Multifase) registrado el 30/10/2008 03:45:21.54 UTC, en el volcán Ubinas .....	45
<b>Figura 3.23</b> Ejemplo de un evento tipo Explosión registrado el 11/07/2006 00:49:13.90 UTC, en el volcán Ubinas .....	46
<b>Figura 3.24</b> Ejemplo de un evento tipo Tremor Armónico registrado el 02/04/2007 09:15:30.62 UTC, en el volcán Ubinas .....	48
<b>Figura 3.25</b> Ejemplo de un evento tipo Tremor Espasmódico registrado el 01/08/2006 02:03:11.54 UTC, en el volcán Ubinas .....	49
<b>Figura 3.26</b> Ejemplo de un evento tipo Tremor Pulsante registrado el 08/20/2006 18:02:01.72 UTC, en el volcán Ubinas .....	50

<b>Figura 3.27</b> Ejemplo de una secuencia de flujos piroclásticos medianos a más grandes, registrados en el Volcán Merapi durante el colapso del domo en 1998.....	51
<b>Figura 3.28</b> Ejemplo de un evento tipo Lahar registrado el 17/01/2007 19:13:42.14 UTC, en el volcán Ubinas .....	52
<b>Figura 3.29</b> Espectrogramas de ruido de fondo registrado en una estación sísmica del Mt. Merapi. Debido a que la estación está localizada en un área agrícola, la actividad humana durante la luz del día, puede ser claramente reconocida por su periodicidad distintiva de 24 horas. ....	53
<b>Figura 3.30</b> Evolución de la derivada temporal de un observable antes de una erupción basada en el modelo de fallo de material .....	60
<b>Figura 3.31 a)</b> Inverso de la derivada del observable con diferentes valores de $a$ . <b>b)</b> El corte con el eje $x$ correspondería al momento del inicio de la erupción ' $te$ ' .....	60
<b>Figura 3.32</b> Ejemplo del uso del FFM para el volcán Tungurahua <b>a)</b> Se utiliza el inverso del SSEM por debajo de 2.5 Hz, <b>b)</b> SSEM por debajo de 1.8 Hz y <b>c)</b> SSEM entre 0.5 y 12.5 Hz .....	61
<b>Figura 4.1 a)</b> Transmisión de la red telemétrica del volcán Ubinas <b>b)</b> Estación UB2 <b>c)</b> Ubicación de las estaciones en el Volcán .....	63
<b>Figura 4.2</b> Diagrama de un sistema de telemetría sísmica analógica.....	65
<b>Figura 4.3</b> Diagrama de la red telemétrica digital con un enlace radio digital de baja potencia UHF para enviar la señal desde las estaciones en el volcán hasta el observatorio de Cayma .....	66
<b>Figura 4.4</b> Esquema de la transformada de Fourier.....	68
<b>Figura 4.5</b> Esquema de la transformada de Fourier por intervalos (STFT) .....	68
<b>Figura 4.6</b> Tipos de filtro según las bandas de frecuencia que dejan pasar .....	69
<b>Figura 5.1</b> Número total de eventos volcánicos registrados en el catálogo sísmico.....	76
<b>Figura 5.2</b> Duración de los eventos volcánicos registrados en el catálogo sísmico .....	76
<b>Figura 5.3</b> Energía liberada por los eventos volcánicos registrados en el catalogo sísmico .....	77
<b>Figura 5.4</b> Actividad sísmica de eventos LPs por día y su relación con las Explosiones .....	78
<b>Figura 5.5</b> Duración de la actividad sísmica de eventos tremoricos por día y su relación con la ocurrencia de Explosiones .....	78

<b>Figura 5.6</b> Enjambre de LPs antes de la explosión registrada el 31/08/2006 10:11:49.09 UTC en la estación UB1.....	79
<b>Figura 5.7</b> Acumulación de los eventos LP y su distribución temporal con las explosiones para el periodo eruptivo 2006-2009 .....	80
<b>Figura 5.8</b> <b>a)</b> Aproximación de la curva de acumulación de los eventos LP y su distribución temporal con las explosiones <b>b)</b> Aproximación del rectángulo de <b>a)</b> .....	80
<b>Figura 5.9</b> <b>a)</b> Sismograma de la explosión del 1 de agosto del 2006. <b>b)</b> espectrograma, <b>c)</b> sismograma filtrado entre 30 y 5 seg (VLP), <b>d)</b> sismograma filtrado entre 5seg y 2 Hz (LP), <b>e)</b> sismograma filtrado entre 1 Hz y 10 Hz (SP), y <b>f)</b> sismograma filtrado entre 10 y 50 Hz (HF).....	82
<b>Figura 5.10</b> Explosión con precursor fuerte del 28/10/2006 06:43:40.84 UTC.....	83
<b>Figura 5.11</b> Explosión con precursor moderado del 26/08/2006 14:34:08.07 UTC.....	83
<b>Figura 5.12</b> Explosión sin precursor ocurrida el 24/06/2006 12:54:57.88 UTC .....	84
<b>Figura 5.13</b> Etapas del proceso eruptivo de acuerdo a la sismicidad de los LPs y su distribución temporal con las explosiones .....	85
<b>Figura 5.14</b> Apilamiento de la tasa de los eventos tipo LPs antes y después de una explosión (EXP), según la energía liberada.....	86
<b>Figura 5.15</b> Apilamiento de la tasa de eventos tipo LPs antes y después de una explosión (EXP), según sus precursores .....	87
<b>Figura 5.16</b> Apilamiento de la tasa de eventos tipo LPs antes y después de una explosión (EXP), por etapas .....	88
<b>Figura 5.17</b> Apilamiento del RSAM antes y después de una explosión (EXP), según la clasificación por la energía en las explosiones. ....	89
<b>Figura 5.18</b> Apilamiento del RSAM antes y después de una explosión (EXP), según la clasificación por tipo de precursores .....	89
<b>Figura 5.19</b> Apilamiento del RSAM antes y después de una explosión (EXP), por etapas .....	90
<b>Figura 5.20</b> Apilamiento del 1/RSAM antes y después de una explosión (EXP), según la energía liberada.....	91
<b>Figura 5.21</b> Apilamiento del 1/RSAM antes y después de una explosión (EXP), según precursores.....	91

---

<i>Figura 5.22</i> Apilamiento del 1/RSAM antes y después de una explosión (EXP), por etapas .....	92
<i>Figura 5.23</i> Esquemas de predicción y resultados de predicción .....	92
<i>Figura 5.24</i> Alarmas de posibles explosiones de acuerdo al incremento en la sismicidad tipo LP en ventanas de 5 min para todo el catalogo .....	93
<i>Figura 5.25</i> Similitud en la forma de onda y contenido espectral de los LPs precursores a una explosión (en color rojo la frecuencia media) .....	94
<i>Figura 5.26</i> Ejemplo de un enjambre de LPs de una falsa alarma del día 16/08/2006 13:30 UTC .....	95
<i>Figura 5.27</i> Ejemplo de un caso exitoso de pronóstico para la explosión del 28/10/2006 <i>a)</i> Se activa la alarma, <i>b)</i> El RSAM aumenta en función a la cercanía de la explosión, <i>c)</i> La proyección de la pendiente negativa del 1/RSAM al eje del tiempo nos da el posible momento de la Explosión .....	96
<i>Figura 5.28</i> Alarmas válidas en relación a las distribución temporal de las explosiones .....	96
<i>Figura 6.1</i> Modelo del fracturamiento multiescala para explicar el incremento de la actividad sísmica precedente a las erupciones .....	104
<i>Figura 6.2</i> Escenario normal de una Alarma valida .....	108
<i>Figura 6.3</i> Falsa alarma .....	108
<i>Figura 6.4</i> Alarma fallida debido a sucesivas falsas alarma .....	108
<i>Figura 6.5</i> Alarma fallida debido a disminución en el umbral de detección del precursor ..	109
<i>Figura 6.6</i> Alarma valida con el cambio en el umbral de detección .....	109

---

## ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 2.1</i>	<i>Resumen de la actividad eruptiva historia del volcán Ubinas</i>	16
<i>Tabla 3.1</i>	<i>Índice de explosividad volcánica</i>	24
<i>Tabla 3.2</i>	<i>Niveles del semáforo de un volcán</i>	27
<i>Tabla 4.1</i>	<i>Coordenadas y características de la estación UB1 de la antigua red telemétrica del Volcán Ubinas</i>	64
<i>Tabla 4.2</i>	<i>Coordenadas y características de las estaciones permanentes de la red actual del Volcán Ubinas</i>	65
<i>Tabla 4.3</i>	<i>Criterios de clasificación de los eventos sísmicos del volcán Ubinas</i>	70
<i>Tabla 5.1</i>	<i>Tabla de contingencia para todo el proceso eruptivo</i>	97
<i>Tabla 5.2</i>	<i>Tabla de probabilidades para todo el proceso eruptivo</i>	97
<i>Tabla 5.3</i>	<i>Tabla de probabilidades para la etapa I</i>	99
<i>Tabla 5.4</i>	<i>Tabla de probabilidades para la etapa II</i>	99
<i>Tabla 5.5</i>	<i>Tabla de probabilidades para la etapa III</i>	100

## CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

La Vulcanología es una ciencia joven que ha experimentado un considerable avance en los últimos años. Este desarrollo permite determinar con bastante aproximación, dónde y cuándo va a producirse una erupción volcánica e incluso adelantar hipótesis sobre el previsible comportamiento de dicha erupción. Se puede afirmar, por tanto, que en la actualidad estamos ante un fenómeno natural susceptible de ser predicho y, en consecuencia, sobre la base de un eficaz sistema de vigilancia, es posible diseñar planes de prevención y mitigación, potenciando las estructuras científicas y de protección civil.

La sismicidad es una de las manifestaciones de los volcanes activos, la cual puede estar asociada con determinadas fases de las erupciones, con etapas póstumas o premonitorias, evidenciando un proceso físico en el interior del sistema volcánico como movimientos internos o convectivos en cámaras magmáticas, explosiones y pulsaciones del magma durante su ascenso, etc.

Los parámetros más utilizados para obtener información de los posibles cambios en la dinámica de un sistema volcánico son la amplitud de la energía sísmica, la tasa de deformación, la emisión de gases, entre otros. Sin embargo, el parámetro más comúnmente utilizado es la energía sísmica, que desde 1985, gracias a la gestión de Elliot Endo y Thomas Murray pertenecientes al “USGS, Cascades Volcano Observatory”, Vancouver, Washington, puede ser obtenida y cuantificadas de manera más fácil y en tiempo real a través del RSAM (Real Time Seismic Amplitude Measurement), es decir, la medida de la amplitud de la energía sísmica en tiempo real.

Otro algoritmo simple de predicción fue implementado por (Grasso y Zaliapin, 2004), esta previsión surge a partir de la observación en el incremento de la tasa de sismicidad diaria durante la crisis sísmica que precede a las explosiones en volcanes basálticos (volcán *Piton de la Fournaise*); los autores encuentran un patrón de sismicidad durante las últimas horas antes de las explosiones, observando que la tasa de sismicidad aumenta fuera de los parámetros normales durante este tiempo, lo que se usa como un método de pronosticar la ocurrencia de las explosiones.

Estos parámetros cobran mayor importancia cuando se convierten en los elementos a ser utilizados por distintos métodos de predicción, entre los que destaca el Método de Fallo de Material (FFM Materials Failure Forecast Method) desarrollado y utilizado por (Voight, 1988) y (Voight y Cornelius 1991).

El método del fallo de material utiliza como parámetro de estudio el inverso del observable, como por ejemplo el RSAM, para luego realizar el gráfico de dicho parámetro respecto al tiempo (Voight, 1988). De esta manera es posible apreciar la evolución del sistema en el tiempo, es decir, si el sistema presenta un comportamiento de cambio y de un posible futuro episodio de fallamiento o ruptura, las pendientes negativas de la curva representan una tendencia de aceleración del observable, por tanto el inverso del mismo debe tender a cero, haciendo posible la proyección al eje del tiempo para obtener un estimado del momento en el cual se puede producir el fallo del material.

## 1.1 Planteamiento del Problema

Las erupciones volcánicas y su impacto en la sociedad humana, junto a los terremotos y desastres meteorológicos son los peligros más severos de la naturaleza, y de ahí la necesidad de encontrar nuevos métodos que nos ayuden a prever cuándo y cómo sucederán.

La previsión de una erupción volcánica sigue siendo un problema difícil y controvertido a pesar de que los datos de monitoreo volcánico han aumentado significativamente en cantidad y calidad durante las últimas décadas, es así que el día 25 de marzo del año 2006 pobladores de Querapi y del valle situado al SE del volcán Ubinas, alertan sobre ruidos provenientes del volcán y de caída de cenizas en sus sembríos, este acontecimiento demostró que hacía falta un sistema de vigilancia permanentemente en el volcán Ubinas (ya que es una de las más activas del Perú) y así mismo que se carecía de métodos de pronóstico y alerta ante las explosiones volcánicas, que son la manifestación más violenta en un proceso eruptivo ya que por lo general desencadenan la emisión de grandes columnas de gases que se desplazan a grandes distancias antes de precipitarse o puedan generar flujos piroclásticos, colapsos de los flancos, etc.

Durante la vigilancia sísmica del último proceso eruptivo, en el volcán Ubinas, se observó un incremento en la tasa de eventos LPs poco tiempo antes de las explosiones, por lo que surge la siguiente pregunta ¿Se puede establecer como un rasgo precursor de las explosiones el incremento en la tasa de eventos de largo periodo (LP)?, de ser así ¿es posible construir un método de pronóstico para estos eventos? y surtirá efecto los métodos actuales de previsión ante explosiones como el método de Fallo de la Materia para los datos generados del volcán Ubinas 2006 – 2009?

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo General

Evaluar el incremento de la tasa de eventos de largo periodo (LP) como precursores de las explosiones ocurridas en la última erupción explosiva del volcán Ubinas (2006 – 2009).

### 1.2.2 Objetivos Específicos

- Evaluar el incremento de tasa de LPs como precursor de explosiones.
- Proponer un modelo numérico para pronosticar la ocurrencia de explosiones volcánicas utilizando el incremento de la tasa de LP y la energía liberada.
- Aplicar las diferentes técnicas de estudio y métodos de previsión actuales como el Metodo del Fallo de la Materia a los datos sísmicos generados en el último proceso eruptivo.
- Caracterizar el proceso eruptivo del volcán Ubinas (2006 – 2009).
- Determinar la exactitud con que pueden ser pronosticados las explosiones usando como precursor el incremento de LPs.

## 1.3 Hipótesis

Se ha observado durante la clasificación de los eventos sísmicos del volcán Ubinas (23/05/2006 – 31/12/2009), que muchas Explosiones han sido precedidos por un incremento de eventos tipo LPs (sismos de periodo largo).

- Entonces es posible establecer el incremento de la tasa de eventos de largo periodo (LPs) como un precursor de las explosiones.
- Es posible también estructurar un modelo de previsión (ante las explosiones) a partir del incremento en ocurrencia de los LPs y determinando un umbral X a la que por encima de este ya sea considerado una alerta.
- Es posible que los métodos actuales de pronóstico de explosiones existentes como el FFM den resultado favorable para los datos del volcán Ubinas.

## 1.4 Variables

La variable temporal que se empleara en la siguiente investigación son las señales sismo volcánicas (señales discretas) que son registradas, clasificados y catalogados.

Las variables dependientes serán la tasa de eventos LP, la energía liberada, RSAM y 1/RSAM, que están relacionados directamente con las características de las señales registradas.

## 1.5 Importancia del Tema

La importancia del tema radica en que estableciendo varios métodos de pronóstico, previsión hasta predicción para futuras erupciones explosiones en el volcán Ubinas u otros volcánes en el sur del Perú, ayudaría a disminuiría el impacto de estos en las poblaciones, como el caso de la evacuación de miles de personas en las áreas circundantes al monte Pinatubo en la erupción de 1991, con lo que se quiere evitar desastres como el ocurrido en Armero, Colombia en la erupción del volcán Nevado del Ruiz en noviembre de 1985, donde murió cerca del 70% de la población.

## 1.6 Limitaciones

Los resultados de esta investigación está limitado solo a erupción explosivas tipo vulcaniana en el volcán Ubinas, ya que la aplicación de metodologías pueden variar de acuerdo a la magnitud con que se presenten futuras erupciones, y además solo para el volcán Ubinas, ya que el comportamiento de un proceso eruptivo en otros volcanes pueden variar de acuerdo a las propiedades del magma y tipo de erupción.

## 1.7 Terminología

**EVENTO:** Suceso o fenómeno natural que se describe en términos de sus características, su severidad, ubicación y área de influencia. Es el registro en el tiempo y el espacio de un fenómeno que caracteriza una amenaza.

**PREVENCIÓN:** Medidas y acciones dispuestas con anticipación con el fin de evitar o impedir que se presente un fenómeno peligroso o para reducir sus efectos sobre la población, los bienes y servicios y el ambiente.

**PRONÓSTICO:** Determinación de la probabilidad de que un fenómeno se manifieste, con base en el estudio de su mecanismo físico generador, el monitoreo del sistema perturbador y/o el registro de eventos en el tiempo.

**MONITOREO:** Observar el curso de uno o varios parámetros para detectar posibles anomalías de un sistema.

**VIGILANCIA:** es el período anterior a la ocurrencia de un desastre, declarado con el fin de tomar precauciones específicas, para evitar la existencia de posibles desgracias personales.

**RIESGO:** Es la probabilidad que se presente un nivel de consecuencias económicas, sociales o ambientales en un sitio particular y durante un período de tiempo definido. Se obtiene de relacionar la amenaza con la vulnerabilidad de los elementos expuestos.

**ALERTA:** Estado que se declara, con anterioridad a la manifestación de un fenómeno peligroso, con el fin de que los organismos operativos de emergencia activen procedimientos de acción preestablecidos y para que la población tome precauciones específicas debido a la inminente ocurrencia del evento previsible.

**LPs:** Señal sismo-volcánica de largo período.

**VTs:** Señal sismo-volcánica de altas frecuencias.

**Explosiones:** Señal sismo-volcánica que acompaña a las erupciones explosivas.

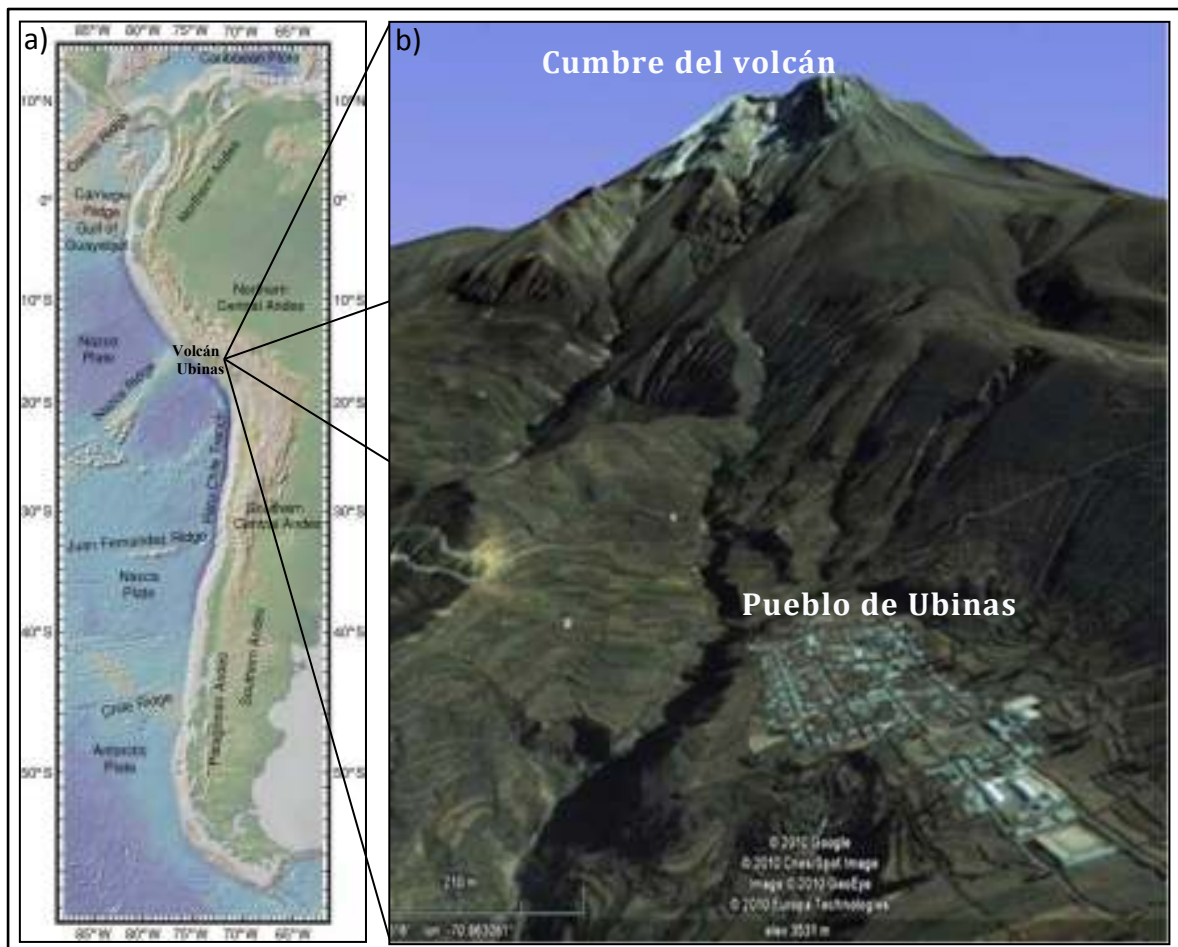
**Transiente:** Es una señal o forma de onda que empieza en una amplitud cero.

## CAPÍTULO II AMBIENTE TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

### 2.1 Ubicación

El volcán Ubinas forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, en la parte centro occidental de Sudamérica; en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur del Perú, a ~70 km al NE de la ciudad de Arequipa, ver figura 2.1, las coordenadas son 70° 54' W, 16° 22' S (Datum WGS84), con una altitud máxima de 5672 m.s.n.m..

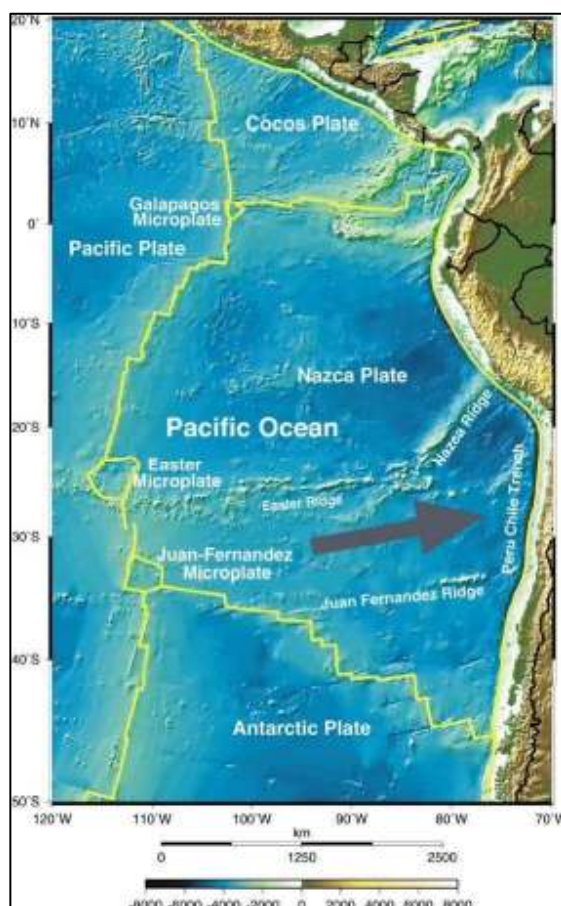
Políticamente, la zona de estudio está ubicada dentro de la jurisdicción del distrito de Ubinas, provincia Sánchez Cerro, Región de Moquegua. Por el flanco SE del volcán se encuentra el valle de Ubinas, en el que se asientan cinco poblados donde habitan alrededor de 3,500 personas, siendo el principal poblado el distrito de Ubinas que está situado a solo 6 Km. del volcán.



**Figura 2.1 a) Mapa de ubicación regional del volcán Ubinas b) Aproximación del Volcán**

## 2.2 Marco Tectónico

El Sistema Andino en el margen occidental de Sudamérica, es una de las áreas tectónicas más activas e importante del mundo. Es un clásico ejemplo de un orógeno formado en un proceso de subducción y actualmente activo. Se extiende paralelo a la costa del Océano Pacífico, desde el sur de Chile hasta Colombia, por más de 7 500 km. Las placas que interactúan actualmente en este sistema son las Placas de Cocos, Nazca, Antártica y Sudamericana. La mayor parte del Sistema Andino, desde el sur de Chile a Ecuador (5 000 km aprox.), está dominado por los procesos tectónicos relacionados a la subducción oblicua de las placas de Nazca sobre la Sudamericana (Angermann et al., 1999). Estudios realizados sobre la tasa de convergencia en la región central del Perú (Norabuena et al., 1992), estimando una velocidad de 100 mm/año, ver figura 2.2.

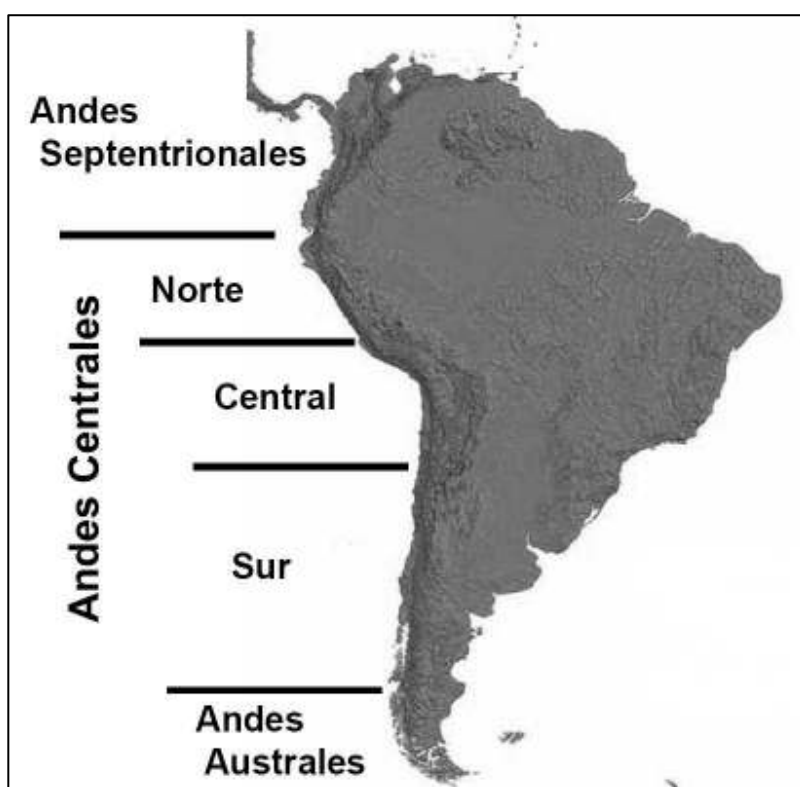


**Figura 2.2** Margen activo de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental sudamericana (Cornejo P., 2007)

El Sistema Andino en general es un orógeno continuo, sin embargo, presenta cambios latitudinales y longitudinales que inducen a una segmentación tectónica. La coincidencia en las variaciones de la geometría de la Placa de Nazca con cambios en la fisiografía y evolución tectónica-geológica a lo

largo de Los Andes es notable (Cahill y Isacks, 1992, Kley et al., 1999; Yañez et al., 2002). La mayoría de los límites donde el proceso de subducción cambia, están bien definidos. Sin embargo, las causas de la segmentación andina y la interrelación entre los parámetros geodinámicos, aún es una incógnita sin resolver, aunque los numerosos estudios específicos han permitido obtener una visión integrada de la causa-efecto en este proceso.

En primer orden se pueden diferenciar los Andes Septentrionales ( $7^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  N), Los Andes del Norte ( $7^{\circ}$ N a  $15^{\circ}$ S), Los Andes Centrales ( $15^{\circ}$  a  $33,5^{\circ}$ S), Los Andes del Sur ( $33,5^{\circ}$  a  $47^{\circ}$ S) y los Andes Australes ( $47^{\circ}$  a  $56^{\circ}$ S), ver figura 2.3.

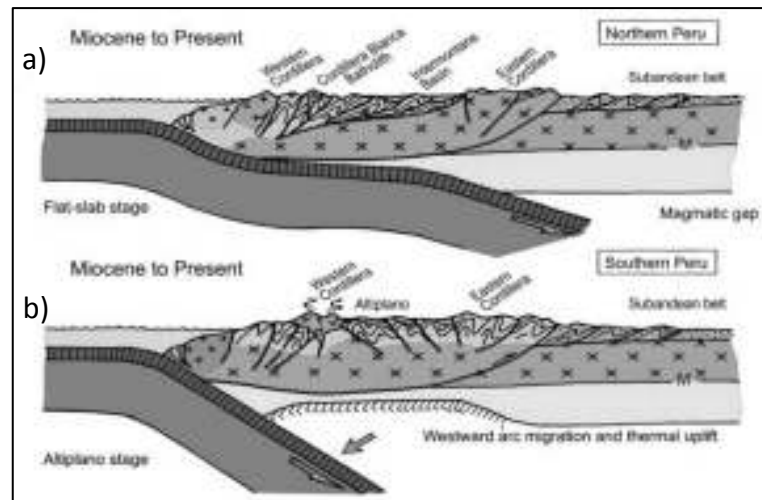


*Figura 2.3 Los andes peruano, segmento norte de los Andes Centrales (Ramos V., 2010)*

### 2.2.1 El Volcanismo Cenozoico Andino en el Sur del Perú

En el Sistema Andino se diferencian tres principales segmentos volcánicos cuaternarios activos: La Zona Volcánica Norte ( $5^{\circ}$ N a  $2^{\circ}$ S), de composición andesítico-basáltico; Zona Volcánica Central ( $16^{\circ}$  a  $28^{\circ}$ S), de composición andesítico; Zona Volcánica Sur ( $33^{\circ}$  a  $46^{\circ}$ S) de composición andesítico-basáltico. La presencia de dos segmentos sin volcanismo, en el norte de Perú ( $15^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ S) y norte de Chile ( $33^{\circ}$  a  $28^{\circ}$ S) se relacionan a una subducción sub-horizontal, ver figura 2.4.





**Figura 2.5** Subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana. **a)** Áreas inactivas con subducción sub-horizontal ( $10^\circ$  a  $15^\circ$ ) en el Centro y Norte del Perú **b)** Zonas volcánicas activas restringidos a subducción normal ( $25^\circ$  a  $30^\circ$ ) en el Sur del Perú y Norte de Chile. (Ramos y Aleman, 2001)

El volcanismo explosivo en los márgenes de subducción ocurren debido a que los sedimentos marinos hidratados, que son arrastrados por la placa oceánica que subduce, liberan agua y otros fluidos al llegar a grandes profundidades, cerca de los 100 km por el incremento de presión y temperatura. Estos fluidos, que al parecer están cargados de sílice y muchos otros elementos, pasan a la astenósfera que se encuentra justo encima, y donde provocan fusión parcial de las peridotitas del manto. Es así como se crea una “burbuja” líquida dentro de un medio sólido. Esta burbuja de magma asciende hasta la corteza, los magmas son afectados por procesos de diferenciación magmática, forman reservorios y finalmente son expulsados en las erupciones.

## 2.3 Marco Geológico

Los estudios estratigráficos realizados (Thouret J-C et al., 2005) y (Rivera et al., 2008), muestran que el volcán Ubinas se ha construido en dos periodos: "Ubinas I" y "Ubinas II". El último periodo está compuesto de dos etapas: "Cono de la Cumbre" y "Caldera de la Cumbre".

### 2.3.1 Ubinas I (370 000 a 250 000 años)

El primer periodo eruptivo del volcán Ubinas fue esencialmente efusivo, donde se emplazaron coladas de lava de composición andesítica que cubren una superficie de aproximadamente 45 km<sup>2</sup> y constituyen la base del volcán. Cada colada tiene aproximadamente 20 m de espesor y el conjunto alcanza un grosor aproximado de 600 m. Estas lavas se emplazaron entre 370 000 a 250 000 años. Estas coladas yacen sobre ignimbritas riolíticas y campos de lava andesíticos del Eoceno-Pleistoceno.

Después del periodo de actividad efusiva, un colapso del flanco Sur del edificio volcánico "Ubinas I" ha generado la formación de un anfiteatro en forma de herradura. Los depósitos resultantes son avalanchas de escombros de ~ 2.8 km<sup>3</sup>, que fueron canalizadas en los valles de Ubinas y Para, donde sobreyacen a ignimbritas soldadas del Eoceno-Mioceno (Grupo Tacaza). Las avalanchas están constituidas por bloques lávicos subangulosos de tamaños métricos, donde la mayoría están hidrotermalizados. Los bloques presentan fracturas de tipo "serrucho" incluidos dentro de una matriz limosa. El espesor de estas avalanchas es variable, sobrepasan los 220 m de espesor a 4 km al SE del cráter, y disminuyen hacia la parte baja del valle de Ubinas (30 m a 10 km al SE del cráter).

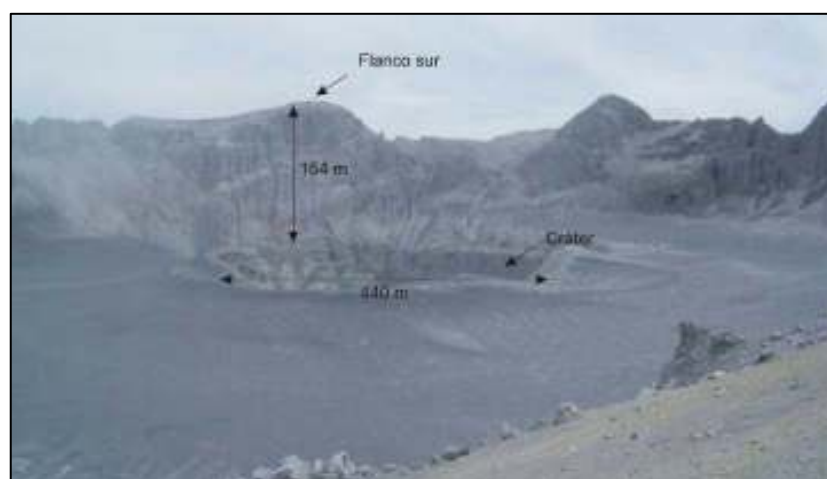
Seguido al colapso del flanco Sur se produjo el emplazamiento de una secuencia de flujos de cenizas y pómez dacíticos no soldados de ~1.8 km<sup>3</sup>, a 5 km al pie del flanco Sur. Estos depósitos piroclásticos tienen un espesor máximo de 120 m, y están constituidos de al menos cinco unidades de 16 y 24 m de espesor. Son masivos y de color ocre. El emplazamiento de estos flujos se ha producido probablemente como consecuencia del colapso de una caldera antigua del volcán Ubinas, sobre la cual posteriormente se emplazaron coladas de lava del cono de la cumbre que han terminado por cubrir los bordes de esta caldera. Actualmente la existencia de discordancia entre las coladas de lava del cono superior y cono antiguo (cambio de pendiente y presencia de fracturas), visibles en el flanco Sur y SE, puede representar la traza en superficie de la caldera. Estudios geofísicos recientes de potencial espontáneo apuntan en este sentido.

### 2.3.2 Ubinas II (< 250 000 años hasta la época histórica)

#### Lavas del Cono de la Cumbre

Seguido al colapso de una caldera antigua, se produjo el emplazamiento de coladas de lava dacíticas y andesíticas que conforman el Cono de la Cumbre. Cada colada posee un grosor variable de 20 a 30 m. Estas lavas fueron datadas entre 250 000 y 120 000 (Thouret et al., 2005).

Después del emplazamiento de las lavas del Cono de la Cumbre, una actividad extrusiva generó el crecimiento de un domo en el flanco Sur del Ubinas (4100 m), ver figura 2.6, datadas en  $251 \pm 10$  ka. Este domo en crecimiento se destruyó produciendo flujos de bloques y cenizas de tipo Merapi y Montaña Pelée, que fueron depositados en el fondo del valle de Ubinas, hasta 7 km al SE del volcán en donde miden 60 m de espesor. Estos depósitos están constituidos de bloques lávicos incluidos dentro de una matriz cenizosa de color ocre y gris claro.



**Figura 2.6** Vista de la caldera del volcán Ubinas, en cuyo sector SE se localiza el cráter (Rivera et al., 2008)

#### Depósitos de la Caldera de la Cumbre (Tardiglaciario hasta la época histórica)

Durante los últimos 14 000 años, la actividad eruptiva del volcán Ubinas fue caracterizada por erupciones explosivas de diferentes magnitudes que han depositado varias capas de caídas de tefras y flujos piroclásticos. Entre 14 000 y 7 480 años, al menos, dos erupciones plinianas explosivas han truncado la cima del estrato-cono, formando la caldera actual. Se distinguen cuatro tipos de depósitos emplazados en esta época:

1 Caídas de lapilli pómez riolíticos, dacíticos y andesíticos, provenientes de erupciones plinianas y freatomagmáticas, distribuidos al S, SE y NE del volcán. Los depósitos más antiguos ligados a erupciones plinianas son visibles a 9 km al Sur del Ubinas. En esta zona, a la base se distingue una capa de lapilli pómez rico en líticos de 3.8 m de espesor, emplazado antes de 14 000 años. Este depósito de  $\sim 3 \text{ km}^3$  es el más antiguo reconocido alrededor del volcán, y proviene de una erupción pliniana que ha dado probablemente lugar a la formación de la caldera actual. Encima de este depósito yace una capa de cenizas de 80 cm de espesor y dos niveles de caída de lapilli pómez de 14 y 18 cm de espesor, ligados a erupciones freatomagmáticas. Encima de estos depósitos se encuentra una capa de caída pliniana de 1.2 m de espesor datada en  $7\,480 \pm 40$  años, constituida de lapilli pómez dacíticos con abundantes fragmentos líticos centimétricos ligados a la formación de la caldera.

El depósito de la última erupción pliniana del Ubinas, datada en  $980 \pm 60$  años, tiene 4.5 m de espesor a 6 km al SE del cráter. Está constituido de pómez andesíticos de 2 a 18 cm de diámetro y de fragmentos líticos andesíticos de 1 a 8 cm de diámetro. Dicho depósito posee un volumen mínimo de  $2,8 \text{ km}^3$ . Actualmente lo encontramos a más de 40 km al SE del volcán, donde alcanza 40 cm de espesor. Encima de este último depósito pliniano existen al menos dos capas de lapilli pómez y fragmentos líticos de 60 y 80 cm de espesor (a 6 km al SE del cráter) pertenecientes a erupciones freatomagmáticas.

2 Cuatro flujos de cenizas rico en pómez de colores ocre emplazados antes de la época Tardiglaciario que afloran debajo de los depósitos de caída pliniana en la Quebrada Infiernillo (a 6 km al SE del cráter), ligados a erupciones freatomagmáticas. Estos depósitos de flujos son masivos y cada uno posee entre 2 y 4 m de espesor. Estos depósitos están constituidos de pómez dacíticos y fragmentos líticos centimétricos incluidos dentro de una matriz cenizosa.

3 Avalancha de escombros emplazada aproximadamente  $3\,670 \text{ años} \pm 60$ , producto de un segundo colapso del flanco Sur del volcán, producidos debido a una actividad sísmica, tectónica y/o erupción explosiva de poco volumen. Estas avalanchas de escombros de  $\sim 1,6 \text{ km}^3$  afloran hasta 6 km al pie de la pared Sur del volcán Ubinas.

4 Depósitos piroclásticos, principalmente de caída, cuyo volumen total es  $< 0.1 \text{ km}^3$ , emplazados durante la época histórica (desde 1550 hasta la actualidad), producto de una intermitente actividad freática y freatomagmática del Ubinas. Estos depósitos son delgados y están constituidos de lapilli pómez, cenizas grises y amarillentas, y fragmentos líticos centimétricos alterados e hidrotermalizados. Estos depósitos yacen sobre los flancos del volcán y cubre volcánica, hasta una distancia de 15 km hacia el Oeste y NE del cráter.

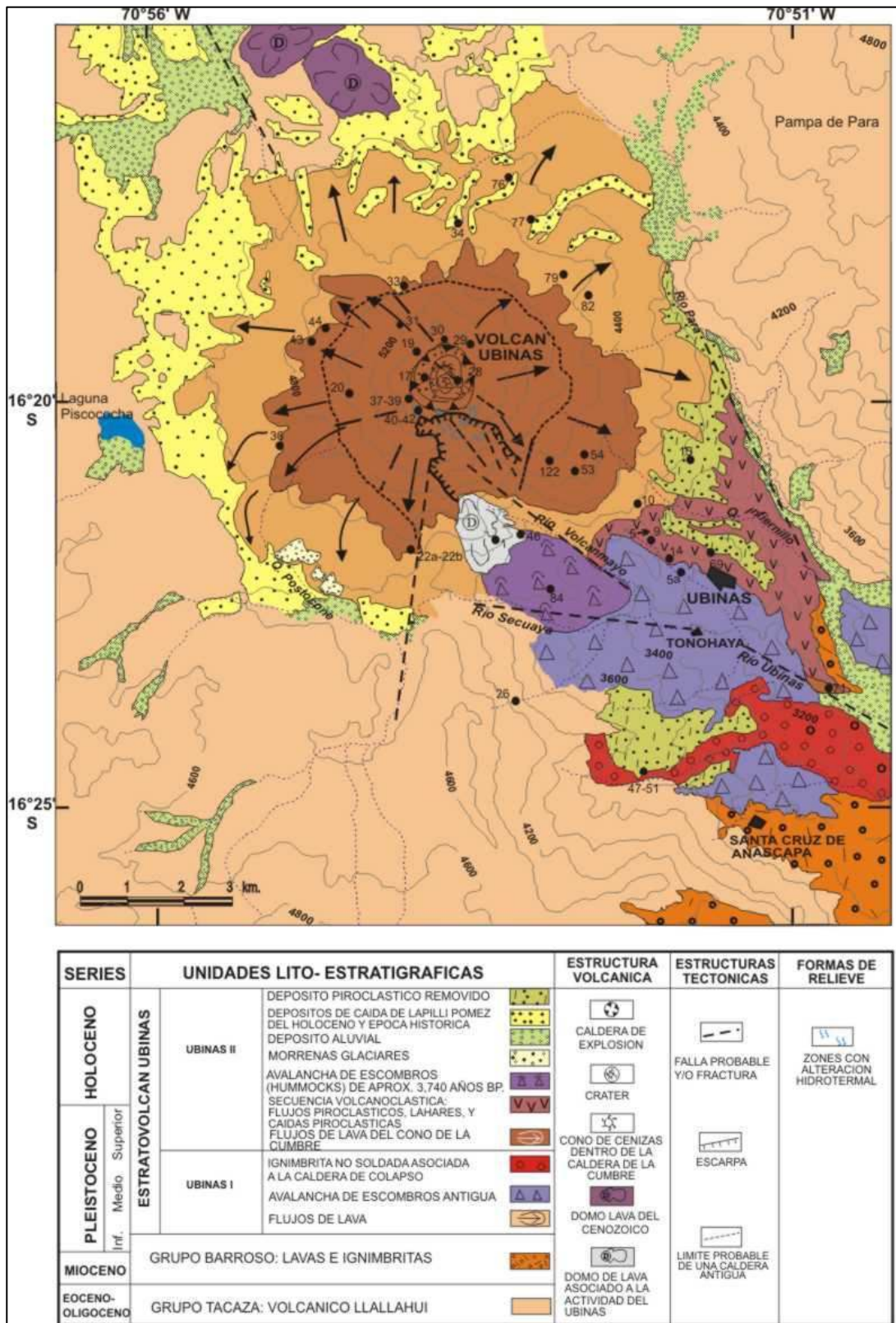


Figura 2.7 Mapa geológico del volcán Ubina y alrededores (Rivera M., 2000)

## 2.4 Historia Eruptiva del Volcán Ubinas

De acuerdo a los estudios geológicos y vulcanológicos se ha podido observar que el volcán Ubinas es el producto de una intermitente y variada actividad volcánica ocurrida desde el Pleistoceno superior. Eso lo demuestran los depósitos que conforman el actual estrato-cono y sobre todo los depósitos que afloran en la parte baja de los flancos Sur y Sureste. Dicha actividad explosiva se vino prolongando hasta el Holoceno, para continuar durante el siglo XX con intensa actividad fumarólica y algunas emisiones de cenizas, en forma intermitente.

Denominamos "actividad histórica" a la actividad eruptiva ocurrida desde la llegada de los españoles al actual territorio peruano, ocurrida en 1530.

Los estudios efectuados sobre la actividad eruptiva histórica del volcán Ubinas están basados en el trabajo efectuado por (Rivera et al., 1998), quien hizo una recopilación de relatos históricos, diarios antiguos de los siglos XVIII y XIX, e hizo encuestas a pobladores de la zona, y los datos obtenidos de los catálogos "Volcanoes of the world" (Simkin and Siebert, 1994) y "The active volcanoes of Perú" (Parodi and Hantke, 1966). Según estos trabajos el volcán Ubinas presentó 24 eventos volcánicos, referidos a altas emisiones de gases y cenizas, ocurridas durante 5 siglos (desde 1550 hasta la actualidad), con una recurrencia de 4 – 8 erupciones por siglo. La mayoría de las erupciones se caracterizaron por presentar un índice de explosividad volcánica  $\geq 1$  (Tabla 2.1). Las fechas de tres eventos eruptivos (1778, 1912 o 1913 y 1923 o 1925) no son muy precisas, debido a que los datos fueron encontrados en un artículo y mencionan pocas características de las erupciones. Según estos reportes, el volcán Ubinas en ocasiones ha manifestado intensa actividad fumarólica que provocaron alarma y tensión entre los pobladores del valle de Ubinas, quienes aún padecen de efectos provocados por la actividad de este volcán.

AÑO	INICIO	FINAL	TIPO DE ACTIVIDAD	IEV	OBSERVACIONES
1550			Erupción central y explosiva	3 ?	
1599	07 Feb.	22 Feb.	Erupción explosiva moderada	2	Cenizas grises cayeron cerca a Arequipa.
1600			Erupción explosiva		
1662			Erupción explosiva	2 ?	Las cenizas alcanzaron hasta las pampas de Sama y Locumba.
1677			Erupción explosiva de gran magnitud	3	Probablemente cayeron cenizas y flujos de escorias encontradas al NW y N del volcán.
1778			Erupción explosiva		
1784			Erupción central y explosiva	2	Alta actividad fumarólica y emisión de cenizas.
1826			Erupción central y explosiva	2	
1830			Erupción central y explosiva	2	
1862			Erupción central y explosiva	2	
1865			Erupción central y explosiva	2	Emisión de cenizas grises.
1867	24 Mayo	28 Mayo	Erupción central y explosiva	2	
1869		Octubre	Erupción central y explosiva	2	
1906		Octubre	Erupción central y explosiva	2	
1907		Octubre	Erupción central y explosiva	2	
1912- 1913 ?			Erupción central y explosiva	2	Cenizas cayeron sobre Ubinas Chojata y Yalahua afectó tierras de cultivo y murieron ganados por epidemias.
1923- 1925 ?			Erupción explosiva		Cenizas grises cayeron cerca de la ciudad de Arequipa.
1936	03 Ene.	Julio	Erupción explosiva y fumarólica	2	En el valle de Ubinas las cenizas destruyeron los cultivos.
1937	Mayo	Julio	Erupción central y explosiva	2	Las cenizas destruyeron terrenos de cultivo y generaron epidemias en el valle de Ubinas.
1951	Mayo	21 Oct.	Erupción central y explosiva	2	En el valle de Ubinas las cenizas causaron daños.
1956	Junio		Erupción explosiva y fumarólica	2	Emisión de cenizas causaron daños en los terrenos de cultivo y en poblados del valle de Ubinas.
1969	Mayo	Dic. ?	Erupción explosiva	2	En el valle de Ubinas las cenizas destruyeron los cultivos y afectaron a la población.
1995 - 1996	Dic.	Abril ?	Alta actividad fumarólica	1	Alarmó a la población en general fue reportado por el IGP e IRD.
2006 - 2009	Marzo	Dic. ?	Actividad explosiva: freatomgámica vulcaniana y alta actividad fumarólica	1	Las cenizas afectaron la salud de la población. La población de cinco poblados del valle de Ubinas fueron evacuados en junio del 2006.

**Tabla 2.1** Resumen de la actividad eruptiva historia del volcán Ubinas (Rivera et al., 2008)

## 2.5 Actividad Explosiva del 2006 – 2009

Entre julio de 2005 y 25 de marzo 2006, el volcán Ubinas presentó un incremento ligero en la emisión de gases, que se elevaban entre 100 y 300 m por encima de la caldera. Entre el 25 de marzo y 18 de Abril, empezó la emisión de gases y ceniza en forma de columnas eruptivas, un análisis de cenizas tomadas el 31 de marzo y el 5 de abril indican procedencia hidrotermal principalmente, pero ya había indicios de productos magmáticos frescos. Estas características sugieren que el volcán Ubinas hasta esa fecha presentó una actividad de tipo freática y freatomagmática. Durante un reconocimiento de personal del IG-UNSA e INGEMMET a la zona del cráter realizado el día 19 de Abril, observaron por primera vez un emplazamiento de un plug o tapón de lava incandescente en el fondo del cráter del volcán, ver figura 2.8. A partir de esta fecha cambió a un régimen magmático, primero con la emisión de lava de muy poco volumen en el fondo del cráter.



**Figura 2.8** Foto del fondo del cráter del volcán Ubinas tomada el 19 de abril del 2006 (Rivera et al., 2008)

El día 20 de abril, por primera vez ocurrieron fuertes explosiones, una de las cuales originó una columna eruptiva de hasta 3000 metros, y el sonido de la explosión fue percibida hasta más de 15 km alrededor del cráter ver figura 2.9. Esta actividad explosiva importante se mantuvo durante los meses de abril a agosto del 2006, con emisiones de ceniza en formas de plumas volcánicas que excepcionalmente ascendieron hasta 3500 y 4000 m sobre la cima (29 de mayo; 02, 18, 23 de junio; y 19 de julio), siendo luego dispersadas preferentemente al Norte, Oeste y SE del volcán hasta una distancia mayor de 50 km. Desde el mes de septiembre 2006 hasta fines de diciembre del 2009 en general la actividad del Ubinas disminuyó.



**Figura 2.9 a)** El 20 de abril de 2006 el volcán Ubinas emite una columna de cenizas que alcanza 3 km de altura sobre la cima. **b)** Una bomba de 2 m de diámetro et un cráter de impacto de 6 m a una distancia de 300 m del cráter, Mayo del 2006 (Rivera et al., 2008)

Según las características de estas erupciones moderadas y los productos emitidos, la mayoría de estos eventos probablemente se debieron a la descompresión de gases atrapados por debajo de un “tapón de lava” que sellaba el conducto volcánico. Estas características y la composición del magma andesítico actual, sugieren un comportamiento eruptivo moderado de tipo vulcaniano.

Luego de ocurridas la primeras explosiones en el volcán, el IGP instaló estaciones sísmicas digitales en los alrededores del volcán, entre el 21 y 26 de abril, sobre los flancos N y S del volcán, operaron dos estaciones sísmicas digitales Reftek con sismómetros 3C de banda ancha Guralp CMG40T. Posteriormente en mayo, la estación sísmica UB1 fue construida y entró en funcionamiento el 24/05/2006, con enlace telemétrico hacia la Oficina de Cayma en Arequipa. Fue gracias a esta estación que se hizo la mayor parte del seguimiento al proceso eruptivo.

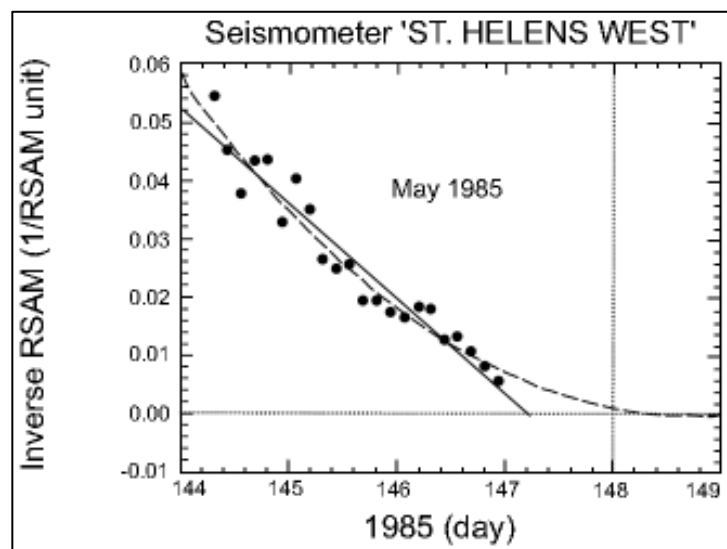


**Figura 2.10** Construcción de la estación de UB1, en respuesta a la crisis del 2006 (IGP, 2006)

## CAPÍTULO III SISMOLOGÍA VOLCÁNICA Y PRONÓSTICO DE ERUPCIONES

### 3.1 Trabajos Anteriores

[Voight y Cornelius, 1991] Estudian el comportamiento de la sismicidad del monte St. Helens para el periodo 1985-1986, utilizando el 1/RSAM como parámetro del método de fallo de material. Explican que las extrapolaciones del 1/RSAM al eje del tiempo se podían esperar la ocurrencia de un evento, como fue comprobado posteriormente. Para la crisis de Mayo de 1985 también se obtuvo un pronóstico del evento volcánico, con una diferencia de 12 a 7 días del tiempo real de ocurrencia, a partir del ajuste del 1/RSAM. Los autores explican que el método de fallo de material combinado con el 1/RSAM puede proveer una importante y útil herramienta para predecir erupciones, teniendo en cuenta que la habilidad del método dependerá de las características de cada volcán así como de los mecanismos y circunstancias que actúen en cada episodio volcánico.

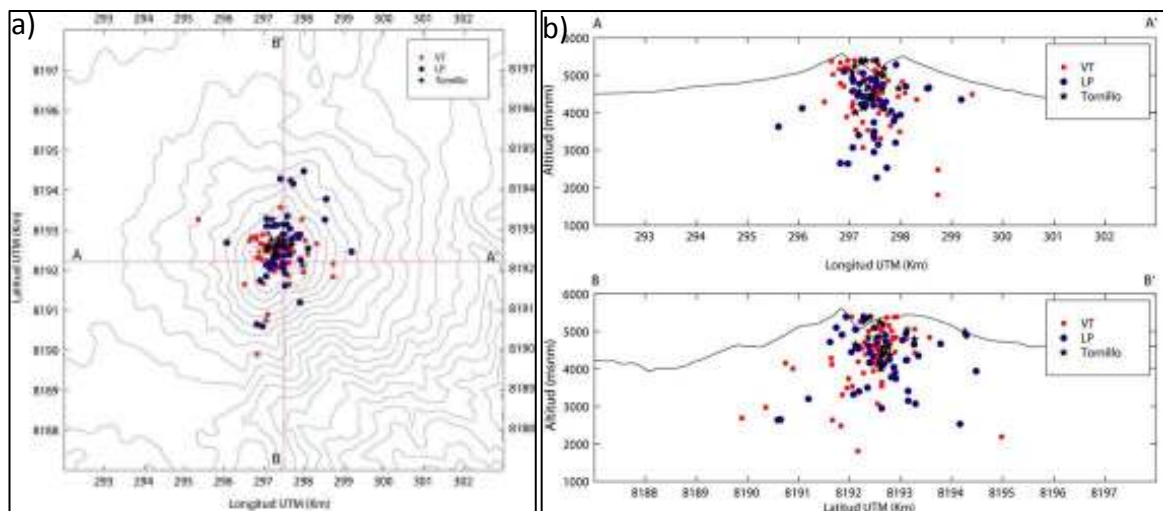


**Figura 3.1** Inversa de RSAM de una estación sísmica durante la actividad del monte St Helens en mayo de 1985 vs tiempo. Los datos han sido promediados cada 3 horas (Sparks R.S.J., 2003)

[Endo et al., 1996] Estudian la posibilidad que existan características comunes entre el incremento de la amplitud de energía sísmica RSAM antes de una erupción y la sismicidad precedente.

[Metaxian et al., 1998; Macedo et al., 2002; Taipe, 2006] En 1998 realizaron un estudio sísmico del volcán Ubinas mediante una red de 6 estaciones sísmicas digitales Reftek, desplegadas sobre los

flancos del volcán y en la cumbre sobre la caldera. En base a 771 señales plenamente identificadas en al menos 3 estaciones de la red, han realizado el análisis de la forma de la onda y de su espectro. Determinado así la existencia de una importante sismicidad caracterizada por diverso tipo de sismos asociados a fracturas (eventos VT, 36% del total de sismos) y paso de fluidos en inmediaciones del cono (eventos de periodo largo o LP y tremores, 64% del total de sismos). La figura 3.2, muestra la distribución espacial de los sismos localizados, donde se observa que la mayor parte de la sismicidad se localiza principalmente por debajo de la zona de la caldera.

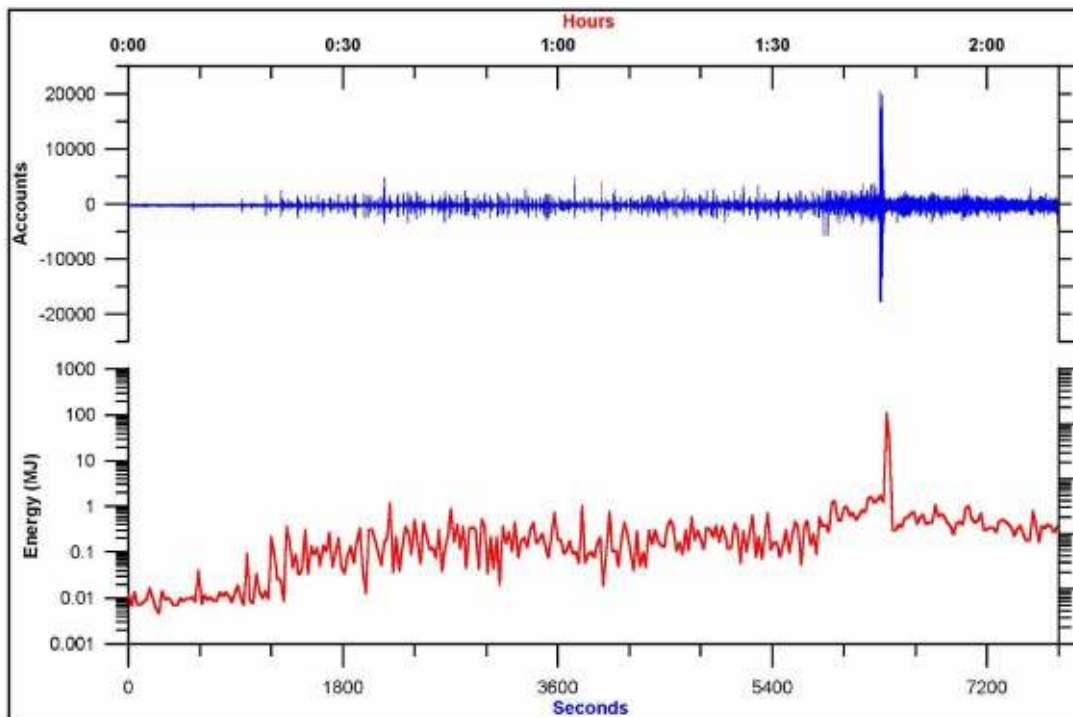


**Figura 3.2 a)** Distribución espacial de todos los eventos localizados, **b)** Vista de los cortes transversales (Taipe, 2006)

[Sebastien et al., 2003] Analizan series temporales de la tasa diaria evento sísmico del volcán Kilauea, Hawai, entre 1959 y 2000. Donde observan que las erupciones no siempre son precedidas por un aumento en la tasa de eventos, y muchos de los aumento en la tasa de eventos no conducen a una erupción. Sin embargo, observan que la aceleración surge entre 10-15 días antes de la erupción.

[Grasso y Zaliapin, 2004] Estudian la posibilidad de predecir erupciones en volcanes basálticos estudiando el incremento de la tasa de sismicidad horas antes de las erupciones. Esta aceleración en la tasa de eventos sísmicos ha sido observada antes de las erupciones en casos individuales por (Voight 1988), (Cornelius y Voight 1994), y (Kilburn y Voight 1998).

[Macedo et al., 2006 - 2008] Observan el incremento de la actividad de eventos LPs, que preceden a muchas explosiones en el volcán Ubinas. La figura 3.3, muestra un ejemplo de explosión ocurrida el 31 de agosto 2006, donde cerca de 90 minutos antes de la explosión, se puede observar el incremento de los eventos tipo LPs.



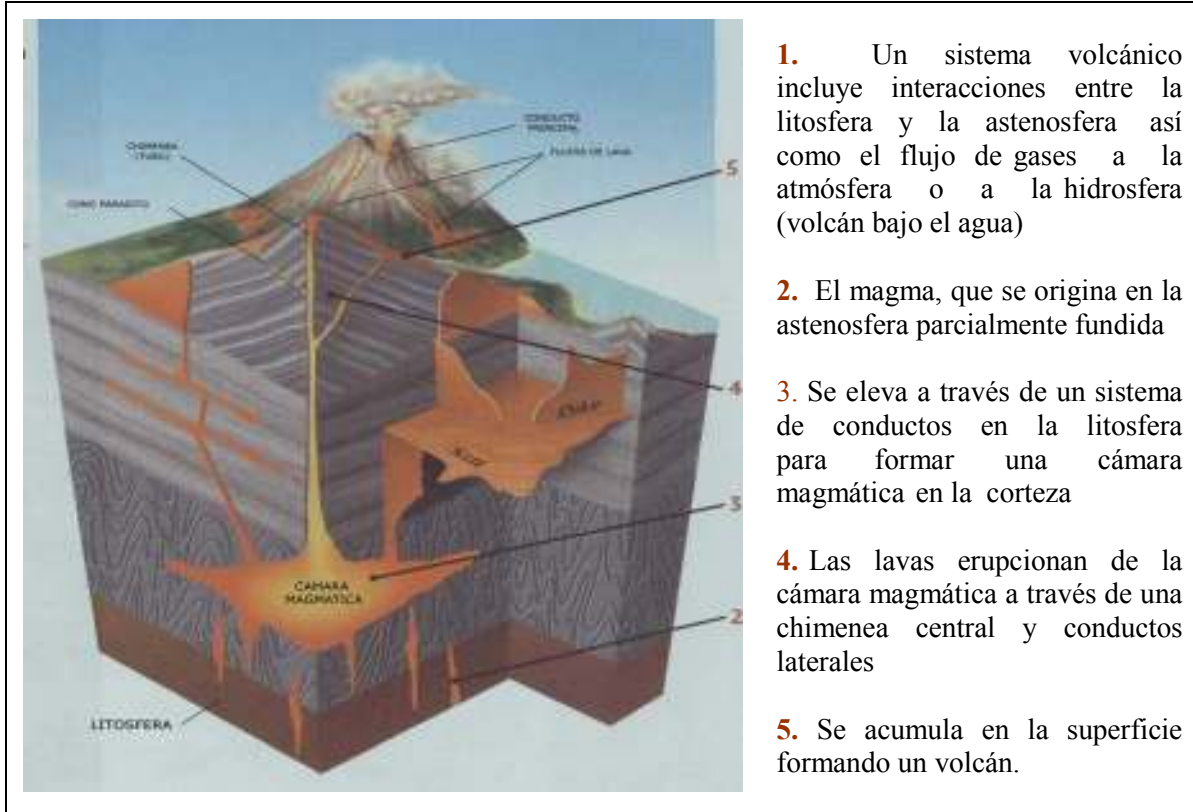
*Figura 3.3 Incremento de la actividad LP antes de la explosión del 31 de agosto 2006 (Macedo et al., 2006-2008)*

### 3.2 Vulcanismo

El vulcanismo es un proceso donde el magma y gases asociados suben por la corteza terrestre siendo expulsados a la superficie y/o a la atmósfera, ver figura 3.4. Es bien conocido que la aparición de un volcán en un determinado lugar y momento no se debe al azar. También sabemos que el vulcanismo es una manifestación superficial de los mismos procesos energéticos endógenos que vienen actuando desde la constitución del Planeta y que han configurado la actual distribución de océanos y continentes determinando su evolución. Se trata por lo tanto de un fenómeno con gran trascendencia en la historia de la Tierra. Sin embargo, el interés que despierta el vulcanismo en nuestra sociedad no se debe a la relevancia geológica del fenómeno volcánico, sino a sus facetas destructivas como generador de una de las denominadas catástrofes o desastres naturales.

El 80% de los volcanes holoceno se ubican en medio centenar de franjas. Las diferencias en la actividad volcánica de las distintas franjas o regiones vienen determinada primordialmente por su situación geodinámica. Esta situación puede definirse con referencia a los movimientos relativos entre las placas litosféricas:

- Zonas de convergencia de placas (subducción).
- Zonas de divergencia de placas (expansión oceánica).
- Zonas de intraplaca (puntos calientes, rifts).



**Figura 3.4** Estructura general de un volcán (Grotzinger et al., 2007)

La salida del magma a la superficie se produce en tres formas: líquido (lavas), gases y proyección de fragmentos sólidos (piroclastos y clasto fragmento). La naturaleza de una erupción depende de las características físicas y químicas del magma.

- **Composición:** el contenido de SiO<sub>2</sub> es importante para calcular viscosidad.
- **Temperatura:** los magmas más calientes son menos viscosas. Lavas basálticas son más calientes y fluidas que las riolíticas.
- **Gases disueltos:** afectan la movilidad del magma y es el condicionante para que la erupción sea tranquila o explosiva

Los volcanes pueden ser de diferentes tipos (forma topografica), de acuerdo a la naturaleza de la erupción y composición del magma, ver figura 3.5, entre los que se encuentran las calderas, los

conos cineríticos, maares, volcanes escudo, estratovolcanes y domos. Saber a qué tipo pertenece un volcán, proporciona mucha información acerca de la actividad que ha presentado en el pasado.

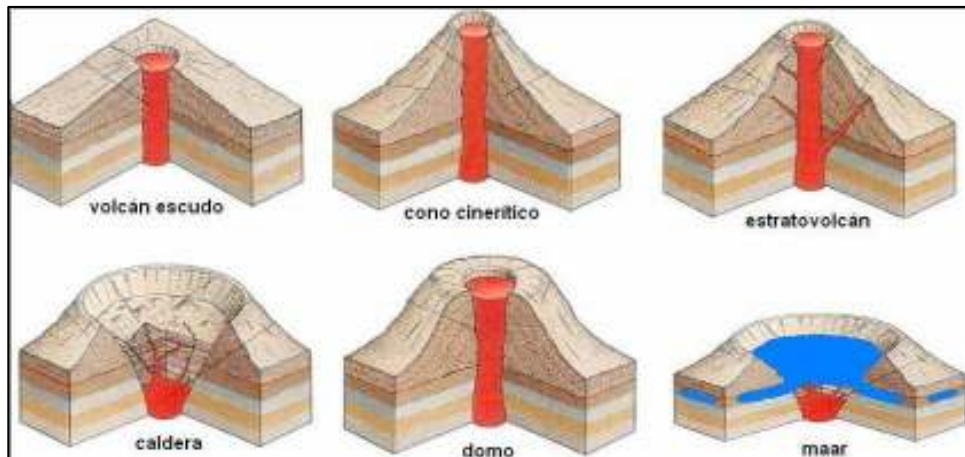


Figura 3.5 Tipo de volcanes según su forma topográfica (Alarcón, 2008)

### 3.2.1 Tipo de Erupciones

El magma puede salir a la superficie sin explotar y se tiene una **erupción efusiva**. Si el magma acumula más presión de la que puede liberar, las burbujas en su interior crecen hasta tocarse y el magma se fragmenta, produce una **erupción explosiva**, ver figura 3.6.

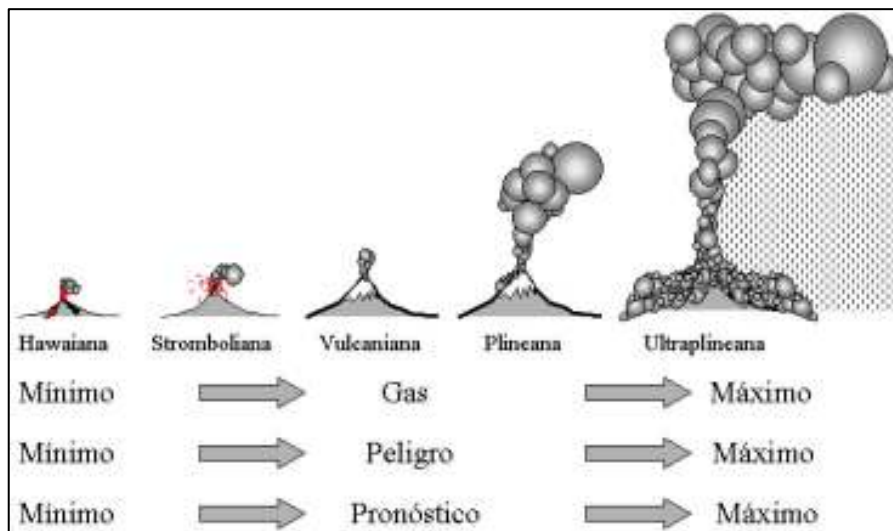


Figura 3.6 Tipos de erupción (Ortiz, 2004)

La columna eruptiva es la característica más representativa de una **erupción explosiva**, ver figura 3.7, esta columna está formada por una mezcla de cenizas y gases que ascienden adiabáticamente. Los flujos piroclásticos corresponden a colapsos de la columna al fallar su

capacidad ascensional. Los fragmentos más pesados son proyectados balísticamente (bombas). Las partículas más finas se dispersan en la atmósfera, cayendo en forma de lluvia de cenizas a grandes distancias del volcán. Los gases pueden permanecer mucho tiempo en la estratosfera.

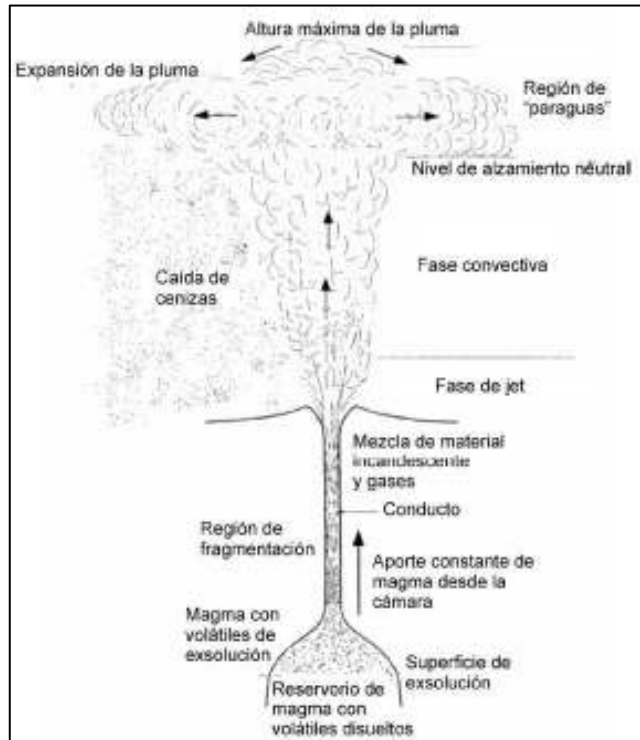


Figura 3.7 Formación de una columna eruptiva durante una explosión magmática (Carey y Bursik, 2000)

**Índice de Explosividad volcánica** (IEV) fue creado por (Newhall y Self, 1982), con el propósito de describir la magnitud del volcanismo activo histórico, en esta escala intervienen que tan grande es una erupción considerando el volumen de material emitido y tasa de emisión calculados a partir de la altura de la columna. De tranquila a cada vez más explosivas:

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción general	No explosiva	Poco explosiva	Moderadamente explosiva	Explosiva	Explosiva	Muy explosiva	Muy explosiva	Muy explosiva	Muy explosiva
Volumen de tefra (Km <sup>3</sup> )	< 0,00001	> 0,00001	> 0,001	> 0,01	> 0,1	> 1	> 10	> 100	> 1000
Alto de la pluma	menos a 100 m	100-1000 m	1-5 km	5-15 km	10 - 25 km	> 25 km	> 25 km	> 25 km	> 25 km
Estilo eruptivo	Hawaiana	Hawaiana/Estroboleana	Volcánica	Volcánica/Pirriana	Pirriana	Pirriana/Ultraplumosa	Ultraplumosa	Ultraplumosa	
Frecuencia	Diaria	Diaria	Semanal	Anual	Cada 10 años	cada 100 años	cada 100 años	cada 1000 años	> 10000
Número de erupciones históricas	487	683	3176	733	119	19	5	2	0
Ejemplos	Kilauea	Estromboli	Galeras 1992	Ruiz 1985	Galung 1982	Santa Elena 1981	Krakovoa 1883	Tambora 1815	Tubo 75000 años atrás

Tabla 3.1 Índice de explosividad volcánica (Spallett et al, 2010)

- **Tipo Hawaiano:** (de Hawaii, EUA) Sus lavas son muy fluidas, sin que tengan desprendimientos gaseosos explosivos, estas lavas forman grandes flujos e incluso lagos de lava. Los gases son liberados en forma pasiva. Las erupciones violentas son raras y los gases pueden impulsar fuentes de lava que llegan a alcanzar 500 m de altura.
- **Tipo Estromboliano:** (de Stromboli, Italia) Se caracteriza por una actividad regular o constante de explosiones que lanzan lava pastosa en estado incandescente. Son acompañadas por ríos de lava, emisión de gases que por lo general no supera los 500 m de altura y suelen edificar conos de escoria con bastante rapidez.
- **Tipo Vulcaniano:** (de Vulcano, Italia) Las erupciones son menos frecuentes y más violentas debido principalmente a que el magma es más viscoso y por lo tanto la liberación de los gases más difícil. Tales erupciones van acompañadas por una gran nube de gases cargados de ceniza y fragmentos de rocas que alcanzan de 10 a 20 km de altura. Después de ocurrida la explosión, que limpia la chimenea, una corriente de lava puede tener lugar, ya sea saliendo por el cráter principal, secundario o por una fisura lateral.
- **Tipo Sub Pliniano:** Muy explosivo, con columnas eruptivas de hasta unos 30 km de altura y se mantienen durante largos periodos de tiempo, la emisión de grandes volúmenes de tefra; asociadas a magmas dacíticos y riolíticos.
- **Tipo Pliniano:** Son altamente explosivas, el típico material eyectado es pómez, característico de magmas muy ricos en sílice. En este tipo de erupción, la columna puede alcanzar hasta unos 50 km de altura. A menudo son acompañadas por el colapso de la parte superior del edificio volcánico. Ejemplo de este tipo fue la erupción del Vesubio (Italia, 79 DC), Quizapu (1932; IEV=5) y Hudson (1991; IEV=4). Composición típica: dacítica-riolítica.
- **Tipo Ultra Pliniano:** La columna se eleva sobre los 40 kms. No hay ejemplos históricos de este tipo de erupciones catastróficas. El volcán Maipo tuvo una erupción de este tipo hace 450.000 años y el volumen de piroclastos alcanzó hasta 500 km<sup>3</sup>. Composición típica: riolítica.

En la clasificación de (G. WALKER), encontramos otros tipo de actividad como la surtseiana (Capelinhos por ejemplo, 1957) y freatoplíniana (por ejemplo, Askja, Islandia, 1875) corresponden a erupciones hidrovulcánicas (interacción con el magma-agua) en aguas poco profundas y se asocian, respectivamente, a magmas básicos (por ejemplo, basalto) y rocas ácidas (por ejemplo, riolita).

### 3.3 Vigilancia de Volcanes

Para que un volcán entre en erupción es necesaria una condición imprescindible, **debe existir magma**; si en el sistema no hay magma susceptible de salir es imposible que se produzca una erupción. Partiendo de este principio, si somos capaces de conocer cuáles son las propiedades físicas de este magma (si se mueve, si cambian las condiciones a las que está sometido y si ello facilita su salida a la superficie), podremos establecer cuándo y cómo será la futura erupción del volcán. El ascenso del magma está condicionado por su viscosidad, por ello es un proceso muy lento, incluso los magmas muy fluidos (basálticos) necesitan más de dos días para alcanzar la superficie desde las zonas de almacenamiento situadas en la base de la corteza. No se conoce ningún volcán que haya pasado de un estado de reposo al de erupción violenta de forma repentina. Aunque en muchos casos, la falta de vigilancia, la ignorancia asumida, o la dejadez ante el evidente incremento de las manifestaciones externas, haya provocado un desastre.

Hay algunos signos de la actividad volcánica que son apreciables a simple vista: aparición de nuevas fumarolas o cambios en las existentes, variaciones en las propiedades de las aguas termales, en la distribución y temperaturas de los suelos calientes o la apertura de fracturas. Otros fenómenos, como la actividad sísmica o la deformación, requieren el empleo de instrumentos muy sensibles, pues cuando son sentidos directamente por la población podríamos encontrarnos en una fase ya muy avanzada del proceso. El conocimiento que hoy tenemos de los volcanes hace prácticamente imposible que entren en erupción sin que sus signos premonitores hayan sido percibidos, aunque para ello, haya que contar con un mínimo de instrumentación situada sobre el volcán y, especialmente, con un equipo científico y técnico que analice periódicamente los datos y garantice su correcta interpretación.

#### 3.3.1 El Semáforo de un Volcán

De acuerdo a experiencias pasadas y a diversos ensayos con distintas escalas, se considera que la manera más simple y adecuada de cuantificar la actividad volcánica es a través de un semáforo de tres colores: verde, amarillo y rojo, siendo como de costumbre el verde el nivel de menor actividad, el amarillo nivel de actividad media a alta y el rojo como el de mayor actividad volcánica.

El semáforo del volcán también permite definir en cada momento como deben actuar los equipos técnicos que intervienen en la gestión de la crisis volcánica, así como las comunicaciones que deben establecerse con los estamentos de la Protección Civil. Para uso

exclusivamente interno de los diferentes grupos que intervienen, en el seguimiento de la actividad volcánica, y sin trascender a la población, se utilizan otros niveles para cada color.

N	Semáforo	Definición	Actuación	Comunicaciones
0	Verde	Estado normal de la actividad	Rutina	Reuniones periódicas de los grupos científicos para análisis de datos y elaboración de boletines/informes anuales
1	Verde	Señales anómalas	Revisión de los instrumentos. Comprobación de los eventos	Consultas entre especialistas implicados
2	Verde	Continúan las señales anómalas	Despliegue instrumentación suplementaria Declaración, si procede, del paso a semáforo amarillo para su comunicación a las autoridades de Protección Civil. Designación de un Portavoz científico único	Reuniones de especialistas y responsables de los grupos científicos para el seguimiento y evaluación de las anomalías
3	Amarillo	Incremento de la anomalía o aparición de otros indicadores	Despliegue instrumentación de crisis. Delimitación geográfica del espacio potencialmente afectado Solicitar la Convocatoria del “Comité de Evaluación y Seguimiento de los fenómenos volcánicos” para declarar, si procediera, el paso a semáforo rojo	Comunicación permanente del Portavoz Científico con la autoridad responsable de Protección Civil Reunión de especialistas y responsables de los grupos científicos para el seguimiento y evaluación de las anomalías
4	Rojo	Aceleración de la actividad y/o evidencia de presencia de magma	Se espera el inicio de una erupción	Comunicaciones en el marco del “Comité de Evaluación y Seguimiento...” ampliado en su caso con otros especialistas
5	Rojo	Erupción	Seguimiento del proceso eruptivo	Ruedas de Prensa diarias del Portavoz Científico y los especialistas que se designen

NOTA: Los niveles 0, 1 y 2 pertenecen únicamente al ámbito científico. Aunque la comunicación oficial a Protección Civil se produce al pasar del nivel 2 al 3, conviene realizar una comunicación personal al equipo técnico de Protección Civil cuando se alcanza el nivel 2.

**Tabla 3.2 Niveles del semáforo de un volcán (Modificado de Llinares et al, 2004)**

### 3.3.2 Sistemas de Vigilancia Volcánica

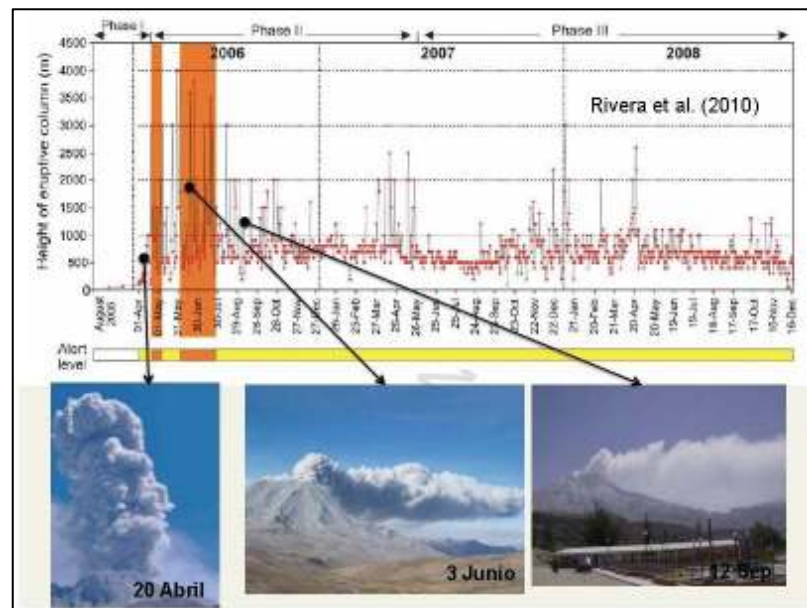
Una erupción es un proceso en el cual se libera la energía contenida en el magma a la superficie de la Tierra, ya sea en la atmósfera o en el mar. En un volcán activo, aún en fase de reposo, se producen múltiples procesos asociados al movimiento de los fluidos magmáticos en el sistema o al reajuste del edificio volcánico. Muchos de estos procesos involucran niveles muy pequeños

de energía, siendo muy difícil detectarlos así como identificar sus causas, establecer los pronósticos de evolución y con toda esta información poder gestionar el semáforo del volcán.

En la actualidad, la vigilancia de volcanes se hace midiendo instrumentalmente la actividad sísmica, deformación, emisión de gases y temperaturas anómalas, complementado con la información obtenida a través de la observación directa por el hombre.

- **Observación Directa**

Desde los inicios de la Historia tenemos constancia de la observación de los fenómenos volcánicos, recogidos en textos clásicos; por ejemplo la erupción de Santorini (Grecia) y la evacuación anticipada de Pompeya y Herculano (Italia). Los fenómenos fácilmente observables son: ruidos, leves movimientos sísmicos, aparición de fumarolas, contaminación de aguas con gases volcánicos (acidez y olor a huevos podridos), variación del nivel de los pozos de agua, etc.

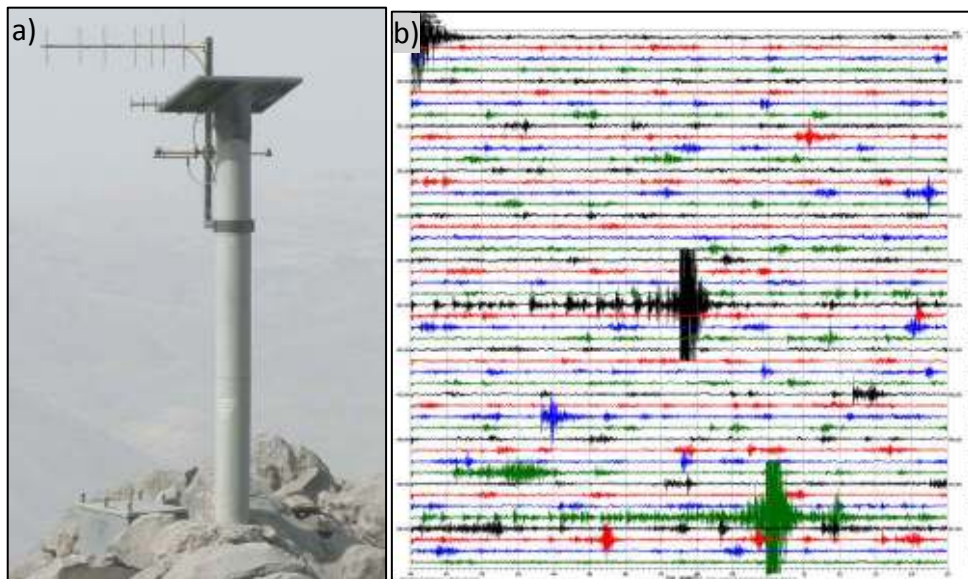


**Figura 3.8** Monitoreo visual del volcán Ubinas, 2006 – 2008 (Rivera et al., 2010)

- **Vigilancia Sísmica**

El seguimiento de la actividad sísmica es la más antigua de las técnicas de vigilancia de volcanes, desarrollándose ya a finales del siglo XVIII los primeros instrumentos para el estudio de los temblores del volcán Vesubio en Italia.

La instrumentación de cualquier volcán comienza con la instalación de un sismómetro, añadiéndose otras técnicas de vigilancia a medida que las posibilidades económicas lo permiten, esto se debe al mayor desarrollo que presenta la sismología en todas las Universidades y Centros de Investigación, al menor coste aparente de la instrumentación sísmica y a la mayor facilidad para realizar un análisis elemental de los datos obtenidos. Además, al existir más volcanes con instrumentación sísmica, nos encontramos con mayor abundancia de datos y con buenos ejemplos de cómo ha evolucionado la sismicidad antes, durante y después de una erupción.

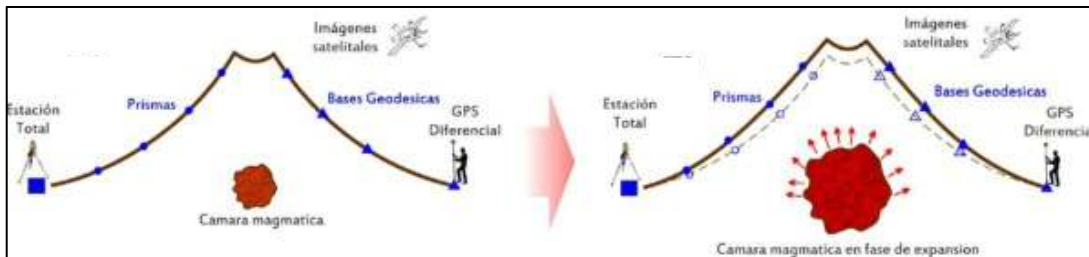


**Figura 3.9 a)** Estación sísmica UB2 en el volcán Ubinas. **b)** Sismograma del día 18/06/2006 de la estación UB1 componente Z (Fuente IGP)

El aumento de la actividad del volcán lleva asociado un incremento de la sismicidad. Estos eventos sísmicos son de pequeña magnitud debido a la escasa energía disponible que puede liberarse como energía sísmica. Las explosiones que acompañan a las erupciones también producen un tipo de evento sísmico muy característico, aunque de poca energía.

- **Deformación Volcánica**

La deformación del suelo debido a la intrusión del magma volcánico es reconocida como un importante precursor de la erupción de un volcán en actividad. Antes de que ocurra la erupción generalmente la superficie del volcán se expande debido al aumento de la presión dentro de la cámara magmática que es causada por los movimientos ascendentes del magma que se encuentra bajo el volcán. La tendencia expansiva se invierte después de que el magma es liberado de la cámara provocando una deflación de los flancos del volcán (Figura 3.10).



**Figura 3.10** Deformación del suelo causada por la actividad magmática

El patrón y la tasa de desplazamiento superficial revelan la profundidad y la relación de incremento de presión dentro de la cámara de magma subterránea (Dvorak & Dzurisin 1997) dando así una importante información acerca del estado del volcán. Como la deformación del suelo tiende a preceder las erupciones por periodos de horas a meses; la vigilancia geodésica es una herramienta eficaz para mitigar los peligros. Hay que tener presente que la deformación varía con la distancia y sólo muy cerca del centro de emisión alcanza valores importantes.

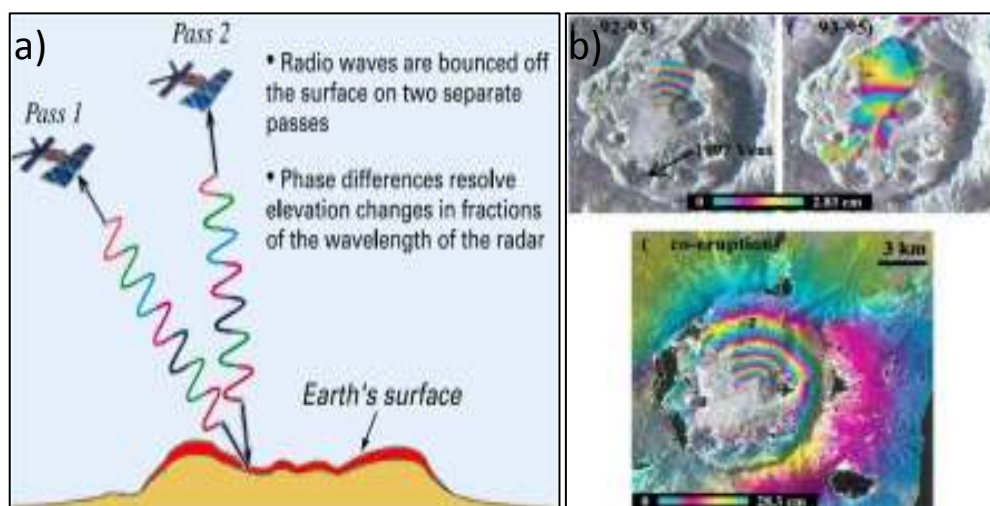
Las técnicas para la medida de la deformación utilizan aparatos como el teodolito, nivel, distanciómetro, inclinómetro e imágenes satelitales. El principal problema reside en la dificultad de diferenciar los efectos superficiales producidos por el hielo, agua, viento, vegetación, de los generados por la actividad volcánica a mayor profundidad.

**La interferometría de radar de apertura sintética (InSAR)** puede detectar pequeñas diferencias en la distancia entre su posición y la Tierra. La superficie terrestre se mueve, ya sea hacia arriba, abajo, o de lado. El InSAR muestra patrones espaciales de la deformación en gran detalle, y en combinación con los sistemas de monitoreo convencionales, los científicos pueden tener una visión más clara y precisa de los fenómenos en estudio.

Para detectar la deformación de la superficie de la Tierra mediante InSAR, se requiere de dos imágenes de radar tomadas desde el espacio y del mismo lugar, aproximadamente. Las tomas

deben ser de un área específica de la superficie de la Tierra, pero en dos momentos diferentes (figura 3.11 a).

La elevación de la superficie del suelo se ha producido entre la primera y la segunda pasada del satélite. Así, la longitud total de la señal de retorno para la segunda toma de imagen, es ligeramente más corta que para la primera toma.



**Figura 3.11 a)** Ejemplo de la interferometría de radar detecta la elevación de la superficie de la Tierra en dos momentos diferentes (Modificado de Zhong Lu, 2004). **b)** Deformación superficial de la tierra antes y durante la erupción del 1997 en el volcán de Okmok, Alaska, (Sparks R.S.J., 2003)

### • Monitoreo Geoquímico

Las técnicas actuales de vigilancia geoquímica de los volcanes parten de considerar que las emisiones gaseosas están en equilibrio cuando el volcán se encuentra en reposo. Cuando el sistema volcánico evoluciona, se produce un desequilibrio más o menos fuerte en la composición de los gases y este desequilibrio es el indicador de la actividad. Los gases procedentes del magma circulan por el sistema de fracturas, interaccionando con los distintos acuíferos y saliendo a la superficie en forma de fumarolas o de fuentes termales. El SO<sub>2</sub> y el CO<sub>2</sub> se consideran los componentes más significativos de la presencia de magma. Para obtener información completa sobre la composición del gas volcánico, la única forma consiste en realizar un muestreo directo de las fumarolas, analizándose posteriormente en el laboratorio mediante las técnicas químicas habituales. Esto se debe, fundamentalmente, a que los gases se disipan rápidamente y son fácilmente contaminables, además de salir a elevada temperatura y ser corrosivos, imposibilitando con ello la instalación de sensores de forma permanente.

El monitoreo geoquímico, también permite observar variaciones en parámetros fisicoquímicos en las fuentes de agua que tengan influencia del sistema hidrotermal de un volcán. En estas fuentes se pueden identificar variaciones de su temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) potencial de hidrogeno (pH) conductividad eléctrica (CE) solidos totales disueltos (TDS) y composición química de las sales disueltas en el agua (aniones y metales disueltos).



*Figura 3.12 Ejemplo del monitoreo geoquímico en el volcán Colima, México*

- **Otras Técnicas**

El seguimiento de las nubes de cenizas es otro tema que se está estudiando intensamente por su relevancia en la seguridad del tráfico aéreo debido al parecido que tienen estas nubes con las meteorológicas y que los sistemas de radar no son capaces de discriminar adecuadamente.

La combinación en tiempo real de información meteorológica y volcanológica permite para algunos volcanes con pautas repetitivas, desarrollar sistemas para la alerta automática de la presencia de cenizas en la atmósfera. Igualmente, para volcanes en crisis o aquellos que presentan actividad persistente es importante contar con un sistema de cámaras que permita la vigilancia visual de forma remota (Figura 3.13); para poder obtener imágenes nocturnas se está ensayando la utilización de cámaras infrarrojas.

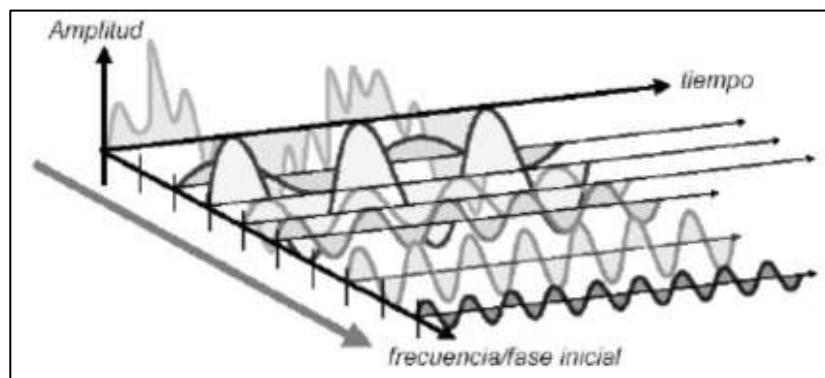


*Figura 3.13 Vigilancia visual con una cámara de vídeo que permite obtener imágenes (Cada diez segundos) de la actividad del volcán (Observatorio Volcán de Colima)*

### 3.4 Análisis de Señales

El análisis de señales es la matemática, los algoritmos, y las técnicas usadas para manipular estas señales después de que estas hayan sido convertidas a un formato digital. Una señal digital es una representación numérica (lenguaje de 1s y 0s) de una señal analógica. En el mundo real, podemos convertir estas señales en señales digitales a través de un proceso de conversión analógico digital, procesar las señales, y si es necesario regresar estas señales al mundo analógico a través de un conversor digital analógico.

Cualquier señal expresada en el dominio del tiempo puede expresarse como una suma, discreta o continua, de sinusoides de distintas frecuencias. De este modo, la señal queda determinada como un conjunto, discreto o continuo, de parejas amplitud/fase (una pareja por frecuencia) que forma el espectro en frecuencia de la señal. Además, se dice que la señal está representada en el dominio de la frecuencia.



**Figura 3.14** Representación de una señal  $x(t)$  bajo la forma de suma de sus componentes de distintas frecuencias

En este análisis existe un gran número de herramientas que se han ido desarrollando con el paso de los años, entre las que destaca, sin lugar a dudas, la Transformada de Fourier, la que se ha hecho un nombre reconocido gracias a su capacidad de entregar una representación del contenido de frecuencias que posee una determinada señal. Sin embargo, hace no más de 20 años, se han venido desarrollando nuevas herramientas, que permiten realizar un análisis de las señales desde otra perspectiva, surgidas principalmente ante la necesidad de poder analizar señales que no se comportan en forma estacionaria, o que presentan cambios bruscos en intervalos muy pequeños como son las transformadas de Wavelets, la transformada de Hilbert, y entre otros.

En el caso de señales periódicas se tendrá un espectro formado por un conjunto discreto de frecuencias (serie de Fourier). En cualquier otro caso y en general, el espectro es continuo (suma

continua o integral) y se obtiene mediante la transformada de Fourier de la señal. Esta práctica está orientada al estudio de señales en el dominio de la frecuencia en las dos modalidades mencionadas, discreta y continua.

### 3.4.1 Series de Fourier

Cualquier señal periódica  $x(t)$ , de periodo  $T_0$  (frecuencia  $f_0 = 1/T_0$ ), puede desarrollarse en serie de Fourier:

$$x(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos 2\pi f_0 t + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin 2\pi f_0 t \quad (3.1)$$

donde los coeficientes del desarrollo en serie se calculan como:

$$a_0 = \frac{1}{T_0} \int_0^{T_0} x(t) dt \quad (3.2)$$

$$a_n = \frac{2}{T_0} \int_0^{T_0} x(t) \cos n\omega_0 t dt \quad (3.3)$$

$$b_n = \frac{2}{T_0} \int_0^{T_0} x(t) \sin n\omega_0 t dt \quad (3.4)$$

donde  $\omega_0 = 2\pi f_0$

### 3.4.2 Transformada de Fourier

La generalización de la serie de Fourier para señales periódicas a cualquier tipo de señal da lugar a la transformada de Fourier. Esta transformada se puede deducir a partir de la siguiente expresión compleja de la serie de Fourier:

$$x(t) = \sum_{n=1}^{\infty} X_n e^{jn\omega_0 t} \quad (3.5)$$

donde  $\omega_0$  es la frecuencia fundamental de la señal periódica. De aquí, podemos generalizar pasando sumatoria a integral:

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(\omega) e^{j\omega t} d\omega \quad (3.6)$$

$$x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j\omega t} dt \quad (3.7)$$

donde la ecuación (3.7) recibe el nombre de Transformada de Fourier de la señal  $x(t)$ , siendo la primera su transformada inversa. La nueva variable  $\omega = 2\pi f$  representa la frecuencia.

### 3.4.3 Transformada Discreta de Fourier

Análogo a la serie, la transformada de Fourier descompone la señal en senos y cosenos de diferentes frecuencias y amplitudes. Es de destacar que el uso de esta transformada implica la solución de integrales que hacen el análisis continuo para todo tiempo.

$$X(\omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n) \cdot e^{-j\omega n} \quad (3.8)$$

donde ahora  $\omega$  es una frecuencia normalizada a la de muestreo que varía entre  $-\pi$  y  $\pi$  ( $\pi$  corresponde a la mitad de la frecuencia de muestreo). La expresión (3.8) recibe el nombre de Transformada de Fourier de Tiempo Discreto (DTFT).

Y su inversa es

$$x[n] = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} X(\omega) \cdot e^{j\omega n} d\omega \quad (3.9)$$

La DTFT tiene el problema de no ser adecuada para un tratamiento por ordenador. En primer lugar, porque es imposible disponer de una señal de longitud infinita, y en segundo lugar, porque es poco operativo manejar una expresión como la de la ecuación (3.9). Es preferible, a efectos de procesamiento digital, disponer de un conjunto finito de valores de la transformada ya que los sistemas de adquisición de datos no pueden obtener ni analizar la totalidad de la información. Por ello, se suele usar la Transformada Discreta de Fourier (DFT), definida como:

$$X(n) = \sum_{k=0}^{N-1} x(k) W^{nk} \quad (3.10)$$

donde  $W = e^{-j2\pi/N}$ . La ecuación (3.10) representa un conjunto de  $N$  puntos ( $n = 0; \dots; N - 1$ ) de la transformada de Fourier en el intervalo  $(-\pi; \pi)$ .

### 3.4.4 Transformada Rápida de Fourier

La expresión (3.10) para la obtención de la DFT es computacionalmente lenta para la mayoría de las aplicaciones. Por ello, es importante la obtención de algoritmos de transformada rápidos (FFT). Aunque existen varias posibilidades, desarrollamos aquí un algoritmo de FFT del tipo Cooley-Tukey (algoritmo de declinación en frecuencia), la evaluación directa de la DFT requiere ( $n^2$ ) operaciones aritméticas. Mediante un algoritmo FFT se puede obtener el mismo resultado con sólo ( $n \log n$ ) operaciones

El algoritmo FFT a implementar requiere una señal con un número de muestras  $N$  potencia de 2, y se resume en la figura 3.15 parte (a) del siguiente gráfico ( $N=8$ ):

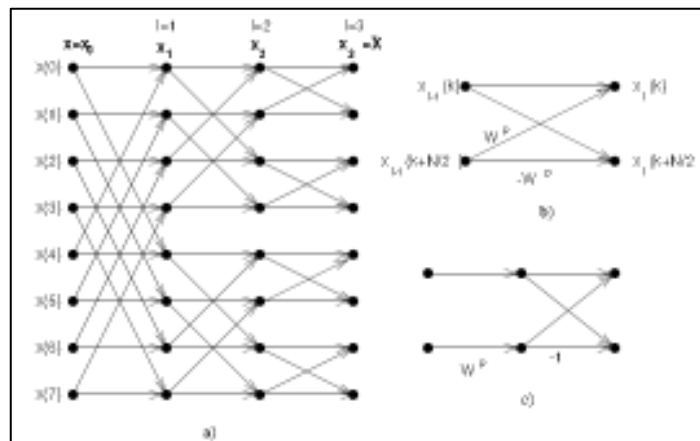


Figura 3.15 Diagrama mariposa del algoritmo de 8 puntos

El algoritmo se estructura en  $\gamma = \log_2 N$  niveles de cómputo ( $l = 1; \dots; \gamma$ ). Para el desarrollo de este algoritmo deben tenerse en cuenta los siguientes puntos:

Cada par de puntos de un cierto nivel se obtienen a partir de otros dos del nivel anterior. Estos dos puntos origen se dice que son nodos duales.

El espaciado entre dos nodos duales es  $N = 2l$ .

Computo de nodos duales: mariposas. El cómputo de dos nuevos nodos a partir de dos nodos duales se denomina mariposa. Su estructura se muestra en la figura 3.1 (parte (b)), y se corresponde con la siguiente expresión:

$$x_l(k) = x_{l-1}(k) + W^p x_{l-1}(k + N/2^l) \quad (3.11)$$

$$x_l(k + N/2^l) = x_{l-1}(k) - W^p x_{l-1}(k + N/2^l) \quad (3.12)$$

lo cual se puede simplificar a la estructura mostrada en la figura 3.15 parte (c).

Salto: una vez recorridos  $N = 2l$  nodos consecutivos, se saltan los  $N = 2l$  siguientes (ya que son los duales de los anteriores), y se prosigue el computo de mariposas.

Determinación de  $W^p$ :

1. Escribir  $k$  (nodo actual) en forma de número binario de  $\gamma$  bits.
2. Desplazar  $\gamma - l$  bits a la derecha (rellenando con ceros).
3. Invertir el orden de los bits (p. ej., 100 pasa a 001). El resultado es  $p$ .

En el último nivel se obtiene  $x_\gamma = \bar{X} \cdot \bar{X}$  es la DFT de la señal con sus muestras permutadas mediante inversión de bits. Por ejemplo:

$$\bar{X}(3) = \bar{X}(011) = X(110) = X(6) \quad (3.13)$$

### 3.4.5 La Transformada Corta de Fourier

La Transformada de Fourier ventaneada también se conoce como Transformada de Fourier de Tiempo Corto (STFT: Short Time Fourier Transform). La STFT recorre la señal en función de las variables tiempo y frecuencia.

La STFT divide la señal en pequeños segmentos, y calcula la FT de cada segmento por separado; de esta forma, se logra una representación tiempo-frecuencia de la señal, que permite conocer no sólo el valor de sus componentes en frecuencia, sino también su ubicación temporal; sin embargo, la información de localización tiempo-frecuencia sólo puede obtenerse con una exactitud limitada, determinada por el ancho de la ventana temporal utilizada.

$$STFT\{x(\cdot)\} = X(\tau, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \omega(t - \tau) e^{-j\omega t} dt \quad (3.14)$$

### 3.5 Sismología Volcánica

En los sismogramas asociada a la actividad volcánica se han evidenciado varios tipos de registros de señales sísmicas conocidos como firmas, acordes con el origen, el viaje desde la fuente, las características del instrumento, el acople entre la fuente y el medio "elástico", y el medio y el instrumento. Cada tipo de sismo ha sido asociado a un proceso en particular, dicho proceso puede llegar a ser interno o externo, por lo que la clasificación de los sismos es de gran utilidad en el conocimiento de estado de actividad de un volcán (McNutt, 1996).

Teniendo en cuenta que la sismicidad es uno de los principales insumos de la vigilancia volcánica, es de vital interés el establecer una clasificación orientada en los procesos del interior del sistema volcánico con base en el conocimiento de los mecanismos de fuente relacionados con la dinámica de fluidos magmáticos e hidrotermales de los volcanes y en el entendimiento del acoplamiento entre la dinámica de fluidos y la elastodinámica.

#### 3.5.1 Señales Sísmicas Volcánicas Discretas

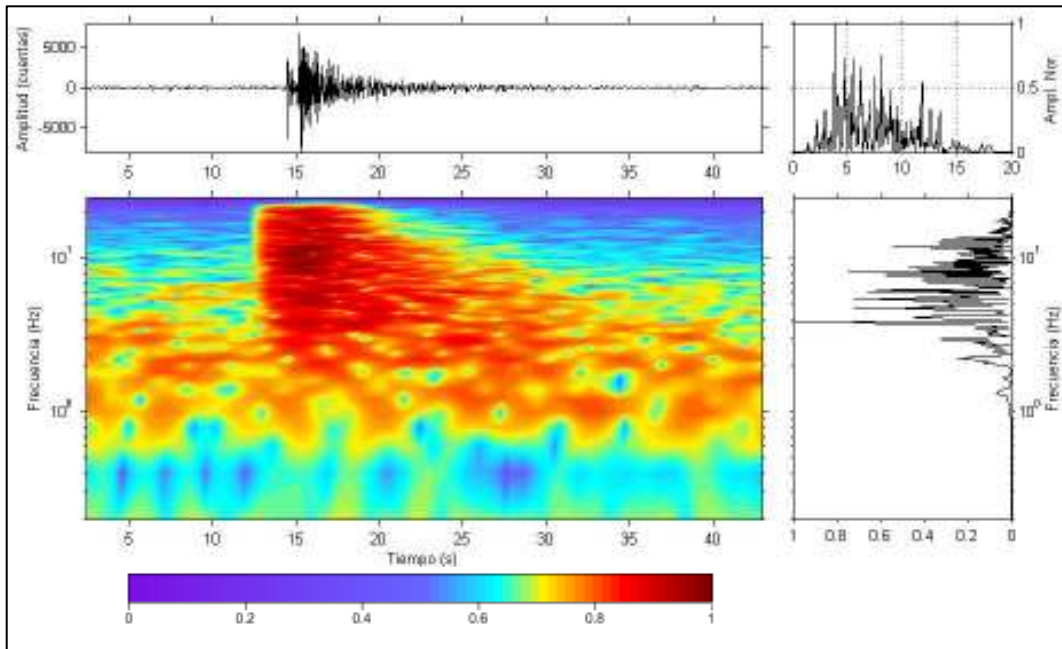
- **Sismos Volcano-Tectónicos (VT), Alta Frecuencia (HF) o Corto Periodo**

*VT profundos (VT-A) o Tipo A, Tipo h.* Estos sismos (Figura 3.16), generalmente ocurren a profundidades entre 2 y 15 km debajo del volcán. Las formas de onda de estos eventos exhiben contenidos de alta frecuencia (>5Hz) con energías pico en la banda de frecuencias entre 6 a 8 Hz, seguido por una coda con relativa alta atenuación y amplia banda de frecuencias con significativa energía hasta 15 Hz, asemejándose a la de los típicos sismos tectónicos registrados cerca de la fuente.

La firma está dominada por mostrar a menudo un inicio muy impulsivo, fases distinguibles de las ondas de cuerpo P y S y exhibir un decaimiento rápido de la coda con una caída exponencial. Este tipo de sismos de Alta Frecuencia corresponde al "tipo A" de Minakami (Minakami y otros, 1950; Minakami, 1974), a los sismos "Volcano-Tectónicos" de (Latter, 1979), y a los de "tipo h" de Malone (1983).

El nombre de volcano-tectónicos para este tipo de eventos implica un mecanismo de fuente bien conocido, denominado comúnmente como falla de corte o cizalla causada por aumento de esfuerzos que producen un desplazamiento de un plano de falla o debilidad, similar al de una fuente de terremotos tectónicos, con la consiguiente relajación de los esfuerzos que se

han acumulado progresivamente en el interior del volcán.

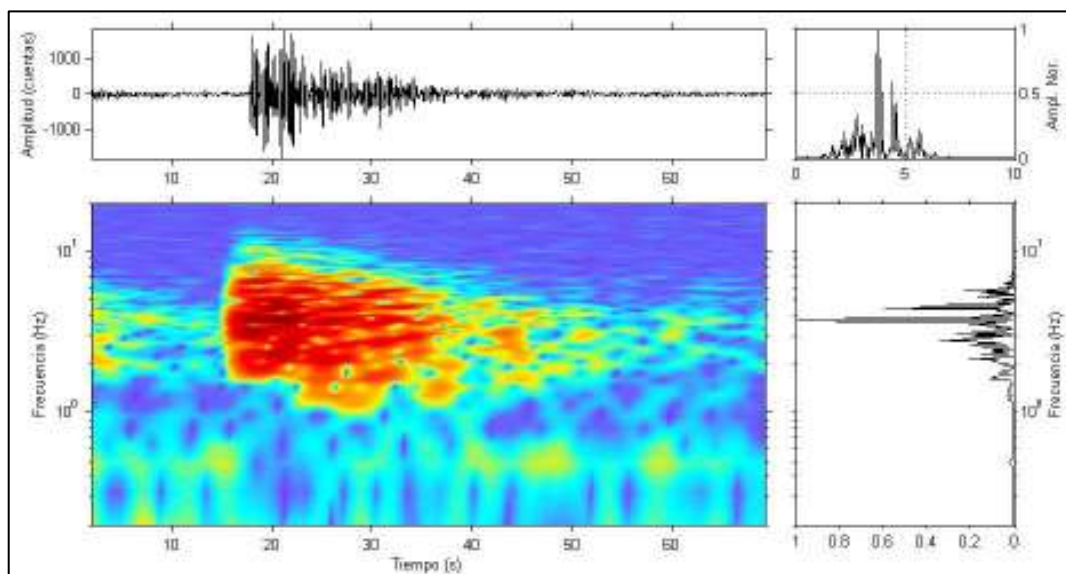


**Figura 3.16** Ejemplo de un evento tipo VT-A registrado el 16/11/2007 00:02:21.54 UTC, en el volcán Ubinas. Los arribos impulsivos de las ondas P y S son claramente visibles en la señal, así como su contenido de alta frecuencia y la corta duración de la señal. El color de codificación dado, representa densidad espectral de amplitud normalizada y es válido para todas las figuras similares subsecuentes

- **VT superficiales (VT-B), Tipo B, Tipo m**

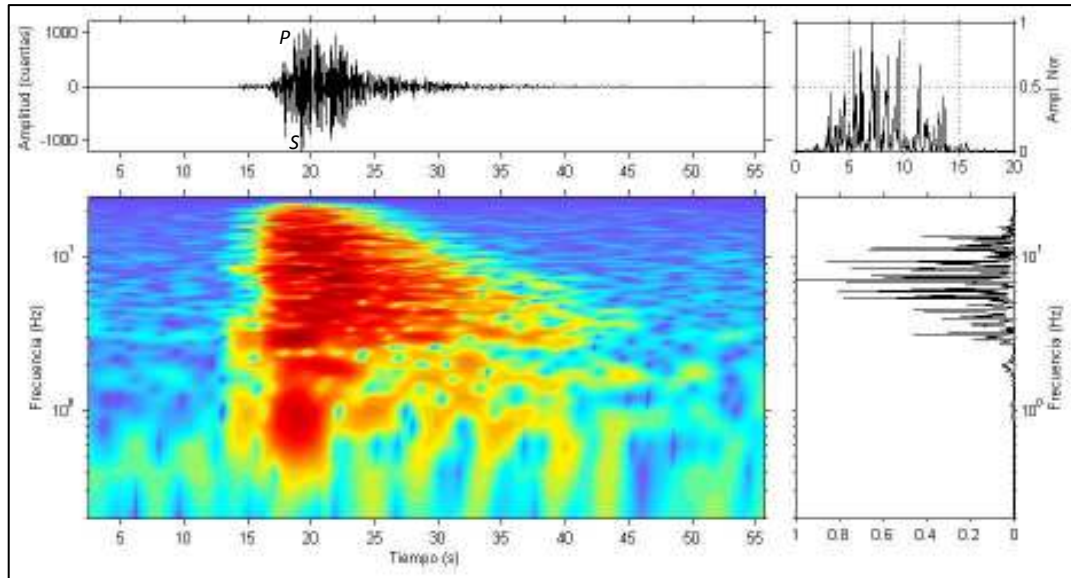
En algunas regiones, considerados erróneamente como de “Baja Frecuencia”. Generalmente ocurren a profundidades iguales o menores a 2 km. Estos sismos VT muestran de manera relativa, una muy larga duración de coda exhibiendo frecuencias características de una dispersión de tren de ondas superficiales; tienen fases emergentes de ondas P y aún resulta imposible detectar un arribo claro de fases de onda S y muestran un contenido más bajo de frecuencia que los eventos VT-A, las bandas espectrales se mueven hacia las bajas frecuencias (1-5 Hz) (Figura 3.17). Se piensa que ambas observaciones son causadas por una localización hipocentral más superficial y por consiguiente una mayor cantidad de dispersión durante la propagación de la onda, sobre todo de las frecuencias más altas. Al igual que los eventos del tipo A, se piensa que éstos se forman por fracturamiento de roca con un mecanismo de fuente que aún puede consistir principalmente en una fuente simple de doble-par de fuerzas; pero la diferencia en las características de la rúbrica sísmica parece que refleja efectos del recorrido de las ondas sísmicas de estos focos someros a través de capas heterogéneas de piroclastos y lavas

generándose grandes cantidades de scattering durante la propagación de las ondas. Sismos de alta frecuencia de grandes magnitudes, profundidades superficiales o de fuentes distantes tienden a estar dominados por bajas frecuencias debido a la atenuación de las altas frecuencias o por la generación de fuertes ondas superficiales. Eventos clasificados como “tipo B” por Minakami y otros (1950) o “tipo m” en Santa Helena por Malone (1983), pueden reflejar estas variaciones en los sismos de Alta Frecuencia (Hamada y otros, 1976; Chouet, 1988).



**Figura 3.17** Ejemplo de un evento tipo VT-B registrado el 21/03/2007 22:01:19.00 UTC, en el volcán Ubinas. El contenido de frecuencia está principalmente entre 1–10 Hz con valor dominante alrededor de 3 Hz

Otro tipo de señales de alta frecuencia registrados en el volcán Ubinas es volcano-tectónico con un evento precursor (VTP, ver figura 3.18), el evento precursor es por lo general de menor amplitud y que puede ser de alta frecuencia o de baja frecuencia respecto al evento principal. Este tipo de eventos no aparece en la literatura pero han sido observados en las señales del volcán Ubinas.

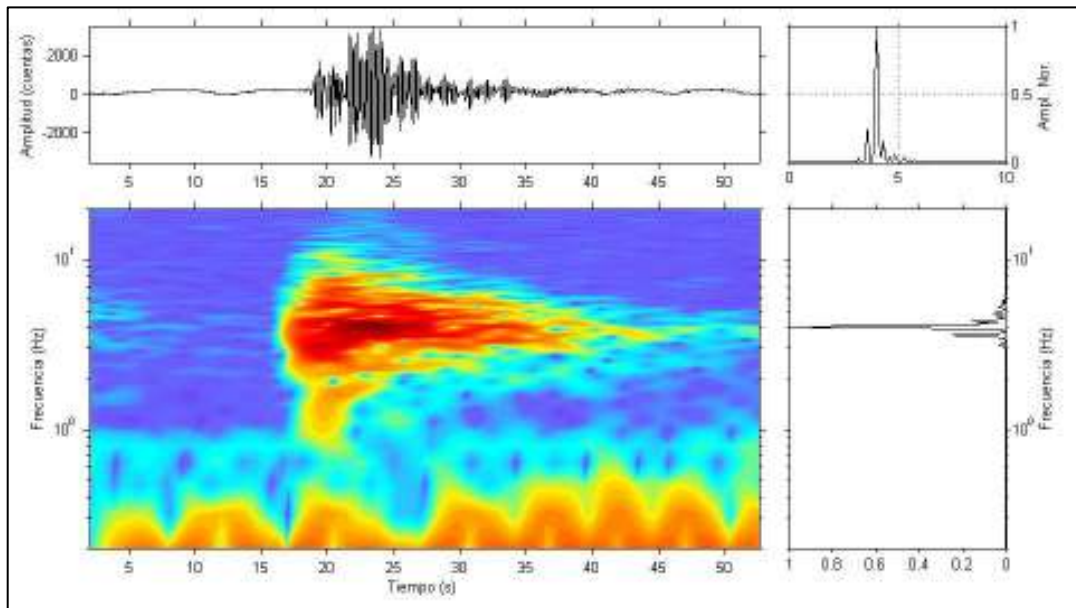


**Figura 3.18** Ejemplo de un evento tipo VTP registrado el 31/01/2008 12:33:21.54 UTC, en el volcán Ubinas. Donde son visibles los arribos de las ondas P y S del evento Principal

- **Sismos de Largo Periodo (LP) o Baja Frecuencia (LF)**

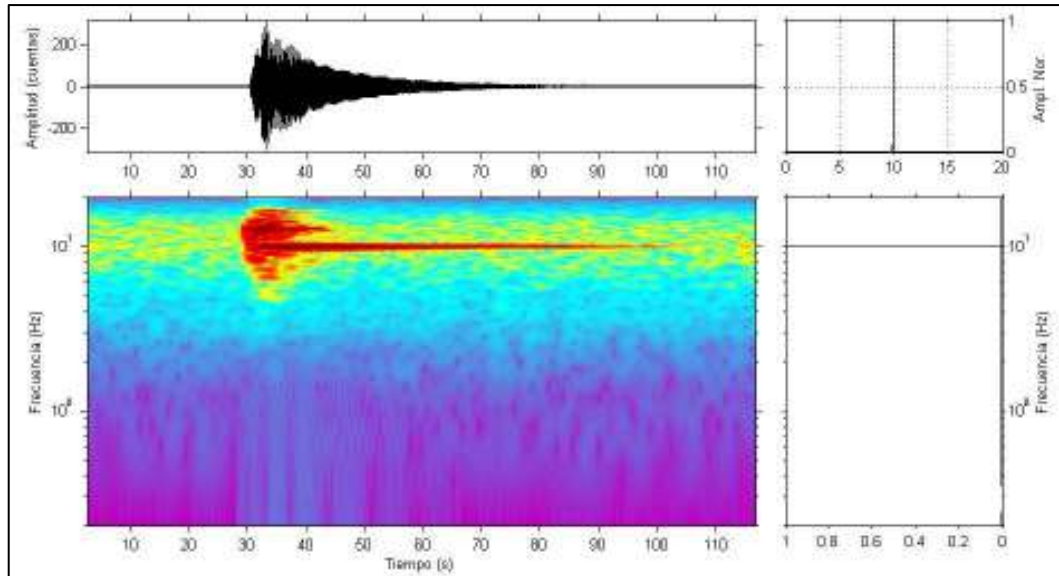
Estos eventos comparten una firma característica consistente en una cuasi-monocromática forma de onda y una fase débil de alta frecuencia hasta de 13 Hz, similar a un VT tipo A, en el inicio de la señal que resulta ser más notoria cuando las observaciones son hechas suficientemente cerca de la fuente, a lo que le sigue la totalidad de la señal que está dominada por una componente armónica de largo periodo o baja frecuencia con una frecuencia pico generalmente inferior a 5 Hz y un contenido frecuencial restringido principalmente a una banda estrecha entre 1-3 Hz que puede ser estable e independiente del tamaño del evento (Figura 3.19 y Figura 3.20). Estos eventos tienden a tener una larga duración de la coda con relación a las amplitudes. Adicionalmente, se caracterizan por no distinguirse los arribos de la fase de ondas S y mostrar en la mayoría de los casos un arribo emergente. Las rúbricas de estos eventos son a veces similares a la de los eventos tipo B. Usualmente, las fuentes de este tipo de eventos se sitúan en niveles superficiales del volcán (<2 km) aunque algunos volcanes como el Kilauea son reconocidos por producir este tipo de eventos a mayores profundidades como 30-40 km (Aki y Koyanagi, 1981; Shaw y Chouet, 1991).. Según Chouet (1985, 1988) estos eventos pueden ser causados por resonancia iniciada por transientes de presión en un conducto o fractura llena con fluido. Los modelos de fuente asociados, varían desde la apertura y resonancia iniciada por transientes de presión en un conducto o una fractura como cuando el magma está ascendiendo hacia la superficie (Chouet, 1996) hasta la existencia de transientes de presión dentro de la mezcla de fluido-gas que causan fenómenos de resonancia dentro del propio magma (Seidl et al., 1981). Ambos modelos pueden explicar una gran parte de las

características observadas en el dominio espectral. Recientemente un modelo de falla pura fue desarrollado, el cual también considera la influencia de las propiedades del fluido. Simulaciones numéricas recientes muestran que el efecto de resonancia y la forma global de los sismogramas y su contenido en frecuencia pueden también ser explicadas por el contacto fluido-sólido y por la excitación de múltiples ondas reflejadas en perforaciones (Neuberg et al., 2000).



**Figura 3.19** Ejemplo de un evento tipo LP registrado el 23/10/2006 10:45:14.45 UTC, en el volcán Ubinas. Claramente, la frecuencia dominante está alrededor de 4 Hz

Por otro lado, en la literatura relacionada con sismicidad de tipo volcánico, es común ahora hablar de los sismos Tornillos (ver figura 3.20), nombre dado en Colombia a una variedad de evento de Largo Período que se caracteriza por un registro de forma de onda aparentemente homogéneo en el contenido de frecuencias y por su gran duración con decaimiento lento de la coda. Este tipo especial de señales sísmicas ha sido observado realmente en pocos volcanes alrededor del mundo, particularmente en varios de los localizados en el Japón; también, se han registrado en los volcanes colombianos Puracé, Cumbal y Nevado del Ruiz; En los volcanes peruanos Ubinas y Misti este tipo de eventos son poco frecuentes.

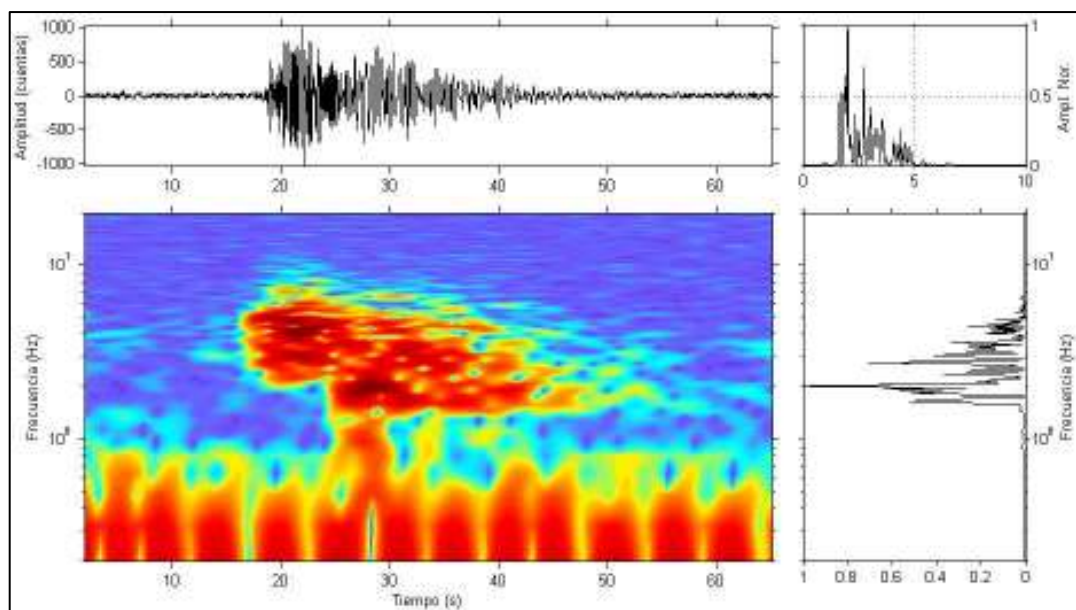


**Figura 3.20** Ejemplo de un evento tipo Tornillo registrado el 22/09/2010 08:58:03.42 UTC, en el volcán Ubinas. El evento contiene una sola frecuencia dominante, como se puede ver en el espectrograma y en el espectro de amplitudes

- **Sismos Híbridos**

Algunas señales sísmicas volcánicas comparten las características de frecuencia y señal tanto de eventos LP como de sismos tipo VT (A, B). Señales de esta clase son normalmente clasificadas como eventos Híbridos, los cuales pueden reflejar una posible mezcla de mecanismos de fuente de ambos tipos de eventos (Figura 3.21), por ejemplo, un sismo VT puede activar cercanamente, un evento LP. Las altas frecuencias en el inicio de los híbridos es más pronunciada que en los de los LP pero su coda es dominada mediante trenes de onda armónica no dispersivos que es característico de los eventos LP así que los espectrogramas de las codas de los híbridos y los eventos LP son similares. En cuanto a los primeros movimientos, los sismos VT e híbridos muestran mezclas de polaridades en las estaciones de registro, mientras que los eventos LP muestran la misma polaridad en todas las estaciones. Miller et al. (1998) concluyó que tales eventos reflejan actividad muy superficial asociada con el crecimiento de un domo.

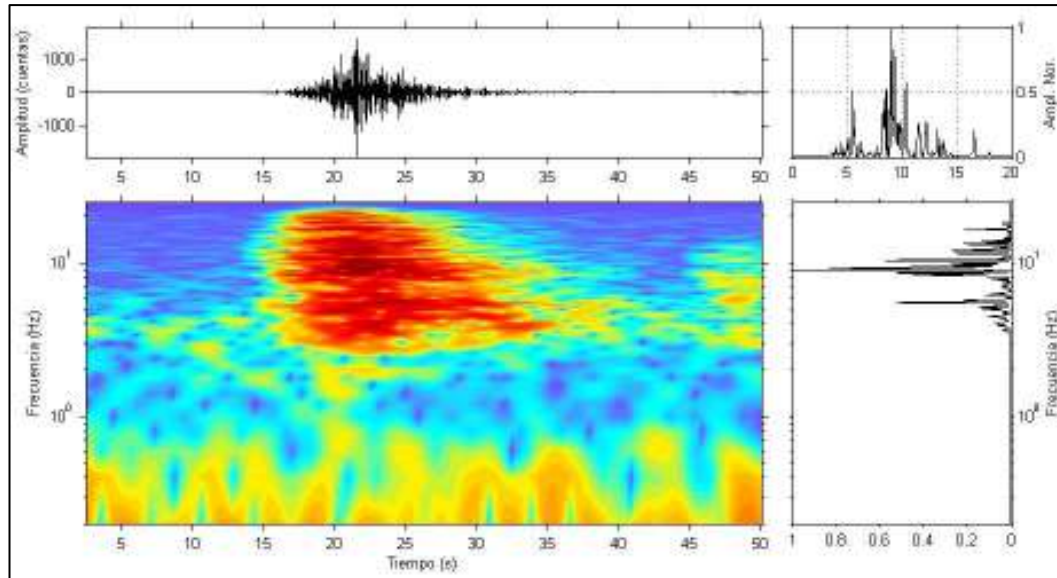
Existen casos en donde sismos LP, híbridos y VT superficiales procedentes aproximadamente de una misma región exhiben firmas temporales y espectrales bastante distintas, por lo cual, se puede concluir que sus diferentes características no se pueden atribuir a efectos de camino.



**Figura 3.21** Ejemplo de un evento tipo Híbrido registrado el 11/10/2006 01:15:21.54 UTC, en el volcán Ubinas. Las frecuencias más altas al principio del evento Híbrido son una característica obvia, mientras que la parte siguiente muestra similitud con el evento tipo LP

- **Sismos Multifase**

Los eventos Multifase (MP) o Eventos de Muchas-Fases (Figura 3.22; clasificados como pistones, **PIS**, en el volcán Ubinas) tienen de alguna manera más altos contenidos frecuenciales (3 a 15 Hz) que los eventos Híbridos, pero están también relacionados con el crecimiento de un domo energético a niveles poco profundos (Monte Merapi, Wassermann J., 2002). En este tipo de señales se observa la gran duración mientras que su amplitud es mucho más pequeña que para el evento VT-B mostrado en la figura 3.17.

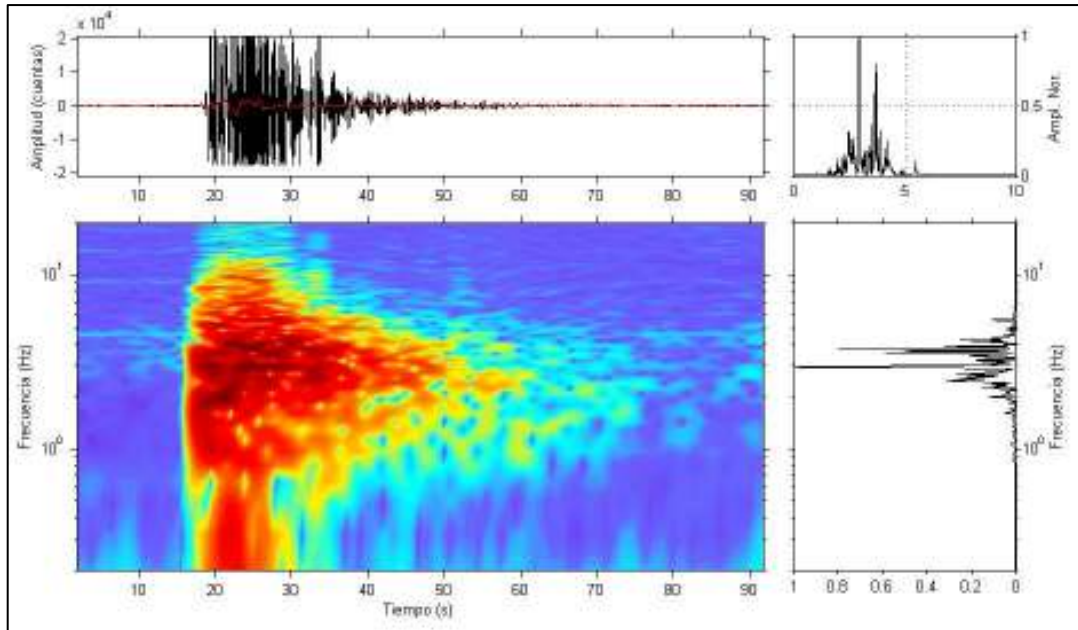


**Figura 3.22** Ejemplo de un evento tipo Pistón (Multifase) registrado el 30/10/2008 03:45:21.54 UTC, en el volcán Ubinas. Las frecuencias se restringen entre 3 – 20 Hz

- **Explosiones**

Este tipo de señales acompañan erupciones explosivas Estrombolianas u otras más grandes. Sus rúbricas pueden variar significativamente dependiendo de la fuerza, duración y frecuencia de repetición de las erupciones. Generalmente, en el sismograma se destaca el arribo tardío de la onda sonora. La ocurrencia de la onda de aire es causada por el empuje sónico durante la explosión, cuando el gas en expansión se acelera en la salida de la abertura (Figura 3.23). Esta onda viaja principalmente a través del aire con la velocidad típica del sonido ( $\approx 340$  m/s). Dado que no se discutirá el mecanismo explosivo, la fuente que causa esta explosión no es todavía clara. Algunos eventos LP muestran el mismo comportamiento de frecuencia-tiempo que los sismos de explosión pero con la ausencia de una fase aérea (McNutt, 1986). Esto podría reflejar un mecanismo de fuente común de eventos LP situados más profundamente y sismos de explosión producidos superficialmente.

Otra característica de las explosiones, es que están acompañados generalmente por eventos de muy bajas frecuencias entre estos tenemos los VLF (very low frequency) o VLPs que tienen frecuencias entre 0.01 a 0.1 Hz. Y los ULF “ultra-low frequency” o ULP “ultra-long period” con frecuencias aún más bajas que las anteriores  $f < 0.01$  Hz. Estos tipos de eventos solo pueden ser observados en sismómetros de banda ancha y sonogramas.



**Figura 3.23** Ejemplo de un evento tipo Explosión registrado el 11/07/2006 00:49:13.90 UTC, en el volcán Ubinas. La línea Roja muestra el evento VLP que acompaña la explosión, la frecuencia principal alrededor de 3 Hz

### 3.5.2 Señales Sísmicas Volcánicas Continúas

La apariencia de señales sísmicas continuas en volcanes activos, demuestra la diferencia más profunda entre la sismología tectónica y la volcánica. Los mecanismos esperados van desde efectos obvios en la superficie como caída de rocas, deslizamientos o flujos piroclásticos densos hasta efectos internos tal como el tremor volcánico. Casi que cada volcán alrededor del mundo, muestra una señal de tremor volcánico durante diferentes estados de actividad. El tremor volcánico es el parámetro más favorable en advertencias tempranas de erupción volcánica.

- **Tremor Volcánico**

Se refiere al tipo de sismicidad volcánica caracterizado por un trazo esencialmente continuo en el sismograma en contraste con los anteriores eventos de carácter discreto (Malone y Qamar, 1984). El tremor volcánico refleja una vibración continua del suelo o pequeños sismos muy frecuentes, cuyas ondas se traslapan. La mayoría de volcanes basálticos monitoreados muestran algún tipo de registro cíclico de tremor volcánico. Las señales de tremor pueden tener duraciones entre minutos y meses y, en la mayoría de los casos, sus espectros están en una banda muy angosta (1 - 5 Hz). Algunas señales de tremor muestran variaciones de amplitud pulsátiles fuertes y cortas (denominadas como tremor de batimentos o espasmos), mientras que

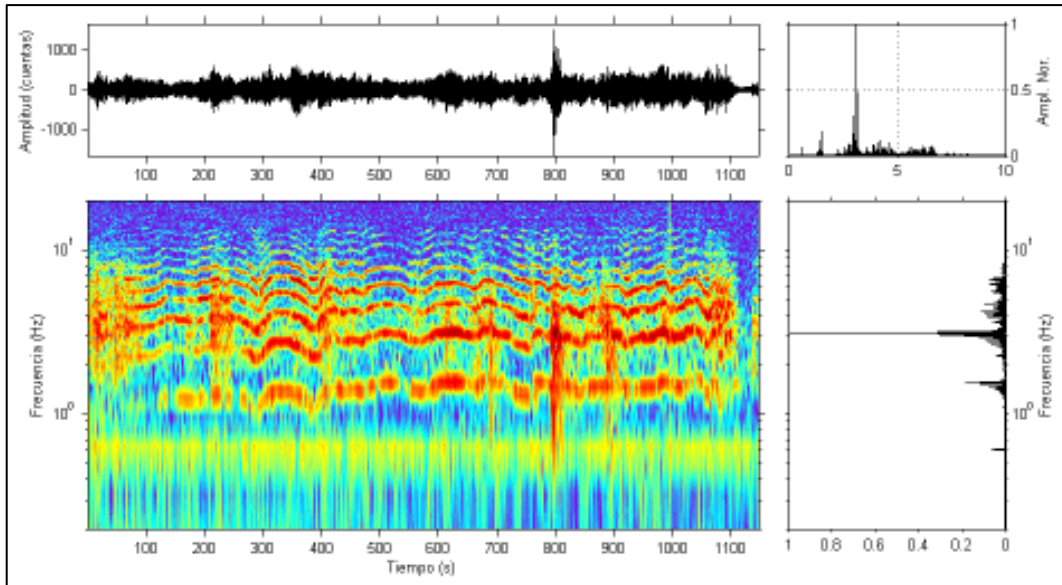
otras son casi estacionarios durante varios días o incluso meses. Las similitudes en los espectros del tremor volcánico y sismos LP y aún con los sismos de explosión, son otras observaciones importantes que tienen que ser explicadas al buscar los mecanismos de fuente.

**Según Ryall & Ryall (1993) se reconoce:**

- **Tremor Armónico** Esta señal se caracteriza por sucesiones de onda monocromáticas (una misma frecuencia) o cuasimonocromáticas en una banda frecuencial muy angosta.

Una característica de estas señales es el mantener una amplitud casi uniforme o mostrar modulaciones regulares de la envolvente. Durante la última década, se han hecho muchas observaciones de la ocurrencia y características del tremor volcánico en volcanes con lavas de alta viscosidad. En el volcán Semerú (Indonesia) los espectros del tremor volcánico tuvieron más de 12 armónicos. Esto apoya la asunción de un medio resonante con un factor de calidad alto (Q), así como también un mecanismo de retroalimentación preciso trabajando (Hellweg et al., 1994; Schlindwein et al., 1995) (Figura 3.24). Observaciones similares se hicieron también en el volcán Galeras (Colombia) donde se contaron hasta 14 armónicos (Gil-Cruz, 1999) (y en el volcán Lascar (Chile) donde hasta 30 armónicos pudieron identificarse en las señales sísmicas (Hellweg, 1999).

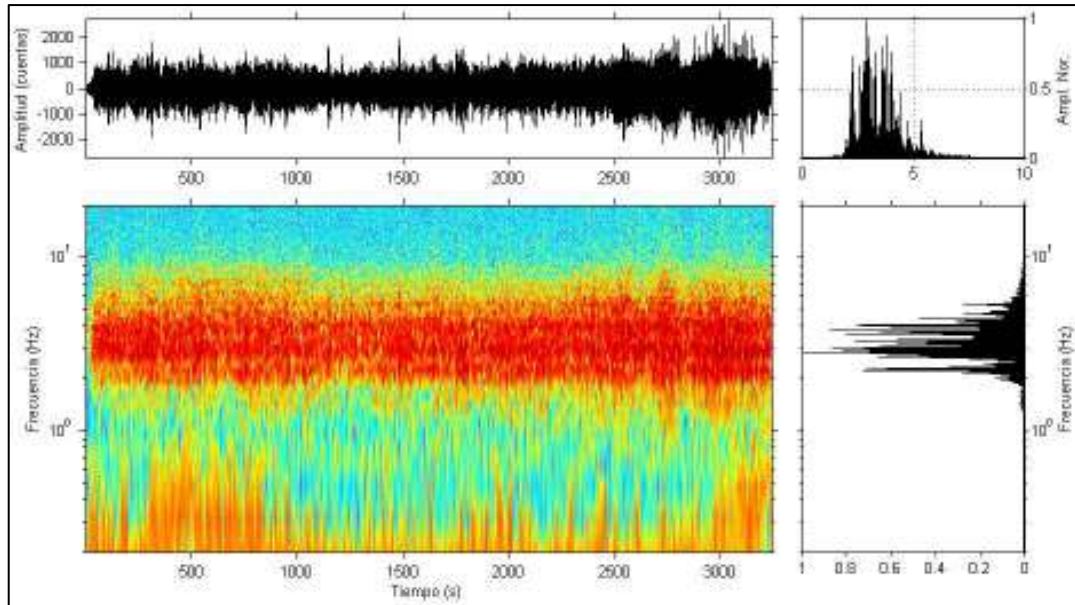
(Schlindwein et al., 1995) propusieron un mecanismo de retroalimentación similar a aquel de generación de sonido en una grabadora, y también discutieron una fuente repetitiva con un tiempo preciso de repetición, como posibles mecanismos generadores. Este modelo fue refinado por (Johnson y Lees, 2000) y (Neuberg et al., 2000). En el caso de mecanismo de retroalimentación, el cuerpo resonador debe consistir de una fase pura de gas, pero la lava en el Mt. Semerú es demasiado viscosa como para resonar a las frecuencias observadas. El segundo mecanismo posible, requiere de un mecanismo cronometrado muy preciso para producir los armónicos altamente estables.



**Figura 3.24** Ejemplo de un evento tipo *Tremor Armónico* registrado el 02/04/2007 09:15:30.62 UTC, en el volcán Ubinas. Más de seis armónicos pueden ser reconocidos empezando con un modo fundamental localizado aproximadamente a 1.5 Hz

- **Tremor Espasmódico** Son señales donde su amplitud o frecuencia varía significativamente. Esta señal no exhibe frecuencias dominantes distinguibles a primera vista y su banda de contenido espectral es más amplia que los tremores armónicos. La mayoría de estos tremores son de carácter espasmódico compuestos de amplitudes distribuidas aleatoriamente sin llegar a establecer envolventes bien determinadas. En el Volcán Etna (Italia), fluctuaciones fuertes de la amplitud del tremor volcánico están asociadas con fuentes de lava que salen de uno de sus cráteres de la cima o después de la apertura de una fisura lateral (Cosentino et al., 1989). (Gottschämmer, 1999) describió un ciclo de tremor en el volcán Bromo (Indonesia), donde la fluctuación de la amplitud del tremor pudiera ser correlacionada con una pesada columna de ceniza (gran amplitud - tremor de erupción) o con episodios de vapor blanco (tremor de amplitud pequeña, figura 3.25).

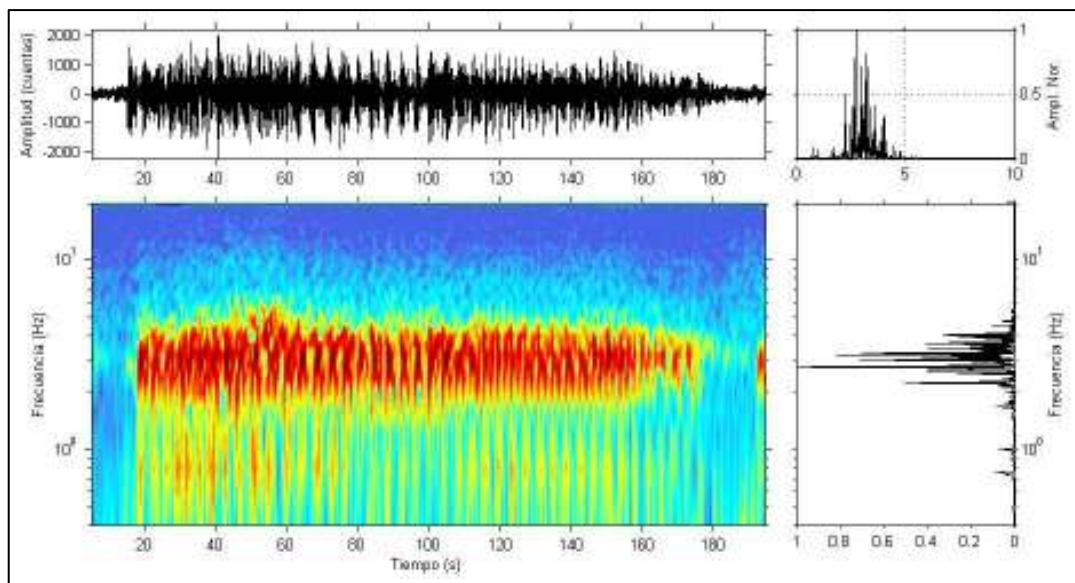
Estas observaciones hechas en volcanes diferentes, tanto con magmas de viscosidad baja o con una gran cantidad de volátiles (libres o después de la fragmentación de magmas de viscosidad alta, vapor) sugieren la participación de interacciones de gas/fluido en la generación de tremor volcánico.



**Figura 3.25** Ejemplo de un evento tipo Tremor Espasmódico registrado el 01/08/2006 02:03:11.54 UTC, en el volcán Ubinas

Las similitudes en la totalidad del contenido espectral de eventos LP y tremor volcánico se reflejan en similitudes del mecanismo de fuente propuesto o de la región fuente (fluido resonante). Se piensa que la inestabilidad de flujo juega un papel importante en la excitación del tremor volcánico en un patrón de flujo de fase múltiple (Seidl et al., 1981; Schick, 1988) y los eventos LP asociados se ven como un transiente dentro del mismo sistema físico. Por otro lado, (Chouet, 1986 y 1987) establece que una excitación repetida de un sistema de grietas conectadas, podría causar una señal armónica y de larga duración, donde el fluido sólo está reaccionando pasivamente a las oscilaciones de la grieta.

- **Tremor Pulsante**, esta señal tiene como principal característica la de tener pulsos o eventos discretos muy unidos entre sí (Figura 3.26), por lo que forma una señal continua, con un espectro parecido al de los espasmódicos.



*Figura 3.26 Ejemplo de un evento tipo Tremor Pulsante registrado el 08/20/2006 18:02:01.72 UTC, en el volcán Ubinas*

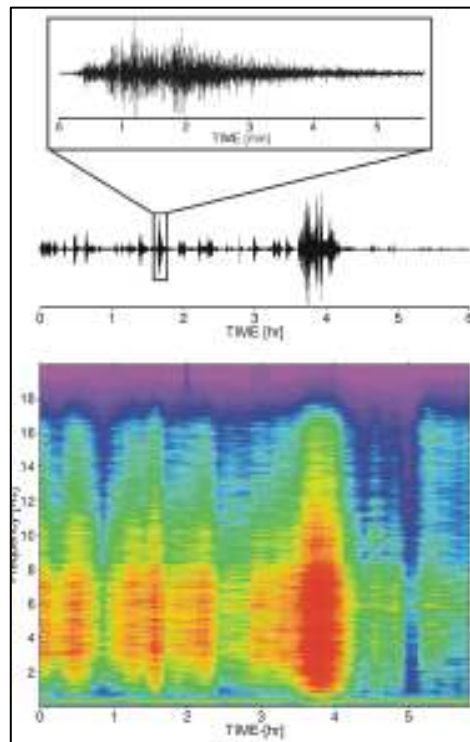
### 3.5.3 Procesos Superficiales

La liberación sustancial de energía sísmica en volcanes activos, se relaciona con procesos superficiales que actúan directamente en los edificios de los volcanes. Por ejemplo, flujos piroclásticos, lahares o flujos de lodo, flujos de escombros volcánicos y caída de rocas de domos inestables o paredes del cráter, pueden generar señales sísmicas con amplitudes que exceden, varias veces, aquellas de eventos sísmicos volcánicos típicos. Estas amplitudes pueden incrementar o decrecer abruptamente. Las señales más importantes para propósitos de vigilancia, son aquellas asociadas con flujos piroclásticos y lahares. El monitoreo de lahares, que incluye también seguimiento acústico y visual, es especialmente importante cuando se vigila un volcán que es cubierto por un glaciar o que se localiza en un área tropical. La fundición de nieve durante la ocurrencia de una erupción o fuertes lluvias durante una estación lluviosa ocasionalmente movilizarán una gran cantidad de depósitos volcánicos. Las señales de toda esta actividad son principalmente de alta frecuencia ( $>5$  Hz), muestran envolventes de sismogramas con forma de huso (cigarro) que pueden tener duraciones de hasta varios minutos (ver figura 3.27).

- **Flujos Piroclásticos**

Las formas de onda complejas de flujos piroclásticos son causadas por la mezcla de un colapsamiento inicial de grandes bloques de lava hacia la superficie y las fragmentaciones continuadas al viajar el material cuesta abajo por la pendiente del volcán (Uhira et al., 1994).

Durante las erupciones de enero/febrero 2001 del Mt. Merapi, también fue posible reconocer que la primera parte de la señal fue de alguna manera más baja en frecuencia (1 - 2 Hz), indicando una posible explosión al inicio del flujo del piroclásto. Una pregunta importante en vigilancia es saber qué señal es causada por caída de rocas y cuál por un flujo piroclástico. El inicio de baja frecuencia (1 - 2 Hz en el Mt. Merapi) del flujo piroclástico podría ser crucial para diferenciar entre ambos tipos de eventos. Esta observación hecha en el Mt. Merapi y también en el volcán Unzen (Uhira et al., 1994) podría usarse en otros volcanes con un domo de lava activo, ya que el mecanismo de generación del flujo parece ser el mismo.

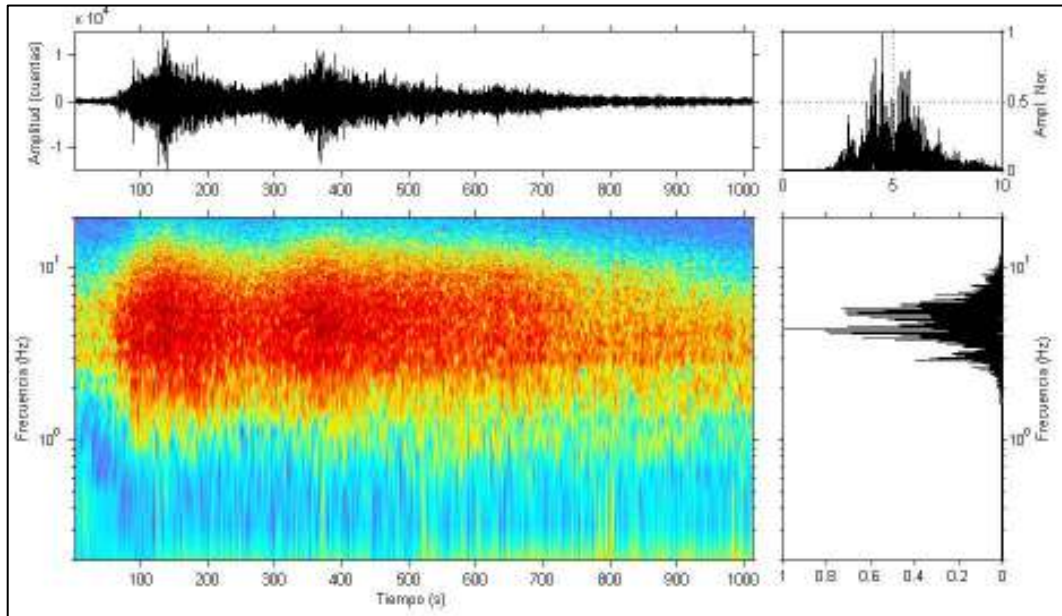


*Figura 3.27 Ejemplo de una secuencia de flujos piroclásticos medianos a más grandes, registrados en el Volcán Merapi durante el colapso del domo en 1998 (Modificada de Wassermann J., 2002)*

- **Lahares**

Lahar es una palabra de origen indonesio que describe a un flujo de lodo (mud flow) o a un flujo de escombros (debris flow). Dichos flujos se originan en las pendientes de los volcanes cuando capas inestables de cenizas y escombros se saturan de agua y fluyen pendientes abajo por las barrancas y cauces de los ríos que tienen sus cabeceras en las laderas del volcán. Estos eventos pueden llegar a durar decenas de minutos hasta varias horas. Las frecuencias observadas en las señales sísmicas, como en los derrumbes también abarcan un ancho de banda grande (ver figura 3.28). (Takahashi y Satofuka, 2002), proponen que los lahares están compuestos de dos capas,

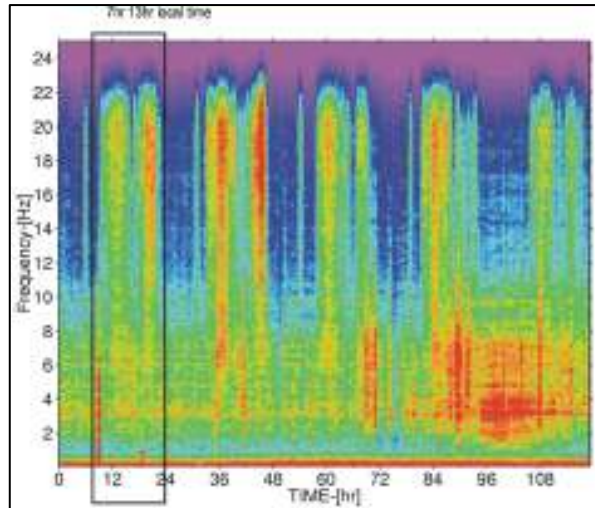
una capa superior en donde las partículas se encuentran en suspensión y la capa inferior en donde las partículas se mueven con una frecuente colisión. Por lo que la parte inferior es la que produce la principal parte de la señal sísmica asociada al lahar.



*Figura 3.28* Ejemplo de un evento tipo Lahar registrado el 17/01/2007 19:13:42.14 UTC, en el volcán Ubinas

### 3.6.4 Ruido

Actualmente, en el contexto de ruido caen aquellas señales ajenas propiamente al objeto de estudio que se tiene y que son no deseables por inducir información que puede enmascarar aquella relacionada con la fuente. La mayoría de los volcanes extensamente vigilados yacen en áreas densamente pobladas con fuerte actividad humana razón por la cual ellos son monitoreados. Por lo anterior, debe tenerse cuidado en la interpretación de señales usualmente clasificadas como tremor volcánico. En algunos casos, la actividad humana provoca señales que ocupan una banda espectral angosta entre 1 y 4 Hz (grandes motores de máquinas, etc.). También un ritmo distintivo de 24 horas es muy probablemente causado por el incremento de la actividad humana durante el tiempo de la luz del día y debería entonces analizarse con especial cuidado (Figura 3.29). Aún con el uso de sismómetros de tres componentes, no es fácil discriminar con certeza entre sismos volcánicos y ruido antrópico. La topografía en volcanes activos es muy frecuentemente con forma radiada y los caminos de propagación a las estaciones sísmicas se comparten por el ruido sísmico ambiental y las señales volcánicas.



**Figura 3.29** Espectrogramas de ruido de fondo registrado en una estación sísmica del Mt. Merapi. Debido a que la estación está localizada en un área agrícola, la actividad humana durante la luz del día, puede ser claramente reconocida por su periodicidad distintiva de 24 horas. (Modificada de Wassermann J., 2002)

## 3.6 Pronóstico de Erupciones

### 3.6.1 Precursores

El proceso responsable de una erupción volcánica envuelve tantas variables que su estudio y caracterización resulta difícil, provocando como consecuencia que el pronóstico de la erupción muchas veces no sea posible o no sea el más adecuado. A este punto la identificación de ciertos patrones repetitivos de rasgos precedentes a la erupción, se considera como una importante herramienta para la prevención de dicho fenómeno, sin embargo, dichos rasgos pueden o no estar directamente relacionados con el comienzo de la actividad volcánica. En el caso afirmativo podrían ayudar a esclarecer la dinámica del sistema eruptivo responsable de una posible erupción volcánica (Sandry et al., 2003) y serían considerados como precursores (algunos no se presentan como un patrón continuo más bien de manera aleatoria).

La identificación de estos rasgos, tanto para terremotos como para erupciones volcánicas, suele hacerse de manera empírica, basándose en la búsqueda **luego de producirse el fenómeno**, de todos aquellos signos que pudieran considerarse como aviso. El procedimiento a seguir consiste en correlacionar dos series temporales, la primera correspondiente al fenómeno que se evidencia, y la segunda correspondiente al precursor hipotético, luego en establecer una asociación entre ambos. Por último se decide si el precursor hipotético se puede considerar

como un precursor válido, considerando la posibilidad que se trate solo de una coincidencia, a través del parámetro que relaciona el número de aciertos con respecto al número de coincidencias por azar (Ortiz y García 1996), como se muestra a continuación:

$$\eta = \frac{\text{Probabilidad alarma valida}}{\text{Probabilidad serie aleatoria}} \quad (3.15)$$

Un fenómeno **A** se define como precursor de otro fenómeno **B**, si **A** ocurre antes que **B**, y si se cumplen las siguientes condiciones (Ortiz y García 1996):

- Entre **A** y **B** existe y se comprueba una relación fenomenológica (causa-efecto).
- Las características tanto de **A** como de **B** son perfectamente conocidas.
- Se debe conocer el intervalo de tiempo en el que se produce **B** luego de ocurrir **A**.

De las condiciones anteriormente mencionadas, la más difícil de conocer y cuantificar es la referente al intervalo de tiempo justo para que **A** se comporte como precursor de **B**, ya que si este es demasiado grande el evento se producirá y cualquier rasgo se comportaría como precursor del mismo. Es importante tener siempre en cuenta que un precursor puede presentarse repetidamente mientras que el evento se comprueba solo una vez o viceversa, el evento se repite pero es precedido por solo una manifestación del precursor; también es posible que tanto el precursor como el evento ocurran en repetidas ocasiones.

En el caso de los volcanes, se debe recordar que los fenómenos que preceden una erupción son originados por los cambios que el ascenso del magma provoca en el sistema eruptivo endógeno, pero existe la posibilidad que dichos fenómenos se deban a otras causas externas al volcán.

Para cada erupción de determinado volcán se pueden presentar distintos precursores con rasgos característicos, siendo necesario para su justa validación, disponer de una buena base de datos para cada uno de los precursores, y así establecer el sistema de alarma más adecuado a la situación (Araña y Ortiz 1993).

### 3.6.1.1 Tipos de Alarma (Precursores fuertes y débiles)

De acuerdo a la ocurrencia o no del precursor antes del evento, se conocen tres tipos diferentes de alarma (Araña y Ortiz 1993):

- Alarma válida: se presenta el precursor y ocurre el fenómeno.
- Falsa alarma: se presenta el precursor pero el fenómeno no ocurre.
- Alarma fallida: no se evidencia el precursor pero ocurre el fenómeno.

Además es posible considerar el caso ‘normal’ en el cual no se evidencia ni el precursor ni el fenómeno.

La eficacia de cada precursor puede ser cuantificada de acuerdo al número de alarmas válidas, falsas y fallidas que se den para el mismo. La relación entre el precursor y el evento se obtiene a partir de las funciones de probabilidad de que una alarma sea falsa ( $p$ ) o fallida ( $q$ ) (Araña y Ortiz 1993) como se muestra a continuación:

$$p = P(\bar{E}|F) \quad q = P(E|\bar{F}) \quad (3.16)$$

donde  $P$  es probabilidad,  $E$  es el evento,  $F$  es el precursor y  $\bar{E}$ ,  $\bar{F}$  son los sucesos complementarios de  $E$  y  $F$ .

La probabilidad de que la alarma sea cierta será:

$$P(E | F) = 1 - p \quad (3.17)$$

La efectividad del precursor  $U$  viene definida como:

$$U = \frac{s}{f + m} \quad (3.18)$$

Siendo  $s$  el número total de aciertos,  $f$  el número de falsas alarmas y  $m$  el número de alarmas fallidas.

Cuando el precursor es malo, el denominador de la ecuación (3.18) es muy grande y el cociente tiende a cero; caso contrario cuando el precursor es bueno, el denominador es

muy pequeño y la efectividad tiende a infinito. Con los valores obtenidos para  $p$  y  $q$  (ecuaciones 3.16), se puede calcular la efectividad  $U$  en condiciones estacionarias, como:

$$U = \frac{(1-p)(1-q)}{p(1-q) + q(1-p)} \quad (3.19)$$

De acuerdo al valor de la efectividad  $U$ , el precursor puede ser débil, fuerte o ideal. (Ortiz y García 1996) definen los tipos de precursores de la siguiente manera:

- Precursor ideal: solo presenta alarmas válidas ( $U = \infty$ ).
- Precursor fuerte: el número de alarmas válidas es mayor que la suma de las falsas y fallidas ( $U > 1$ ).
- Precursor débil: se activa fácilmente produciendo muchas falsas alarmas o alarmas fallidas ( $U < 1$ ).

### 3.6.1.2 Uso de Varios Precursores

La eficacia del sistema de alarma, en este caso para una erupción volcánica, podría arrojar mejores resultados si se combinan diferentes precursores que mantengan una relación estadística a través del evento  $E$ . Sin embargo es importante destacar que para cada precursor es posible definir una probabilidad y por tanto una alarma, por lo que el aumento de posibles Precursores aumenta también la probabilidad de alarmas fallidas. Para dos precursores con  $p_1, q_1$  y  $p_2, q_2$  es posible calcular las relaciones entre ellos  $p_{12}$  y  $q_{12}$ , como se muestra a continuación:

$$p_{12} = 1 - \frac{1}{1 + \frac{P(E)}{1-P(E)} \times \frac{p_1}{1-p_1} \times \frac{p_2}{1-p_2}} \quad (3.20)$$

$$q_{12} = 1 - (1 - q_1) \times (1 - q_2) \quad (3.21)$$

### 3.6.1.3 Toma de Decisiones a Partir de los Precursores

La importancia de identificar el precursor  $F$  es aportar información precisa a la hora de tomar decisiones con el fin de disminuir el impacto del evento  $E$ . Pero como fue expuesto anteriormente, existe la posibilidad de que el precursor se presente ( $F$ ) o no ( $\bar{F}$ ) y ser seguido de ( $E$ ) o no ( $\bar{E}$ ) por el evento, en este caso la erupción volcánica. Si el precursor

se presenta, surgen cuatro posibilidades, de acuerdo a si la decisión se toma (D) o no ( $\bar{D}$ ) y luego se compruebe o no la erupción. (Ortiz y García 1996) describen las probabilidades que se pueden obtener para cada uno de los casos nombrados:

$P(E \&D)$  es la probabilidad que se evidencie el precursor, se tome la decisión y ocurra la erupción.

$P(\bar{E} \&D)$  es la probabilidad que se evidencie el precursor, se tome la decisión y no ocurra la erupción.

$P(E \&\bar{D})$  es la probabilidad que se evidencie el precursor, no se tome la decisión y ocurra la erupción.

$P(\bar{E} \&\bar{D})$  es la probabilidad que se evidencie el precursor, no se tome la decisión y no ocurra la erupción.

Para cada uno de las alternativas anteriores existe un coste (pérdidas). El coste total para todas las probabilidades se obtiene como:

$$\$ = \$00P(E, D) + \$10P(\bar{E}, D) + \$01P(E, \bar{D}) + \$11P(\bar{E}, \bar{D}) \quad (3.22)$$

El factor de pérdidas estructurales se define con el término

$K = (\$01 - \$11) / (\$10 - \$11)$ . La decisión D tiene un coste S, que se define como

$$S = \frac{P(S|E)}{P(S|\bar{E})} \quad (3.23)$$

Un buen criterio para tomar la decisión D es que se cumpla la siguiente relación:

$$\frac{K P(E) \times P(S|\bar{E})}{P(\bar{E}) \times P(S|E)} > 1 \quad (3.24)$$

### 3.6.2 Método de RSAM

Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM) es una metodología desarrollada por (Endo y Murray, 1992) del USGS (United States Geological Survey) para resumir la actividad sísmica durante una crisis volcánica. Esta técnica es usada para caracterizar el cambio 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) y (USGS, 2005).

RSAM calcula la amplitud promedio 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, el RSAM suma las señales de todos los eventos durante intervalos de 10 minutos para proveer información simplificada pero muy útil acerca del nivel de la actividad sísmica.

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 Pina tubo, 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).

$$RSAM(iT) = \frac{1}{T} \sum_{t=iT-T/2}^{iT+T/2} |S(t)| \quad (3.25)$$

donde,  $T$  es el intervalo promedio (por lo generalmente de 1 o 10 min), y  $s(t)$  es la muestra de la traza sísmica

### 3.6.3 Método de la Previsión del Fallo de Material (FFM)

Una aproximación teórica considera que el desencadenamiento de una erupción es análogo al fallo de un material en un proceso de ruptura, dicho análisis es llamado ‘Material Failure Forecast Method’ (FFM) o Método de Previsión o Pronóstico del Fallo de Material. (Voight, 1988 y 1989) comprobó que existe una relación proporcional entre el logaritmo de la aceleración de la deformación de algunos materiales sometidos a pequeñas cargas antes de su límite elástico, y el logaritmo de la velocidad de esta deformación. Por otro lado, el concepto de ruptura puede ser ampliamente interpretado, como: la ruptura de un sólido, una roca porosa saturada con fluido, presurización afectando el transporte de fluidos, o rompimiento o abertura de fracturas (Cornelius y Voight, 1994). Con ello, es posible partir de la ecuación que describe la ruptura de un material, si  $\Omega$  es un observable, como la tasa de la energía sísmica, la deformación o la cantidad de gas, la evolución de este observable antes del inicio de la erupción puede ser expresada como:

$$\frac{d^2\Omega}{dt^2} = A \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)^\alpha \quad (3.26)$$

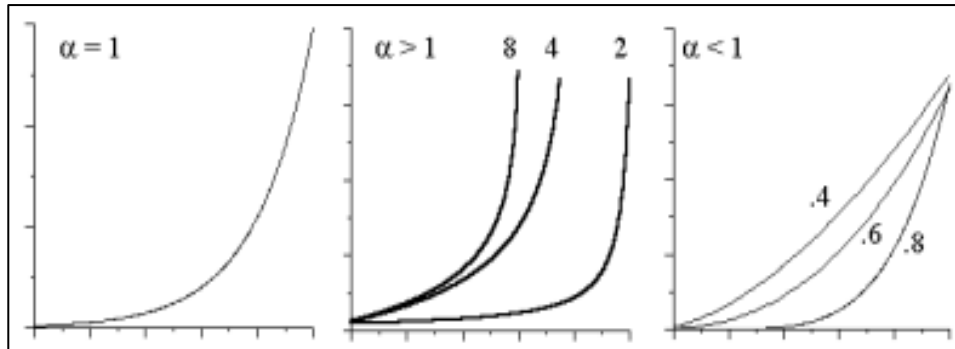
Con su solución:

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_0 e^{A(t-t_0)} \quad \text{para } \alpha = 1 \quad (3.27)$$

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left[ A(1-\alpha)(t-t_0) + \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_{t_0}^{1-\alpha} \right]^{1/(1-\alpha)} \quad \text{para } \alpha < 1 \quad (3.28)$$

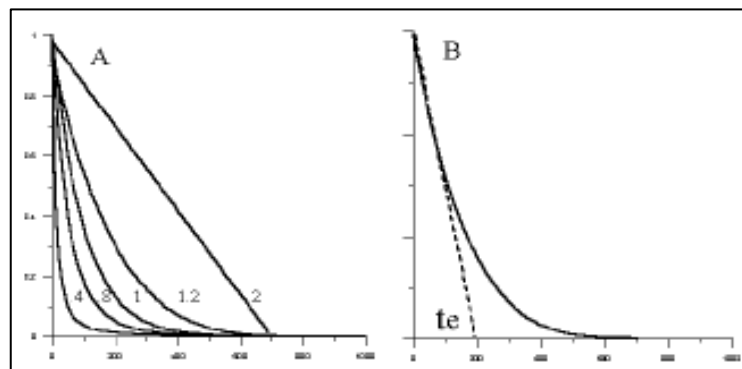
$$\frac{d\Omega}{dt} = \left[ A(\alpha-1)(t_e-t) + \left( \frac{d\Omega}{dt} \right)_{t_e}^{1-\alpha} \right]^{1/(1-\alpha)} \quad \text{para } \alpha > 1 \quad (3.29)$$

Donde  $A$  y  $\alpha$  son constantes empíricas,  $d\Omega/dt$  y  $d^2\Omega/dt^2$ , son la tasa y la aceleración del observable respectivamente,  $t_0$  es el tiempo inicial, mientras que  $t_e$  corresponde al tiempo de ruptura (erupción). La variable  $t_e$  se introduce para evitar que la solución para  $\alpha > 1$  tome valores imaginarios. La figura 3.33 muestra las curvas para distintos valores de  $\alpha$ , todas las soluciones presentan un comportamiento similar, aumentando la actividad paulatinamente con el tiempo.



**Figura 3.30** Evolución de la derivada temporal de un observable antes de una erupción basada en el modelo de fallo de material. La figura muestra las soluciones de la ecuación diferencial obtenida para distintos valores de  $\alpha$  (Tomado de Ortiz y García, 2000)

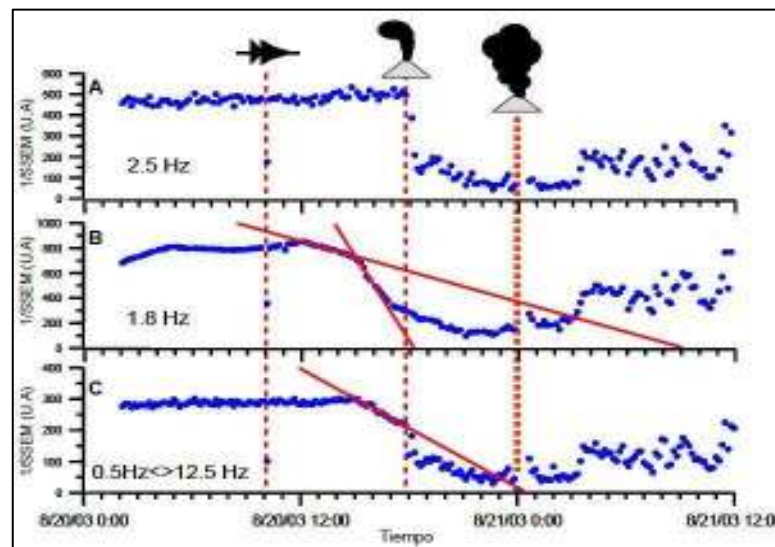
Para valores de  $\alpha > 1$  se produce una fuerte aceleración antes de la erupción. Para valores de  $\alpha < 1$  la actividad crece continuamente, a ritmo más o menos constante, pero no se produce una aceleración marcada, por lo que es muy difícil determinar en que momento se va a producir la erupción. El análisis de estas curvas se simplifica si se representa  $1/(d\Omega/dt)$  en función del tiempo (ver figura 3.31). Para  $\alpha = 2$  se obtiene una recta y para los otros valores de  $\alpha$  curvas descendentes cuyas tangentes cortan al eje x. Este punto de corte se estima como el tiempo en que se espera la erupción  $t_e$  (Voight y Cornelius, 1991).



**Figura 3.31 a)** Inverso de la derivada del observable con diferentes valores de  $\alpha$ . **b)** El corte con el eje x correspondería al momento del inicio de la erupción ‘te’ (Tomado de Ortiz y García, 2000)

Evidentemente los datos que se obtienen de la evolución de los distintos observables de la actividad del volcán presentan importantes fluctuaciones, por lo que deberá estimarse cual es la tendencia de la evolución. Para ello se han ensayado distintas posibilidades, incluyendo filtrados numéricos de las series de datos (ver figura 3.32), y diferentes tipo de ajustes (Tárraga, 2007). Una variante del modelo FFM ha sido propuesta por (De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila, 2001). Ellos proponen un modelo viscoelástico lineal de Kelvin-Voight para describir el

comportamiento acelerado de la actividad sísmica que presenta el Volcán de Colima. Dicho modelo viscoelástico ha sido probado tanto a priori como a posteriori. Primero para la erupción del 21 de julio de 1994, la cual inició con un enjambre de eventos VTs, seguido por eventos LPs con algunos derrumbes, para finalmente terminar con una explosión. Para este evento se pudo hacer un ajuste de la curva acumulada del RSEM promediado cada minuto para la estación de EZV4. El modelo probó ser bueno cuando se calculó 12 horas antes de la erupción, y no con el inicio del enjambre de VTs. Un pronóstico a priori fue llevado a cabo durante 1998 cuando un periodo de reactivación fue observado durante 1997 y 1998 (Zobin et al, 2002a).



**Figura 3.32** Ejemplo del uso del FFM para el volcán Tungurahua. **a)** Se utiliza el inverso del SSEM por debajo de 2.5 Hz, **b)** SSEM por debajo de 1.8 Hz y **c)** SSEM entre 0.5 y 12.5 Hz (Tárraga, 2007)

Por tal razón, este tipo de patrones deben de ser interpretados con un mayor tipo de observaciones, tanto sísmicas, geodésicas o geoquímicas (Reyes-Dávila y De la Cruz-Reyna, 2002). En otros volcanes el uso del FFM también ha demostrado ser de gran utilidad en el pronóstico de actividad tanto efusiva, como explosiva.

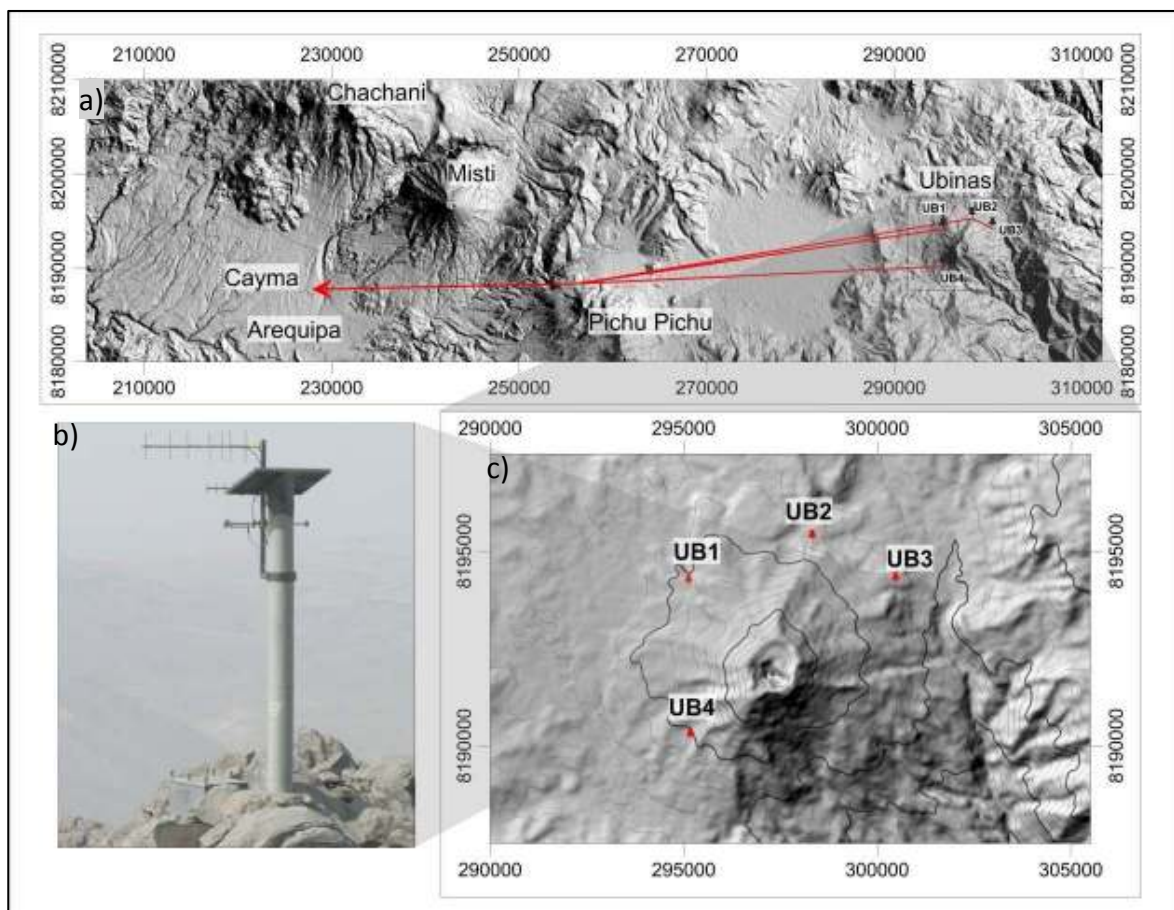
Un caso en donde se hizo un pronóstico acertado antes de una erupción explosiva fue la del Pinatubo (Voight y Cornelius, 1996). En esta erupción se pronosticó la explosión del 12 de junio de 1991, utilizando el RSAM, por lo que una oportuna evacuación fue hecha. Otros ejemplos del uso de este modelo han probado ser de gran utilidad en el Bezymyanny, (Voight, 1988), St. Helena (Voight, 1980; Voight y Cornelius, 1991; Smith et al., 2007), Redoubt (Voight y Cornelius, 1991), Pinatubo (Smith y Kilburn, 2010), Villarrica (Ortiz et al., 2003; Tárraga, 2007). Soufrière Hills (Kilburn y Voight, 1998; Hammer y Neuberg, 2009), Tungurahua (Tárraga et al., 2007) y Stromboli (Carniel et al., 2006), por mencionar algunos.

Este método ha sido aplicado a distintos tipos de información geofísica, tales como: observaciones geodésicas, tasas de deformación de suelo, liberación de la energía sísmica y tasa de eventos sísmicos, siendo los datos más fáciles de obtener, manejar, procesar antes y durante un episodio de crisis volcánica son los datos de eventos sísmicos. El aumento de la tasa de ocurrencia de eventos sísmicos estaría relacionado con la propagación macroscópica de un sistema de fallas que permite al magma alcanzar la superficie (Kilburn 2003).

## CAPITULO IV METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO

### 4.1 Instrumentación y Adquisición de Datos

La red telemétrica del volcán Ubinas del Instituto Geofísico del Perú, es la encargada de registrar la actividad sísmica del Volcán. El monitoreo se dio por medio de una estación analógica de periodo corto desde el 24/05/2006 hasta el 13/08/2007, fecha en que entraron a operar 4 estaciones sísmicas (UB1, UB2, UB3, UB4) digitales que forman la red actual del volcán Ubinas. Los datos son enviados mediante telemetría hacia una antena repetidora ubicada en el flanco Norte del volcán Pichupichu que retransmite las señales hacia la oficina central del IGP-Arequipa (Cayma), donde son recuperados y almacenados continuamente. Mediante esta red telemétrica podemos observar la actividad sísmica del volcán Ubinas en tiempo real.



**Figura 4.1 a)** Transmisión de la red telemétrica del volcán Ubinas **b)** Estación UB2 **c)** Ubicación de las estaciones en el Volcán

### 4.1.1 La Telemetría Analógica Antigua del Volcán Ubinas

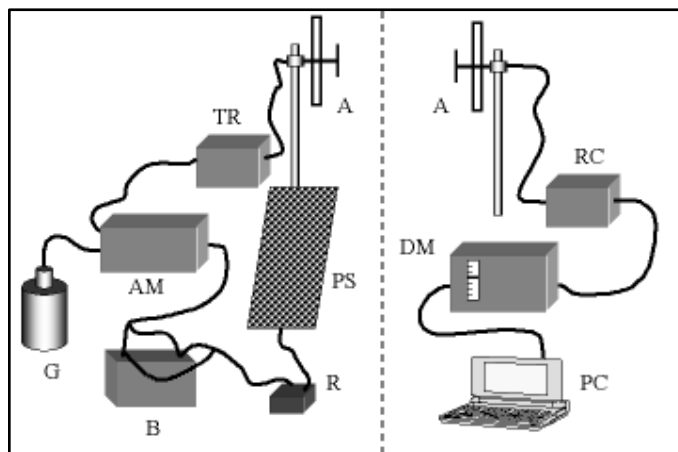
La red telemétrica antigua del volcán Ubinas funciono con telemetría analógica y registró digital, empezó a funcionar el 24 de Mayo del 2006, con una sola estación de periodo corto UB1, esta estación funciono continuamente hasta el 13 de agosto del 2007.

Estación	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Características y descripción
	UTM	UTM		
UB1	8194114	295129	4835	Sensor SS1 KIN de 3D Constante de sensor = 170V/(m/s) para los tres canales Peso por cuenta en el digitalizador = 1.589 uV/cuenta

*Tabla 4.1* Coordenadas y características de la estación UB1 de la antigua red telemétrica del Volcán Ubinas

La red sísmica centralizada del Ubinas parte de una red con telemetría analógica, en la que la estación de campo (UB1) consta de un sismómetro, preamplificador y un enlace telemétrico por radio (en VHF). En el centro de registro (Cayma) tenemos un sistema de recepción de la telemetría y de recuperación de la señal, un sistema de filtros, un multiplexor para medir todos los canales, el conversor analógico digital (tarjeta ADC; Las señales analógicas de los sensores de periodo corto de las estaciones sísmicas, provenientes del volcán, ingresan a la tarjeta de adquisición, ahí se convierten a señal digital) y un sistema de tiempo absoluto GPS. En este sistema es necesario disponer de un sistema de filtros anti-aliasing en cada uno de las entradas, pero en nuestro caso modificamos los filtros existentes en el sistema demodulador para limitar la señal por debajo de la mitad de la frecuencia de muestreo. Finalmente un ordenador (en la oficina de Cayma, sistema ADQ-REDES) sirve para la adquisición de los datos y controla todo el sistema.

Este sistema analógico todavía se utiliza hoy en la red sísmica del volcán Misti y Cerro Verde. Este sistema permite operar satisfactoriamente hasta con 12 bits de resolución efectiva y muestreos de 50 o 100Hz sobre cada canal sin ninguna dificultad, el registro digital se obtiene mediante un conversor de analógico digital.



**Figura 4.2** Diagrama de un sistema de telemetría sísmica analógica. El equipo de campo lo constituyen los siguientes elementos: G geófono, AM amplificador modulador, TR transmisor, A antena, PS panel solar, R regulador de carga. El equipo de recepción está formado por A antena, RC receptor, DM demodulador, PC computador para el registro de los datos

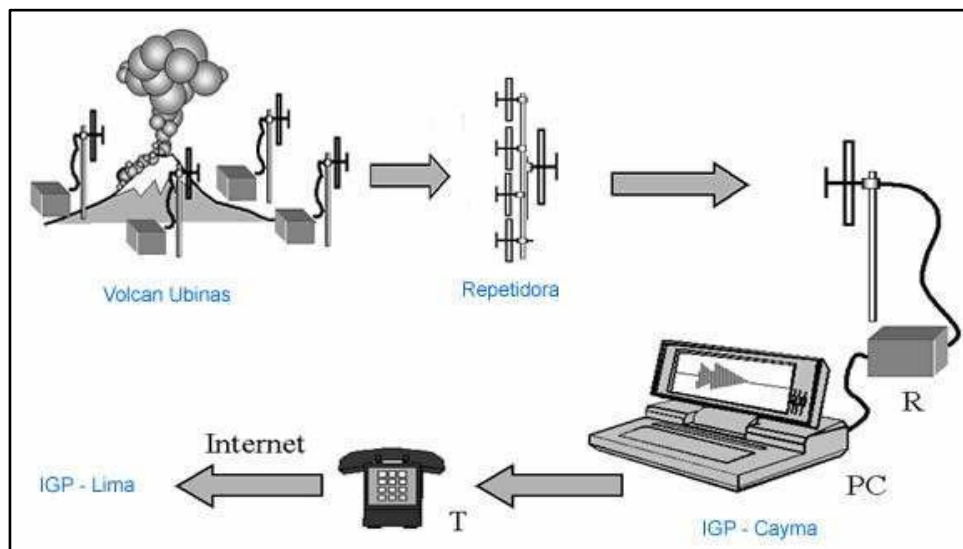
#### 4.1.2 La Telemetría Digital Actual del Volcán Ubinas

La instalación de la red sísmica actual empezó el 13/08/2007, pero entro en funcionamiento a partir del 31/08/2007, consta de 4 estaciones sísmicas (UB1, UB2, UB3 y UB4), ver Figura 4.1, 2 son de 3 componentes y de corto periodo, 2 uniaxiales una periodo cortó y otra de banda ancha; cabe destacar que la estación UB1 ha mantenido la misma ubicación de la antigua red.

Estación	Latitud UTM	Longitud UTM	Altitud (m)	Características y descripción
UB1	8194114	295129	4835	Sensor Triaxial periodo corto LE 3D (1 seg) Constante de sensor = 400V/(m/s) para los tres canales Peso por cuenta en el digitalizador = 1.589 uV/cuenta
UB2	8195250	298324	4981	Sensor Uniaxial banda ancha 0.033Hz a 50 Constante de sensor = 798V/(m/s) para los tres canales Peso por cuenta en el digitalizador = 1.589 uV/cuenta
UB3	8194163	300472	4662	Sensor Triaxial periodo corto LE 3D (1 seg) Constante de sensor = 400V/(m/s) para los tres canales Peso por cuenta en el digitalizador = 1.589 uV/cuenta
UB4	8190151	295164	4700	Sensor Uniaxial periodo corto LE 1D (1 seg) Constante de sensor = 400V/(m/s) para los tres canales Peso por cuenta en el digitalizador = 1.589 uV/cuenta

**Tabla 4.2** Coordenadas y características de las estaciones permanentes de la red actual del Volcán Ubinas

En esencia un sistema de registro sísmico digital consta de un sensor, preamplificador, conversor análogo digital, controlador del proceso, sistema de almacenamiento de datos (memoria), sistema de tiempo absoluto y fuente de poder. Las ventajas de este sistema son: bajo consumo de energía, facilidad de operación, registro continuo y acceso a los datos en tiempo real. El envío de los datos es muy similar a los de la telemetría analógica, sin más que añadirles un modem adecuado, o utilizar un micro transmisor digital en las banda VHF y UHF, ya que a diferencia de la telemetría analógica que tiene el conversor analógico digital (ADC) en el receptor, la telemetría digital lo tiene en la transmisor.



**Figura 4.3** Diagrama de la red telemétrica digital con un enlace radio digital de baja potencia UHF para enviar la señal desde las estaciones en el volcán hasta el observatorio de Cayma

### 4.1.3 Software de Adquisición de Datos

**Earthworm** es un sistema de adquisición y procesamiento de datos, inicialmente utilizado por la Red Sísmica del Norte de California (NCSN) en Estados Unidos, así como en observatorios volcánicos, entre ellos el Observatorio de Volcanes de Hawai, el Observatorio Vulcanológico de Alaska, la Red Sísmica del Sur de California y otros. El sistema Earthworm realiza distintos procesos con las señales sísmicas a través de programas independientes denominados módulos, cada uno de estos módulos contiene una programación específica, pero para la adquisición de datos tiene un módulo principal, encargado de la entrada de datos y su almacenamiento directo en el disco. 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.

## 4.2 Procesamiento y Análisis de los Datos

### 4.2.1 Procesamiento de los Datos

Para realizar el proceso de clasificación de los eventos sísmo volcánicos, se requirió de la información sísmica en formato “\*.SAC” (Seismic Analysis Code) a partir del cual, es posible la conversión a otro tipo de formatos (ASCII, SEISAN, etc.); para obtener estos archivos en formatos SAC, se siguió una rutina diaria que convierte los archivos originales \*.dat a archivos con extensión \*.SAC; los datos registrados por el EARTHWORM en el sistema ADQ-REDES dedicado a la adquisición de datos, tenía incorporada una tarjeta Data Translación para la conversión Análoga a Digital (ADC) que muestreo las señales análogas recibidas por la telemetría antigua y almacenarlas en archivos de formato “\*.dat”.

Para el procedimiento de conversión de archivos originales se usa la plataforma Linux (Distribución Fedora 7), dentro de la cual los diversos códigos de rutina se ejecutan para adquirir los archivos “\*.SAC”. Para este fin usamos un Shell (código elaborado en Linux) llamado “*ubisac.sh*”, que tiene incorporado diferentes códigos elaborados en fortran, Pascal, SAC, etc, pero el código más importante es el “*adq2sac.out*” que transforma los datos originales \*.dat del sistema ADQ-REDES en formato \*.SAC. El Shell *ubisac.sh* además de convertir los archivos en formato SAC, les asigna una nomenclatura para la lectura general de las señales sísmicas en archivos de una hora, en esta nomenclatura esta la fecha, hora, nombre de la estación y la componente (Ejemplo de un fichero *YYYYMMDD\_HHMMSS.UB1.Z.sac*) que facilita la ubicación de los archivos para poderlas analizar y clasificar.

En el caso de la actual red sísmica con telemetría digital, la adquisición fue más sencilla, ya que la Red\_Ubinas (PC Ubinas) dedicado a recepción y almacenamiento de los datos digitales en Formato Reftek, tiene un programa llamado “*contsac.vi*” que transforma automáticamente los archivos Reftek en archivos MAN (archivos SAC de 20 min), por lo que se ha modificado el Shell “*ubisac.sh*”, para unir los archivos MAN en archivos de 1 hora y renombrarlos al formato \*.SAC, manteniendo la misma nomenclatura que el caso anterior.

### 4.2.2 Análisis Espectral de la Actividad Sísmica

Para identificar las señales sísmicas que se registran en un volcán activo, se requiere de un análisis de dichas señales. Para realizar este análisis se usó un GUIDE llamado “*U\_clasificar*” desarrollado en el IGP en el lenguaje de programación MatLab 7, Esta herramienta de análisis

nos ayuda a visualizar la señal, la forma de onda, contenido espectral, espectrograma, identificar el inicio de la señal, etc; cabe mencionar que al inicio del código es necesario especificar la ubicación de los archivos SAC.

#### 4.2.2.1 Espectro

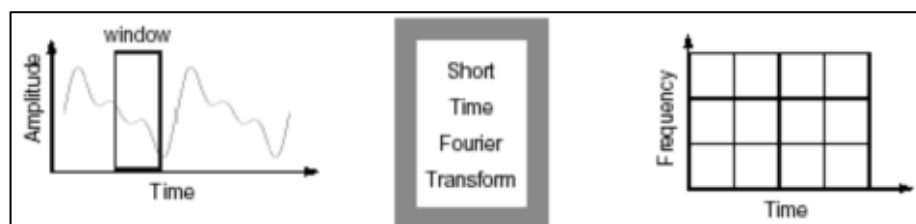
Debido a que el contenido espectral es una herramienta imprescindible en la caracterización de los eventos sismo volcánicos, se usó una sub-rutina (un Callback en el GUIDE de Matlab, que se ejecuta al darle click con el mouse o presionar una tecla) llamada **Cmespectro** en el programa U\_Clasificar, que permite obtener el espectro de frecuencias de la señal utilizando la transformada de Fourier. La figura 4.4 es un esquema que representa esta transformación.



**Figura 4.4** Esquema de la transformada de Fourier

#### 4.2.2.2 Espectrograma

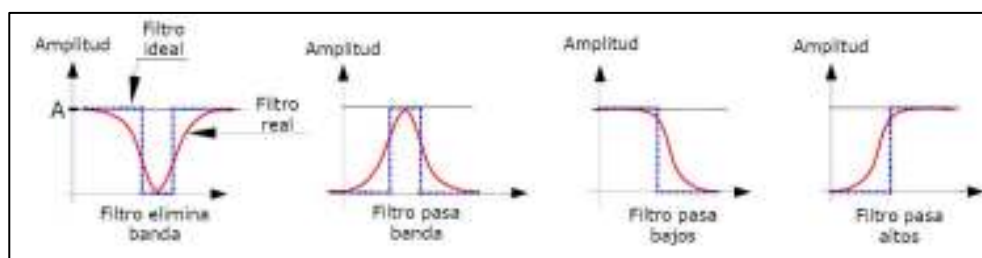
Para sacar el espectrograma de las señales se usó la subrutina **Cmespectrograma** que realiza la STFT (ver esquema en la figura 4.5), que divide la señal en pequeños segmentos, y calcula la FT de cada segmento por separado; de esta forma, se logra una representación tiempo-frecuencia de la señal, que nos permite conocer no sólo el valor de sus componentes en frecuencia, sino también su ubicación temporal; sin embargo, la información de localización tiempo-frecuencia sólo puede obtenerse con una exactitud limitada, determinada por el ancho de la ventana temporal utilizada.



**Figura 4.5** Esquema de la transformada de Fourier por intervalos (STFT)

### 4.2.2.3 Filtros

El filtrado es una de las operaciones más importantes del tratamiento de señales de tiempo discreto. Como el propio nombre lo indica, un filtro intenta separar componentes de una señal de acuerdo con algún criterio (por ejemplo, eliminar un ruido), esto corresponde a cambiar las amplitudes relativas de las componentes en frecuencia en una señal. De acuerdo a las bandas de frecuencia que dejan pasar los filtros se pueden clasificar: *pasa bajos, pasa altos, pasa banda y elimina banda* (ver figura 4.6).



**Figura 4.6** Tipos de filtro según las bandas de frecuencia que dejan pasar

Para realizar esta operación también se cuenta con una subrutina **Cmfiltro** en el programa U\_Clasificar. Teniendo en cuenta que la mayoría de las señales sísmo volcánicas se encuentran en un rango de frecuencias definidas, el filtro que más se usó fue el de pasa banda escrito en MatLab.

### 4.2.3 Criterio de Clasificación

Para el análisis de la actividad sísmica y realizar la clasificación, se tomó como estación patrón al UB1, cuyos registros siempre se han caracterizado por tener menor ruido y presenta las mejores señales de toda la red Ubinas. Adicionalmente, esta estación UB1 es la que más tiempo de registro tiene. Las demás estaciones también fueron muy útiles pues sirvieron para corroborar las características de las señales registradas en la estación UB1. Es decir que, para realizar la clasificación de la actividad sísmica del volcán se empleó todo el conjunto de registros. Por otra parte, las señales de las estaciones Cerro Verde y Cayma, situadas a más de 70 kilómetros al oeste, también fueron utilizadas para discriminar señales confusas (eventos tectónicos muy locales, etc) que son ajenas al volcán.

Para elaborar el catálogo sísmico del volcán Ubinas se usó el criterio de clasificación adoptado por [Wassermann J., 2002] y [Ibáñez J.M. y Carmona E., 2004]; con un umbral de detección para los eventos mayores o iguales a 400 cuentas de amplitud.

<b>Volcano-tectónico</b>	<b>VT1</b>	Frecuencia mayor o igual a 5 Hz. Amplia banda de frecuencias múltiplo. Fases P y S muy claras. Decaimiento exponencial marcado.
<b>Volcano-tectónico Con precursor</b>	<b>VTP</b>	Frecuencias mayores o iguales a 5 Hz. Amplia banda de frecuencias múltiplo. No es claro el arribo de ondas P y S. Decaimiento de la coda variable, son precedidos por un evento de menor amplitud.
<b>Largo periodo Tipo 1</b>	<b>LP1</b>	Frecuencia menor a 5 Hz. Cuasi monocromático, banda de frecuencias angosta, arribo emergente reflejando picos de fuente.
<b>Largo periodo Tipo 2</b>	<b>LP2</b>	Frecuencia menor a 5 Hz. Cuasi monocromático, banda de frecuencias angosta, arribo impulsivo, reflejando picos de fuente.
<b>Largo periodo con precursor</b>	<b>LPP</b>	Frecuencia menor a 5 Hz. Cuasi monocromático, banda de frecuencias angosta, arribo emergente, es precedido por un evento LP de menor amplitud, reflejando picos de fuente.
<b>Largo periodo Tipo tornillo</b>	<b>TOR</b>	Frecuencia muy variable. Monocromático, con una o varias frecuencias dominantes, bandas de frecuencia puntuales, arribo emergente reflejando picos de fuente.
<b>Híbrido</b>	<b>HIB</b>	Conjugación de sismos tipo VT y tipo LP
<b>Pseudo largo - período</b>	<b>PIS</b>	Con forma de onda cuasi-monocromático y decaimiento lento de coda pero con dominio una alta frecuencia por encima de los 8 Hz.
<b>Explosión volcánica</b>	<b>EXP</b>	Debería verse la onda de aire. Banda frecuencial múltiplo.
<b>Tremor</b>	<b>TR2</b>	Señal continua espasmódica, banda de frecuencias angosta, reflejando picos de fuente, con duraciones menores a 30min.
<b>Tremor</b>	<b>TR1</b>	Señal continua espasmódica, banda de frecuencias angosta, reflejando picos de fuente, con duraciones mayores a 30min.
<b>Tremor</b>	<b>TRA</b>	Señal continua armónica, con una banda de frecuencias angosta, reflejando por lo general un solo pico de fuente.
<b>Procesos superficiales</b>	<b>LAH</b>	Puede ser de carácter discreto o continuo. Exhiben una alta atenuación y pueden ser dominantes en el tiempo en una determinada estación de acuerdo a la cercanía de la misma. Banda amplia de frecuencias múltiplo.
<b>Otras señales no volcánicas</b>	<b>OTR</b>	Pueden tener un comportamiento estacionario (motores) o ser aleatorias con diversas características.

**Tabla 4.3** Criterios de clasificación de los eventos sísmicos del volcán Ubinas

### 4.2.4 Formato de Salida

Una vez terminado la identificación de la señal y el análisis espectral, el programa *U\_clasificar*, tiene la opción para almacenar dicha información de las señales, en un fichero “\*.lst”, que contiene la información del año, mes y nombre de la estación (Por ejemplo 200605\_UB1.lst), dentro de cada fichero se guarda la siguiente información:

- Tipo de evento (1)
- Fecha (2)
- Hora de inicio UTC (3)
- Frecuencia principal (4)
- Amplitud máxima (5)
- Duración del evento en seg(6)
- Calidad (7)
- Ubicación (8)
- Posición (9)

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
TR2	30/04/2007	13:16:19.17	4.09	567	87	0	20070430_1300.UB1.SL.Z.sac	979 1066
LP1	30/04/2007	15:34:20.91	5.49	4736	33	0	20070430_1500.UB1.SL.Z.sac	2061 2094
TR1	30/04/2007	16:00:13.02	4.93	1849	3567	0	20070430_1600.UB1.SL.Z.sac	13 3580

### 4.3 Calculo de Parámetros

#### 4.3.1 Estadística de la Ocurrencia de los Eventos LP Antes de una Explosión

A fin de graficar el modelo promedio de la actividad de LP antes de las explosiones, programamos las correlaciones de tiempo entre los eventos LP y explosiones. El índice medio  $R(t)$ , de los sismos de Largo Periodo antes de una explosión puede ser escrito como:

$$R(t) = \frac{1}{TN_{ex}} \sum_{i=1}^{N_{ex}} \sum_{j=1}^N \Theta(t_1^{EX} - t_j^{LP} \in [t, t + T]) \tag{4.1}$$

donde  $N_{ex}$  es el numero de explosiones en el catalogo,  $N$  es el número de eventos LPs,  $T$  es la duración del intervalo de tiempo considerado, y  $\Theta$  es una función tal que  $\Theta(P) = 1$  si  $P$  es verdadero y 0 de otro modo. Para cada intervalo,  $T$ , nosotros solo usamos las explosiones que satisfacen  $t_1^{EX} - T > t_1^{LP}$ .

Para este fin se elaboró un código en MatLab, “ratioLP.m”, que requiere la entrada de dos archivos ACSSI, donde se tenga la información de los LPs y Explosiones de todo el periodo de análisis, estos archivos contienen dos columnas, en la primera columna está el inicio del evento y en la segunda la energía liberada por el evento, tanto para los LPs como para las explosiones. Un vez realizados las operaciones de la ecuación 4.1, se construyen dos matrices para almacenar la tasa de LPs y tasa de Energía, ambos contienen la información sobre los intervalos de tiempo respecto a las explosiones y la segunda son los valores del parámetro obtenido ( $R(t)$ ). Cada una de estas matrices se guarda en un archivo de datos (ratioLP.dat y ratioenergy.dat) y que luego son graficados.

### 4.3.2 Calculo de la Energía

Los niveles de energía liberados durante este proceso eruptivo, han sido calculados desde el principio usando los datos de una estación temporal RN de banda ancha, para estimar dichos niveles energéticos, por integración de señal sísmica [Johnson and Aster, 2005].

$$E_{seismic} = 2\pi r^2 \rho_{earth} c_{earth} \frac{1}{A} \int S^2 U(t)^2 dt \quad (4.2)$$

$r$  = distancia fuente estación

$\rho_{earth}$  = densidad de la tierra

$c_{earth}$  = velocidad de la onda P

$A$  = corrección de atenuación

$S$  = corrección por respuesta de sitio

$U(t)$  = velocidad de partícula

Como se ha mencionado, se ha efectuado el cálculo de la energía que emite el volcán en base a la integración de los registros de la estación temporal Reftek de banda ancha situada en el flanco norte del volcán durante el 21 al 26 de abril del 2006.

Posteriormente, la estación telemétrica UB1 de periodo corto entra en funcionamiento a partir del 24 de mayo. Siendo necesario proseguir con la estimación de la energía emitida, se ha realizado el mismo procedimiento de cálculo mencionado con los datos de banda ancha pero aplicado a los datos de la estación UB1 de periodo corto, la cual se encuentra por ese mismo sector (flanco Norte-noroeste). Los valores usados fueron:

$r$  = distancia fuente - estación = 2470 m

$\rho_{earth}$ : densidad = 2600 kg/m<sup>3</sup>

$C_{earth}$ : 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

De esta manera se ha determinado un factor de corrección que sirve para la estimación de la energía en base a las señales de la estación permanente UB1. Para calcular el valor de la Energía liberada para determinado día, se escribió la ecuación 4.2 en un código en Fortran, “energiaout.f”, que realiza el cálculo de la energía de la señal sísmica para un determinado intervalo de tiempo. Se obtiene así un gráfico de energía vs tiempo, por el cual es posible observar la variación de la energía liberada por el volcán en diferentes momentos.

### 4.3.3 Calculo de RSAM

El RSAM es una variable que se actualiza cada  $n$  datos (en nuestro caso cada un minuto) y su cálculo es inmediato de acuerdo con la ecuación 4.3.

$$RSAM(iT) = \frac{1}{T} \sum_{t=iT-T/2}^{iT+T/2} |S(t)| \quad (4.3)$$

donde,  $T$  es el intervalo de tiempo, en nuestro caso 1 min, y  $s(t)$  es la muestra de la traza sísmica.

Para calcular el valor del RSAM para determinado día, se elaboró un código en MatLab, “rsam.m”, que realiza la descomposición de la señal sísmica en tendencias (trend), una vez realizado la descomposición de la señal, se obtiene un gráfico a través del cual es posible observar la tendencia, que es la información más importante para hacer un referencia a los cambios del comportamiento de la señal, Para cada uno de los días calculados se construye una matriz que tiene como elementos dos columnas, teniendo en la primera el tiempo para el cual se ha calculado, y en la segunda están los valores del parámetro RSAM obtenidos. Cada una de estas matrices es guardada en un archivo de datos (YYYYMMDDrsam.dat) que luego pueden ser unidos, leído, graficados por otros programas como Excel.

#### 4.3.4 Cálculo de 1/RSAM (Método del Fallo de Material)

Una vez calculado el parámetro de RSAM, se procedió a calcular su inverso, siguiendo una metodología similar a la explicada en la sección 4.3.3, se creó un código en MatLab, “invrsam.m”, que lee los archivos *YYYYMMDDrsam.dat*, mantiene la primera columna y saca la inversa a la segunda columna, y los guarda en un archivo *YYYYMMDDinvrsam.dat*. Posteriormente se procede a estudiar los gráficos obtenidos para cada día de las explosiones y buscar si se comprueba la hipótesis de que una pendiente negativa del inverso del RSAM al ser prolongada al eje del tiempo corresponda con el inicio de una explosión.

#### 4.4 Sistema de Alerta Temprana ante Explosiones

Habiéndose observado que en el periodo de esta erupción 2006-2009, muchas explosiones fueron precedidas por enjambres de LPs, se decidió considerar dicho incremento de la tasa de los eventos LP con el fin de proponer un sistema de alerta ante una posible explosión. En este sistema de alerta se considera un intervalo de tiempo  $T$  donde se analiza la tasa de eventos LP; si esta tasa supera un umbral determinado  $N_0$ , entonces una primera alerta (*Taler*) es emitida. Este proceso es repetido continuamente, y si se observa persistencia en el estado de alerta, entonces se pasa a observar cual es el estado del gráfico 1/RSAM. A partir de ambos resultados se tomara la decisión de emitir o no una alarma de explosión inminente en un tiempo  $T_{exp}$ .

$$N(iT) = \sum_{t=(i-1)T}^{iT} LP \quad (4.3)$$

donde,  $T$  es el intervalo de tiempo (en nuestro caso cada 5min), y  $LP$  son los eventos LPs que están en el intervalo  $t$  y  $iT$

Para realizar esta operación se creó un código en MatLab “alarm.m”. El código requiere la entrada de un archivo ACSSI, donde se tenga la información de los LPs (principalmente el inicio del evento) y en salida proporciona el gráfico correspondiente de todas las alertas lanzadas.

---

## CAPÍTULO V RESULTADOS

En este capítulo presentaremos los resultados obtenidos sobre los métodos y técnicas usadas para la evaluación del incremento de la tasa de eventos LPs como precursores de las explosiones, para los datos del último proceso eruptivo del volcán Ubinas 2006 – 2009, y sobre el uso de tal información con fines de establecer alertas tempranas. En efecto, mostraremos que es posible que a partir de la observación del incremento en la tasa de eventos LPs, así como el método de fallo de material (1/RSAM) se pueda estimar la inminente ocurrencia de una explosión.

### 5.1 Catalogo Sísmico del Volcán Ubinas

En el volcán Ubinas se ha registrado una amplia gama de señales sísmicas durante la última erupción explosiva, algunas asociadas con fracturas ocurridas en la parte sólida del volcán (eventos vulcano - tectónicos) posiblemente debido a presiones inducidas por el magma o cambios bruscos de temperatura; otras asociadas con procesos de dinámica de fluidos en el sistema magma-gas (tremor y eventos de largo período), donde están incluidas las explosiones pero como eventos mayores. Por otro lado, considerando el amplio contexto de la dinámica del volcán puede darse el caso de registro señales combinadas o híbridas, que resultan de sucesión entre los procesos originados directamente en el fluido y, aquellos originados directamente en el sólido (o viceversa).

El análisis de todos los eventos registrados en el volcán Ubinas, a partir del 24 de Mayo del 2006, ha permitido generar un Catálogo Sísmico 2006-2009, con el que se ha trabajado. En este catálogo, el número total de eventos volcánicos clasificados fue de 118694. Los eventos de Largo Periodo (LP1+LP2+LPP) muestra un claro dominio en cuanto a número con un total de 97836 eventos registrados, seguidos por los tremores (TR1+TR2+TRA) con 16373 eventos, donde destacan los de tipo TR2 (ver figura 5.1); cabe mencionar que estas señales TR2 se presentaron con mayor frecuencia en los inicios de catálogo (durante el 2006). Finalmente, como eventos importantes en número (y en energía) se tiene a las 162 Explosiones identificados en el catálogo.

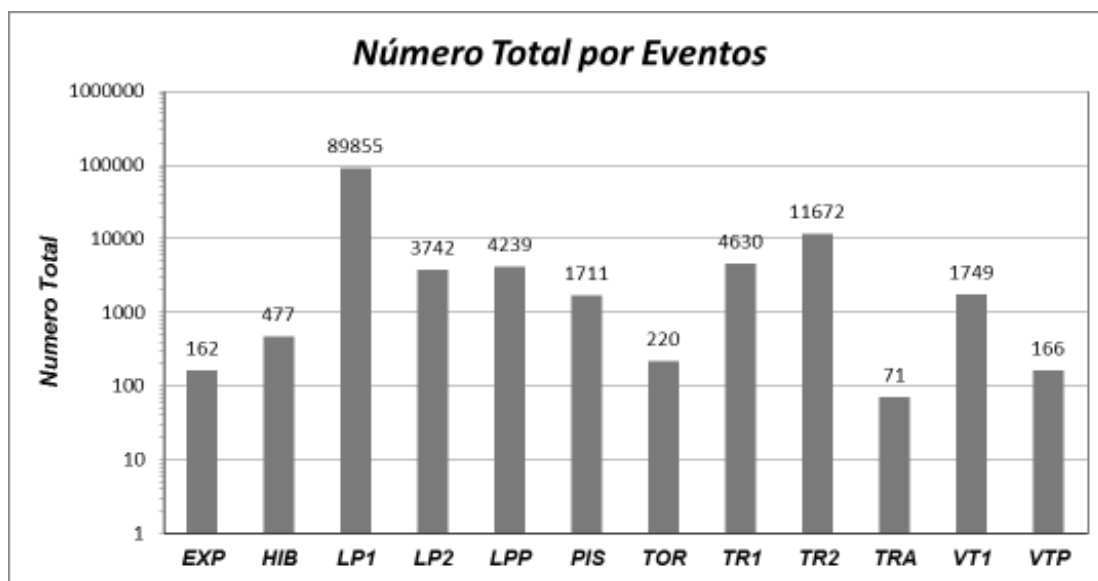


Figura 5.1 Número total de eventos volcánicos registrados en el catálogo sísmico

En cuanto a la duración de los eventos registrados, los tremores, en especial el tipo TR1 es el que más predominio tiene (ver figura 5.2). También destaca la duración observada en los LPs, mientras que las explosiones se destacan por su corta duración.

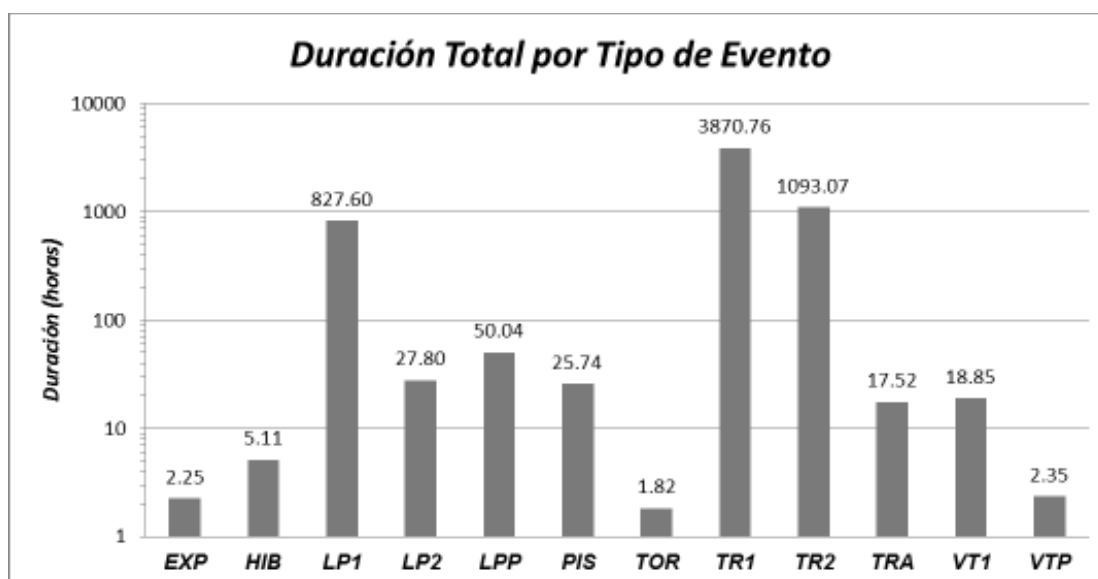
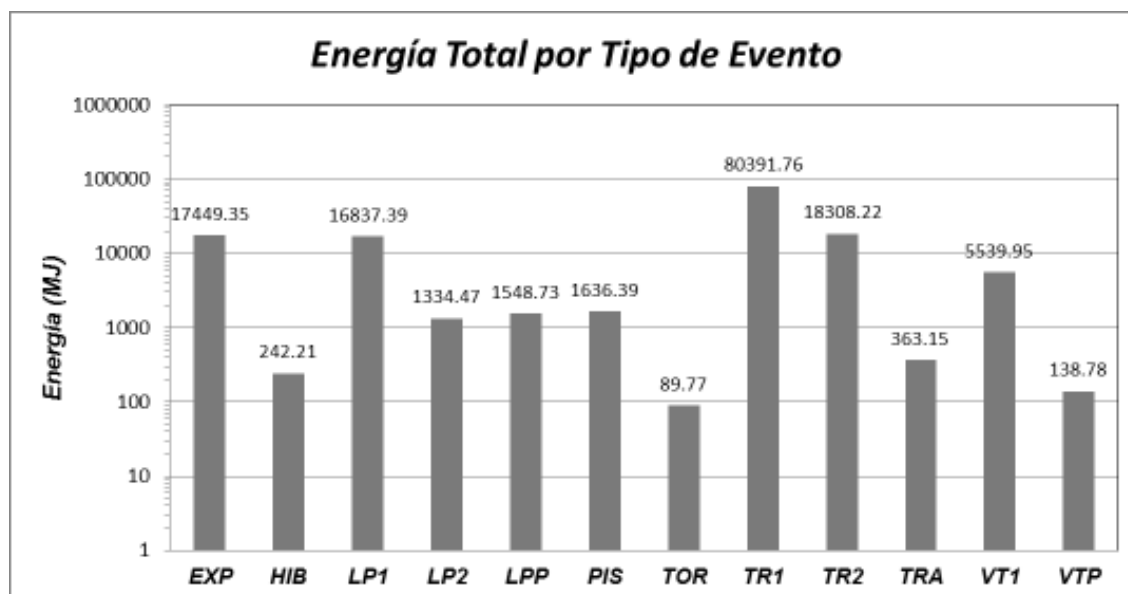


Figura 5.2 Duración de los eventos volcánicos registrados en el catálogo sísmico

En cuanto a la energía total liberada de los eventos registrados que se muestra en la figura 5.3, se observa que los eventos tipo tremor son los que mayor energía han liberaron durante este proceso eruptivo (99063 MJ). Asimismo, destacan los elevados montos de energía liberada por las explosiones (17449 MJ) a pesar de su relativo menor número (162 explosiones) y limitada duración.



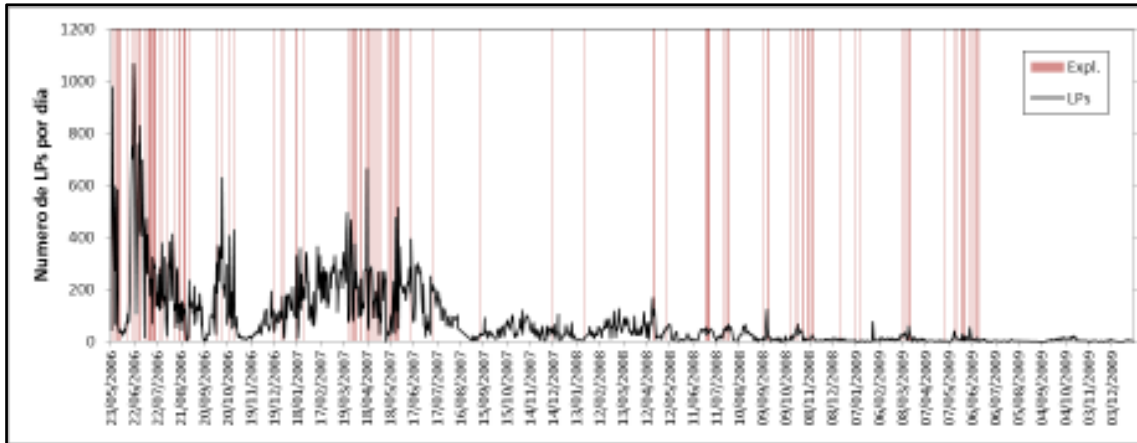
*Figura 5.3 Energía liberada por los eventos volcánicos registrados en el catalogo sísmico*

## 5.2 Características de la Sismicidad Durante el Proceso Eruptivo

La actividad sísmica del proceso eruptivo 2006 – 2009 del volcán Ubinas, se ha caracterizado por la predominancia, en número y energía, de los LPs, tremores (TR1 y TR2) y explosiones. Por otra parte, durante la crisis y más tarde al efectuar la clasificación exhaustiva de los eventos, se observó que la ocurrencia de eventos LPs se incrementa poco tiempo antes que ocurra una explosión, y que los tremores se presentan mayormente después de ocurridas las explosiones. Habiéndose observado que esta manifestación es repetitiva en circunstancias de muchas de las explosiones, se decidió estudiarlas e integrarlas en la caracterización del proceso eruptivo.

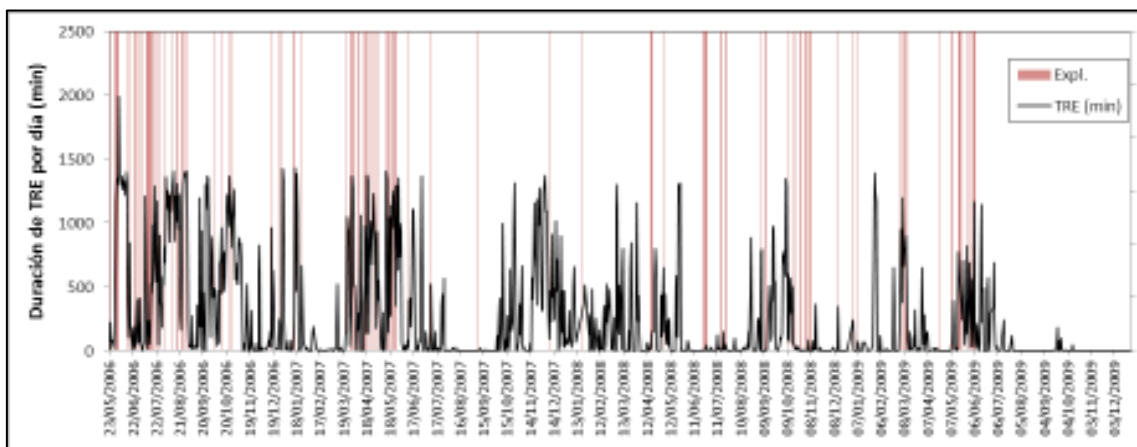
La figura 5.4 muestra el número de LPs por día en función del tiempo en relación a la ocurrencia de las explosiones. Aunque es una figura de todo el proceso en general, ya se puede observar la correlación entre la actividad LP con la ocurrencia de explosiones, principalmente en el lapso de mayor actividad entre marzo del 2006 y agosto del 2007.

Una primera alta tasa de ocurrencia de los LPs (LP/día) fue observada desde el inicio del monitoreo hasta el 31/10/2006, llegando a un máximo de hasta 1066 LPs por día (registrado el 21/06/2006). A continuación se observa una etapa de calma que dura aproximadamente 20 días, pero luego vuelve a recuperar su alta actividad hasta fines de agosto de 2007. A partir de aquí la actividad empieza a disminuir en amplitud y número llegando a registrar poco más de un 10 evento por día para fines del 2009.



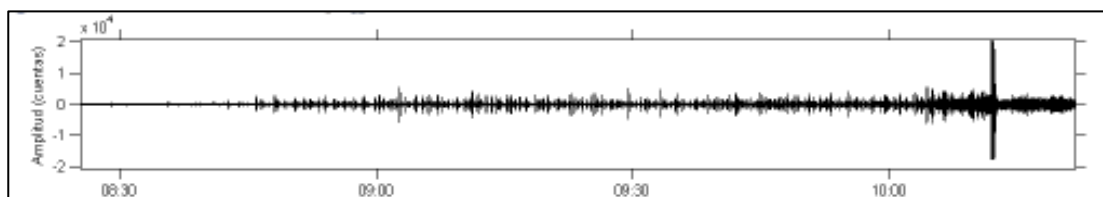
**Figura 5.4** Actividad sísmica de eventos LPs por día y su relación con la ocurrencia de Explosiones

La ocurrencia de la actividad tremorica, ésta también relacionada con la presencia de explosiones o grupo de explosiones como se puede observar en la figura 5.5. Muchas de las explosiones han sido seguidas de temores; también en algunos casos se superponen, pues se registra la explosión cuando ya está en curso un evento tremorico. También se registraron algunos temores como eventos independientes, sin asociación o simultaneidad a una explosión. En cuanto a la duración, los temores no presentan mayor variación ya que están limitados a registros de un día, pero cabe mencionar que en algunas explosiones los temores que le suceden pueden llegar a durar varias horas incluso días como la que sucedió a la explosión del 12/08/2006 13:43:11.13, llegando a durar cerca de dos días.



**Figura 5.5** Duración de la actividad sísmica de eventos tremoricos por día y su relación con la ocurrencia de Explosiones (Ubinas 2006 – 2009)

En síntesis la actividad de los eventos tipo TRE y LP aparecen relacionados con las explosiones, por su ocurrencia en tiempos próximos. Como un ejemplo de esta interrelación se puede observar el registro de la explosión del 31/08/2006 (figura 5.6) donde se observa un incremento de los eventos LPs en forma de enjambre una hora y media antes de la explosión, mientras que los tremor empieza 10 min antes de la explosión y sigue hasta varias horas después de esta. Un enjambre de sismos LP es una secuencia donde los eventos son similares en tamaño, duración, forma y contenido espectral.

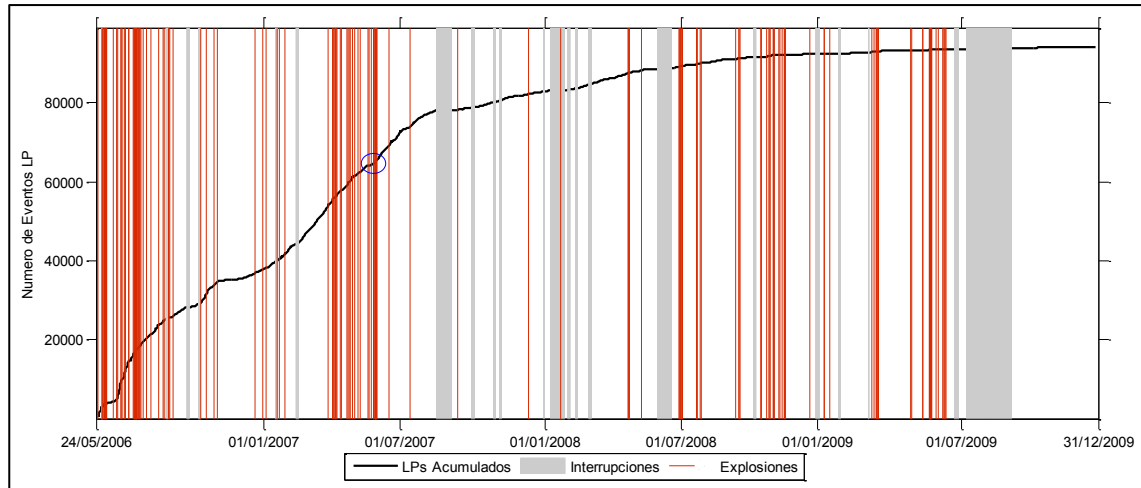


**Figura 5.6** Enjambre de LPs antes de la explosión registrada el 31/08/2006 10:11:49.09 UTC en la estación UBI. La explosión es también precedida y seguida de actividad tremorica

### 5.2.1 Características de los LPs

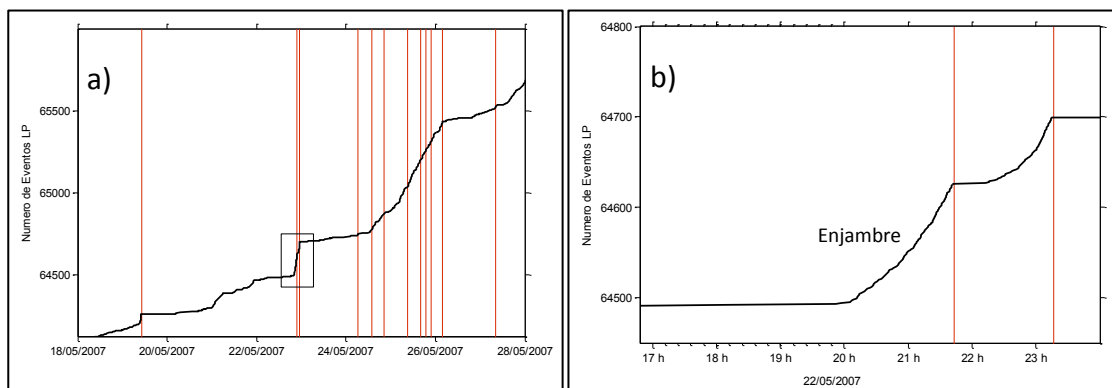
Durante el periodo eruptivo del volcán Ubinas, se observó actividad explosiva precedida por enjambres de LPs. Para cuantificar el comportamiento precursor de estos LPs, se realizó un gráfico de acumulación del número de LPs registrados en el catálogo sísmico vs el tiempo (figura 5.7). En el mismo gráfico se ha puesto la ocurrencia de las explosiones. En general se observa que los mayores incrementos de los LPs ocurren al darse una explosión o un grupo importante de explosiones.

La mayor cantidad de LPs se registraron entre Mayo del 2006 hasta fines de Agosto del 2007; este intervalo también coinciden con la mayor presencia de explosiones. Después de agosto 2007 los LPs presentan incrementos más moderados, no obstante que las explosiones siguieron ocurriendo; aunque ya no con la frecuencia anteriormente observada.



**Figura 5.7** Acumulación de los eventos LP y su distribución temporal con las explosiones para el periodo eruptivo 2006-2009, el círculo azul corresponde a la ventana que será ampliada

Para observar mejor este incremento de los eventos LP, se hizo una aproximación, o zoom, de la zona señalada con un círculo azul en la figura 5.7. Aumentando la resolución de la curva de acumulación del número de eventos LP (figura 5.8), se aprecia mejor el fuerte incremento en número de los LPs con la presencia de las explosiones. La figura 5.8a, muestra la fuerte incremento de LPs cuando ocurren explosiones sucesivas. En la figura 5.8 b), que es un zoom que corresponde al rectángulo señalado en la figura 5.8a, se observa claramente que el incremento de LPs se inicia cerca de dos horas antes de las dos explosiones (explosiones del 22/05/2007) y que, después de ocurrida la explosión, la tasa de LPs disminuye drásticamente, casi a cero.



**Figura 5.8 a)** Aproximación de la curva de acumulación de los eventos LP y su distribución temporal con las explosiones **b)** Aproximación del rectángulo de a), donde se observa un claro incremento de los LPs antes de las dos explosiones ocurridas el 22 de mayo del 2007

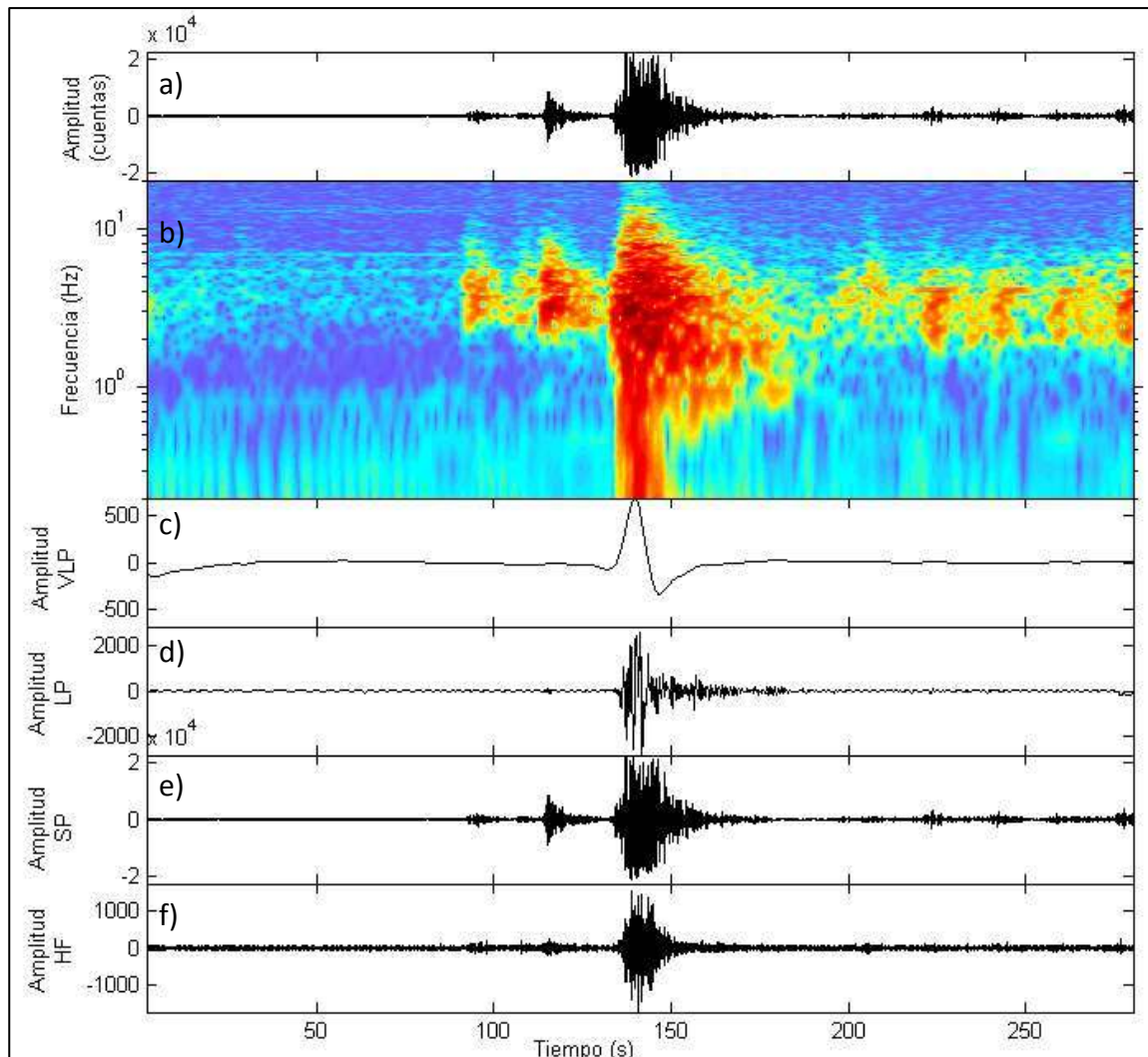
Las características observadas en la figura 5.8 b) se repiten en varias explosiones, por lo que podemos considerarlos como una herramienta importante a la hora de establecer una metodología para pronóstico de explosiones.

### 5.2.2 Características de las Explosiones

Durante el periodo eruptivo 2006 – 2009 del volcán Ubinas, las explosiones han sido identificados por el aumento brusco de su amplitud, además de que estos son precedidos por un enjambre de LPs y muchas de ellas aparecen superpuestas a una señal de tremor. Debido a un incremento en los últimos años en el número de sensores de banda ancha alrededor de los volcanes, se han realizado mejores observaciones de la actividad sísmica asociada a las erupciones, tanto efusivas como explosivas; particularmente las explosiones vulcanianas, han sido acompañados por señales sísmicas de muy largo periodo ( $> 10$  seg) llamado ‘Very Long Period events’ (VLPs). Estas señales generalmente tienen pocos ciclos y un rápido decaimiento, ya que solo pueden ser observados en estaciones cercanas, salvo eventos extraordinarios.

Los VLPs se han registrado acompañando principalmente a explosiones tanto estrombolianas (Rowe et al., 1998; Aster et al., 2003, 2008; Chouet, 2003a), como a vulcanianas (Arciniega et al., 1999; Chouet et al., 2005; D'Auria et al., 2006), así como a LPs (Chouet et al., 2003b; Ohminato et al., 1998; Molina et al., 2008) o a tremores (Legrand et al., 2005; De Lauro et al., 2000). Estos eventos se han asociado con cambios volumétricos en una región específica del conducto, debido al transporte de masa hacia la superficie (Chouet et al., 2003b; Giudicepietro et al., 2009)

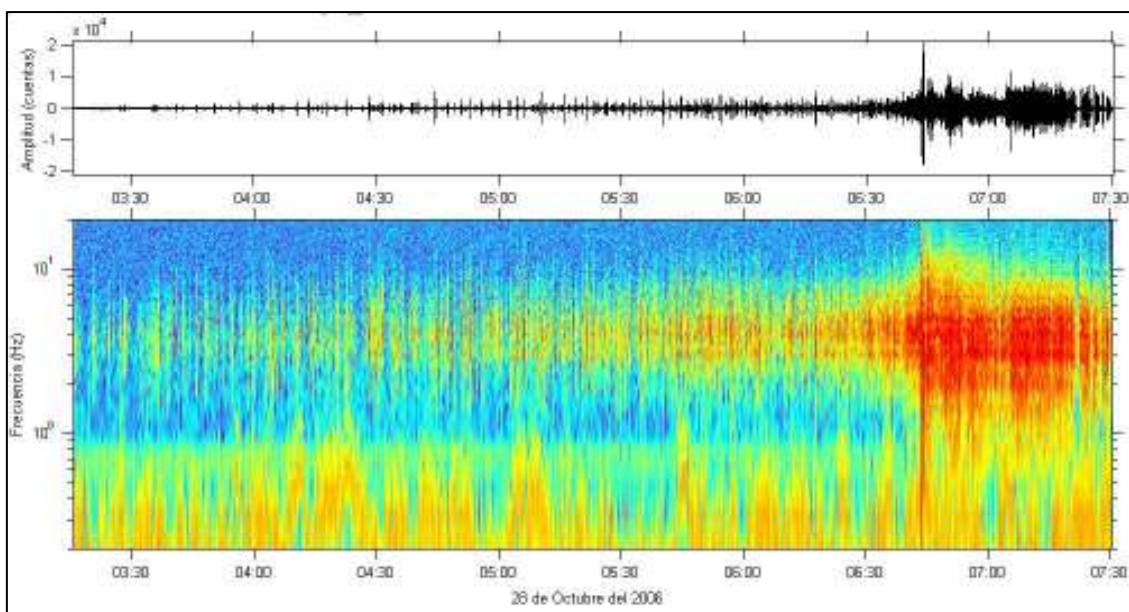
En el presente análisis de las señales de la erupción del Volcán de Ubinas, se contó con los registros de la estación permanente UB1. Esta estación, de periodo corto, sensor Kinematics SS1, está localizada a 2.47 km de distancia del cráter del volcán. Tiene un frecuencia de respuesta que va entre  $\sim 0.1$  y 100 Hz, ha podido registrar una parte de las señales VLP. Para las explosiones vulcanianas más fuertes del 2006, se filtró la señal en diferentes bandas de frecuencia para observar si existía información en esas bandas. Las bandas analizadas son: VLP (30 a 5 seg), LP (5 seg a 2 Hz), SP (1 a 10 Hz) y HF (10 a 50 Hz); el filtro utilizado fue un pasabanda Butterworth de 4<sup>to</sup> orden. La presencia de estas bajas frecuencias correspondiente a los VLP fue otro criterio tomado para distinguir a los LPs de gran amplitud y las explosiones, sobre todo para el periodo 2006 y 2007, donde la actividad sísmica era más intensa.



**Figura 5.9** *a)* Sismograma de la explosión del 1 de agosto del 2006. *b)* espectrograma, *c)* sismograma filtrado entre 30 y 5 seg (VLP), *d)* sismograma filtrado entre 5seg y 2 Hz (LP), *e)* sismograma filtrado entre 1 Hz y 10 Hz (SP), y *f)* sismograma filtrado entre 10 y 50 Hz (HF).

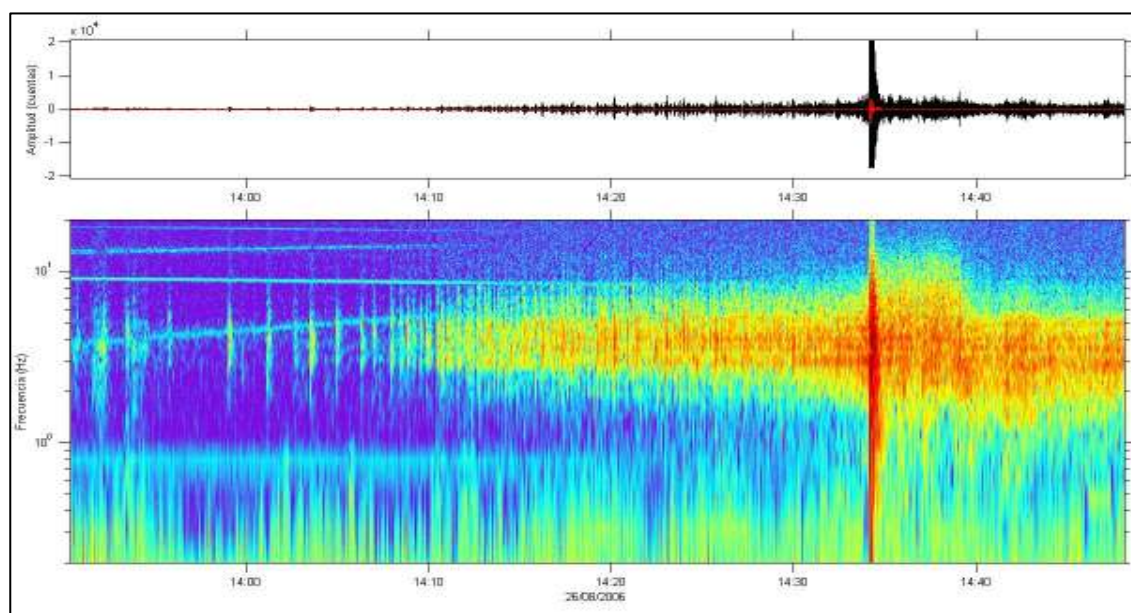
Los análisis efectuados en los eventos LPs precursores permiten clasificar a las explosiones en 3 tipos:

- **Explosiones con Precursores Energéticos:** El incremento en la tasa de LPs se presenta con mucha anterioridad al inicio de la explosión. Este incremento ocurre hasta con 3 horas o más, de anterioridad; tales eventos LP poseen características espectrales muy similares, con una frecuencia dominante prácticamente igual, en un inicio están muy regularmente distribuidos en el tiempo y presentan gran amplitud. Una característica notable es que al acercarse el momento de la explosión ( $\sim 15$  min antes) estos LPs se suceden a intervalos tan cortos entre sí que rápidamente devienen en un tremor. Luego de la explosión la actividad tremorica persiste, siendo especialmente energética y puede durar muchas horas.



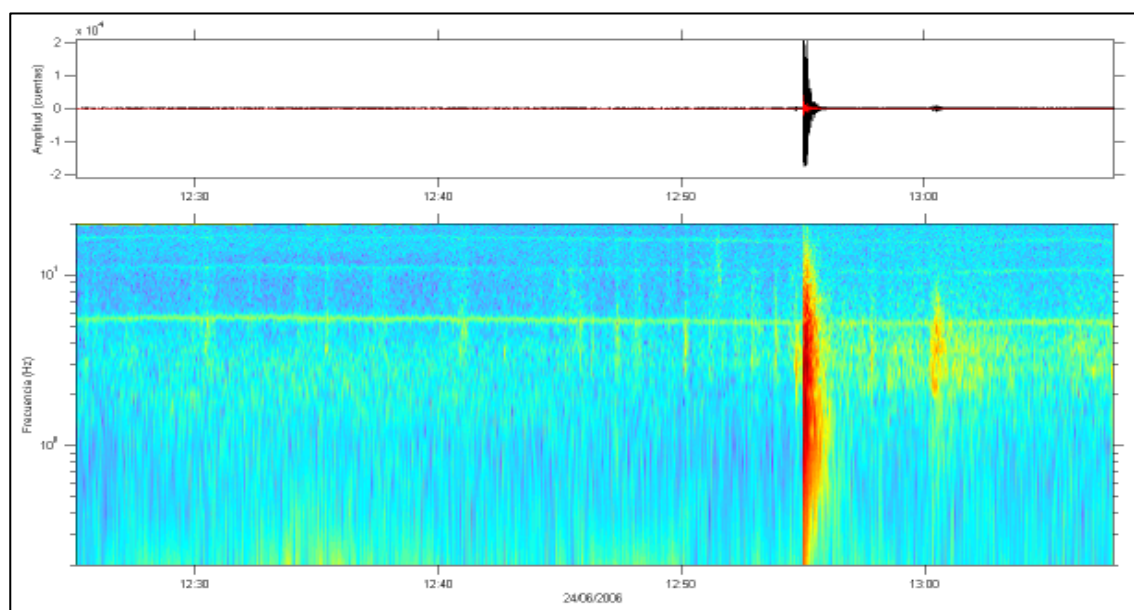
*Figura 5.10 Explosión con precursor fuerte del 28/10/2006 06:43:40.84 UTC*

- **Explosiones con precursores moderados:** Presentan precursores LPs con una anterioridad menor a 1 hora. Los precursores se presentan en un inicio muy regularmente distribuidos en el tiempo, aunque rápidamente se confunden para formar un tremor volcánico, a la cual se superpone la explosión. A diferencia de los LPs anteriores (explosiones energéticas) su amplitud se incrementa conforme se acerque la explosión así como su banda espectral, siendo más notorio en la explosión (ver figura 5.11), Después de la explosión la actividad tremorica que les sucede son de menor amplitud y duran menos que en el caso anterior.



*Figura 5.11 Explosión con precursor moderado del 26/08/2006 14:34:08.07 UTC*

- **Explosiones sin precursores:** este tipo explosiones ocurren sin precursores LPs, sin previo aviso, por lo que el pronóstico de estos con los eventos LPs como precursores es imposible, después de la explosión tampoco hay actividad. Este tipo de explosiones se presenta por lo general después de ocurrido un grupo importante de explosiones con **fuertes precursores de alta energía**, lo que sugiere que estas explosiones ocurren cuando el conducto volcánico está libre (un sistema abierto).



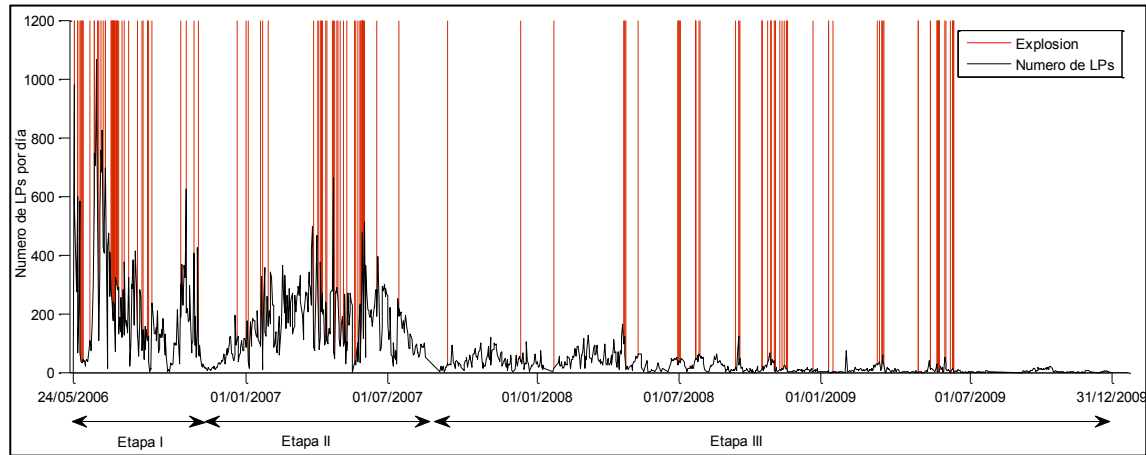
*Figura 5.12 Explosión sin precursor ocurrida el 24/06/2006 12:54:57.88 UTC*

Para las explosiones que no presentan precursores, la probabilidad de que sean pronosticados usando el incremento de los eventos LPs como precursores es cero, pero esto puede ser compensada si se analiza el proceso eruptivo por etapas, debido a que estas explosiones sin precursores se han presentadas en periodos determinados durante el proceso eruptivo.

### 5.2.3 Etapas del Proceso Eruptivo

Durante el proceso eruptivo se ha observado la evolución de las explosiones así como de la sismicidad que le acompaña compuesta principalmente por los LPs y tremores. A partir de estas observaciones (LP, tremores y explosiones) ha sido posible establecer tres etapas: la primera comprende desde el inicio de los registros hasta el 14/11/2006, que se caracteriza por presentar alta sismicidad del tipo LP y TRE, con explosiones de gran amplitud y energía, precedidas por precursores fuertes en la su mayoría; la segunda etapa comprende desde el 14/11/2006 hasta 01/09/2007 esta etapa se caracteriza por presentar sismicidad alta pero con menor ocurrencia y las explosiones disminuyen en energía; finalmente, la tercera etapa comprende del 01/09/2007

en adelante, y se caracteriza por presentar la sismicidad más baja de todo el proceso eruptivo, las explosiones no presentan precusores LPs y son de energía más bajas en relación a las etapas anteriores..



**Figura 5.13** Etapas del proceso eruptivo de acuerdo a la sismicidad de los LPs y su distribución temporal con las explosiones

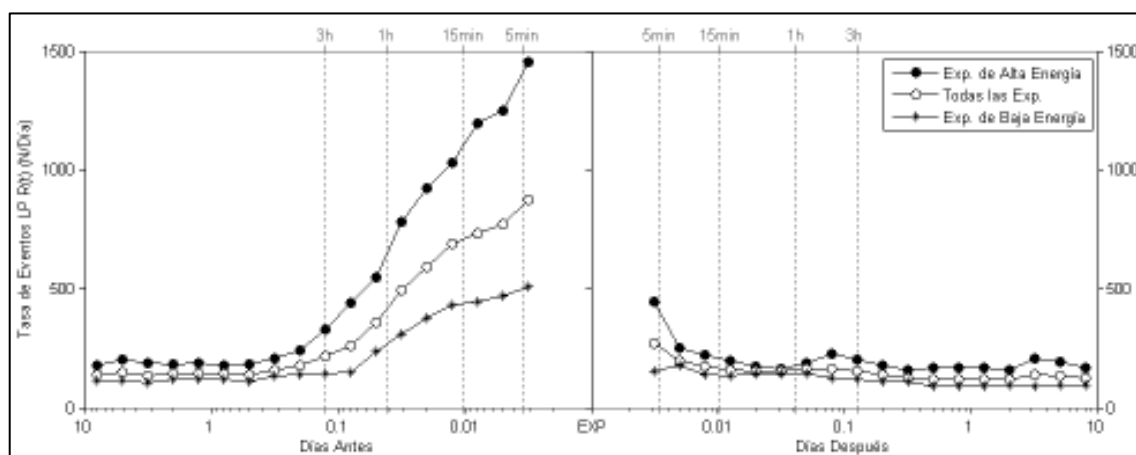
Otro criterio tomado para caracterizar la sismicidad fue la cantidad de energía liberada por las explosiones, ya que también se observó que en las explosiones de mayor energía los precusores se presentan con mayor anterioridad, para ello, se estableció que a 100 (MJ) es el límite entre explosiones energéticas y débiles. Se considera entonces que las explosiones fuertes son aquellas que liberaron más de 100 MJ de energía, mientras que las débiles serán las que liberaron una energía menor a 100 MJ. Tomando este criterio, de las 162 explosiones registradas durante el proceso eruptivo, 63 de ellas son explosiones fuertes y las 99 restantes se les considera como explosiones débiles. Esta agrupación nos ayudó a observar mejor la dinámica de los precusores antes y después de una explosión.

### 5.3 Estadística de la Sismicidad Pre-Explosiva

#### 5.3.1 Evolución Temporal de la Tasa de LPs y las Explosiones

A fin de observar mejor y con cuánto tiempo de anterioridad se presentan los precursores LPs en las explosión, se realiza un apilamiento (staging) de la tasa de LPs vs el tiempo antes y después de la explosión. Este apilamiento se realizó para las explosiones de alta energía, explosiones de baja energía y para las 162 explosiones juntas, ver figura 5.14, donde se muestra que hay un incremento significativo en la tasa de LPs cuanto más cerca este la explosión. El incremento se inicia aproximadamente 3 horas antes del evento hasta que finalmente viene la explosión. Se ha observado un máximo valor de 1500 LPs/día en las explosiones de energía alta, un valor máximo de 500 LPs/día para las explosiones de baja energía y para el apilamiento de todas las explosiones un valor máximo de 900 LPs/día. Posterior a las explosiones la tasa de LPs es muy baja y no presenta un cambio significativo más bien se mantiene casi constante, esto se puede explicar porque después de las explosiones se presenta una intensa actividad tremorica que opaca a los eventos LPs.

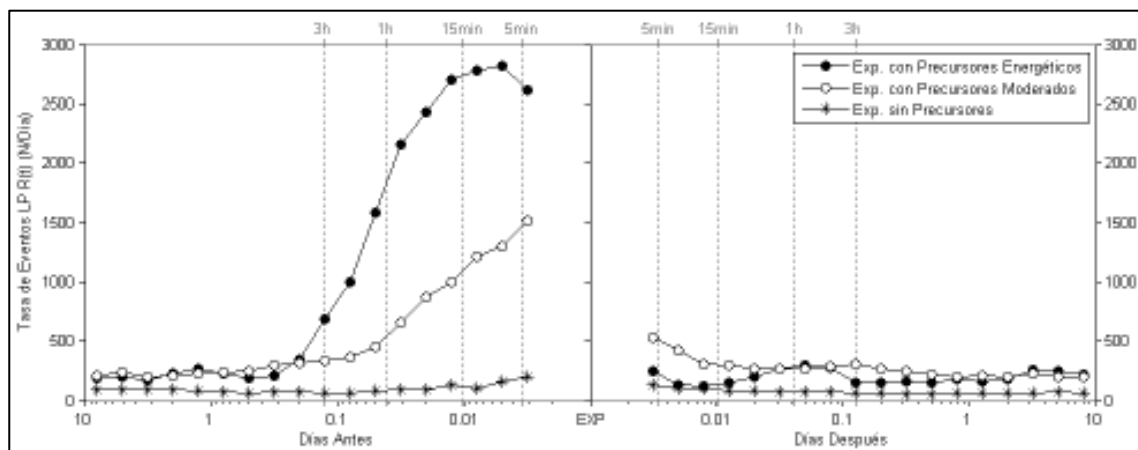
Es posible observar también que el incremento de la tasa de LPs que precede a las explosiones fuertes es muy alto en relación a las explosiones débiles, esto era de esperarse ya que como se había observado en las secciones anteriores los precursores LPs se presentan en mayor número y con mayor anterioridad en las explosiones fuertes.



**Figura 5.14** Apilamiento de la tasa de los eventos tipo LPs antes y después de una explosión (EXP), según la energía liberada

En las explosiones clasificadas de acuerdo a sus LP precursores (energéticos, moderados), el apilamiento de los LPs muestra que la aceleración en la tasa de los LPs empieza con mayor

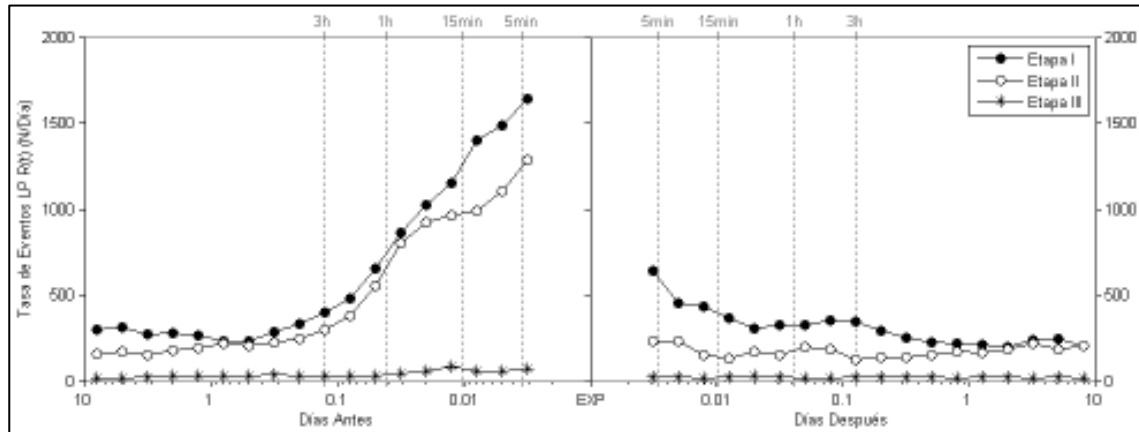
anterioridad en las explosiones con precursores energéticos (3-4 horas antes), a diferencia del tipo moderado. Por otro lado, cabe indicar que el valor máximo fue de 2800 LP/día, y una posterior disminución que ocurre unos 7 min antes de la explosión, observado en la figura 5.15, esta disminución puede ser bien explicado si se tiene en cuenta que la sucesión de LPs deviene en tembor. Asimismo, luego de ocurrida la explosión, se sucede una fuerte actividad tremorica y es difícil o prácticamente imposible distinguir eventos LP dentro de la señal tremorica. En el caso de las explosiones con precursores moderados, la aceleración de la tasa de LPs se da con una anterioridad de 1 horas, incrementándose hasta la llegada de la explosión. El máximo valor que alcanza es 1500 LPs/día, pero la tasa después de la explosión es un poco mayor que la de los eventos con precursor energético, ya que los tembores que les sucede a estas explosiones son de menor amplitud y poca duración lo que ha favorecido a la hora de identificar LPs después de la explosión. En el caso de las explosiones sin precursores, la curva, como es de esperar, no presenta ninguna aceleración de la tasa de eventos LPs ni antes ni después.



**Figura 5.15** Apilamiento de la tasa de eventos tipo LPs antes y después de una explosión (EXP), según sus precursores

En el caso de las explosiones clasificadas por etapas, ver figura 5.16, la tasa de LPs muestra para la Etapa I valores altos antes y después de la explosión; este incremento empieza con 4 horas de anterioridad aproximadamente, desde este momento la tasa de LPs empieza a incrementarse hasta el inicio de la explosión, llega a un máximo valor de 1600 LPs/día antes de la explosión; en cambio después de la explosión la tasa de LPs disminuye conforme se aleje de la explosión. Para la Etapa II, la tasa de LPs también es alta, aunque no supera a la primera etapa, su incremento empieza con ~3 horas de anterioridad llegando a un máximo valor de 1300 LPs/día; la gran diferencia en comparación con la etapa anterior es que después de la explosión la tasa de LPs cae de nuevo al nivel de fondo inicial y se mantiene casi constante. En la Etapa III, el comportamiento de la tasa de LPs, no sufre mayor variación, ya que la -sismicidad se

mantiene baja y casi constante antes y después del evento; se puede afirmar entonces que en esta última etapa los LPs ya no son elementos precursoros como lo había sido en las dos etapas anteriores.

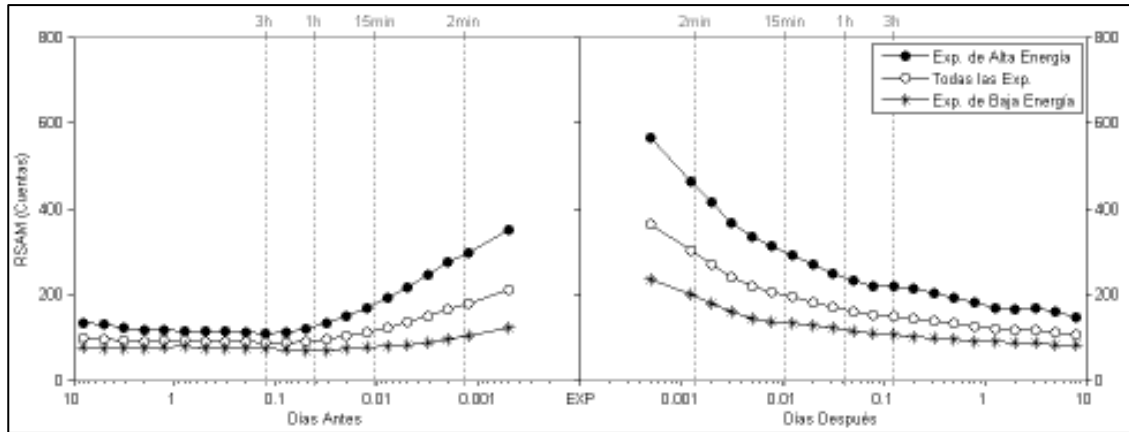


**Figura 5.16** Apilamiento de la tasa de eventos tipo LPs antes y después de una explosión (EXP), por etapas

### 5.3.2 Evolución Temporal del RSAM y las Explosiones

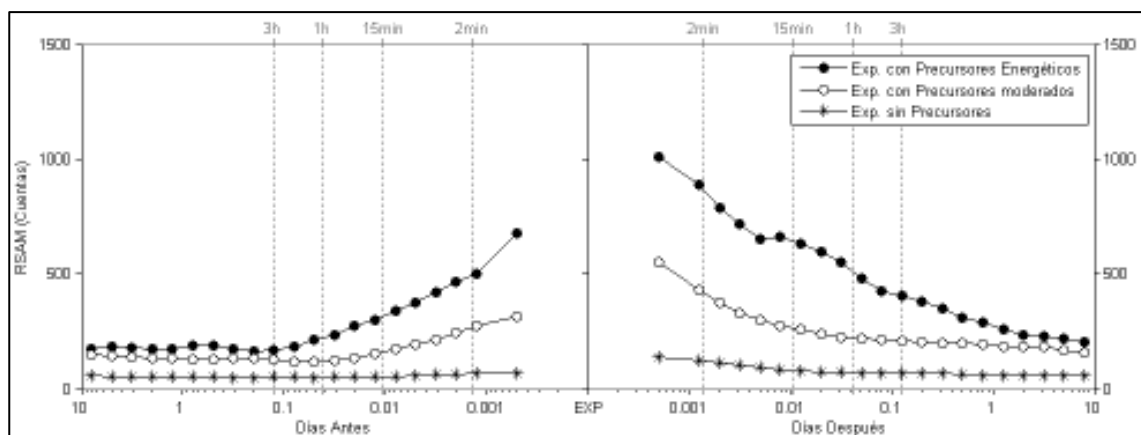
Las gráficas de sección anterior muestran el comportamiento de la tasa de LPs y Energía de los LPs antes y después de una explosión, pero para analizar la sismicidad total antes y después de las explosiones, se usó el RSAM (cada 1 min), ya que involucra a todos los eventos registrados salvo los tectónicos y las mismas explosiones, el apilamiento del RSAM mostro mejor la tendencia general de la actividad sísmica en relación a su distribución temporal con las explosiones.

El apilamiento del RSAM según la energía liberada por las explosiones, ver figura 5.17, muestra una tendencia general donde la sismicidad empieza a aumentar cerca de 1 hora antes-tanto para las explosiones fuertes como para las débiles. En todos los caso (sean las explosiones débiles o fuertes) el RSAM tiene mayor valor después de ocurridas las explosiones, lo cual es explicable si se tiene en consideración la frecuente ocurrencia de tremores con gran energía inmediatamente luego de las explosiones.



**Figura 5.17** Apilamiento del RSAM antes y después de una explosión (EXP), según la clasificación por la energía en las explosiones.

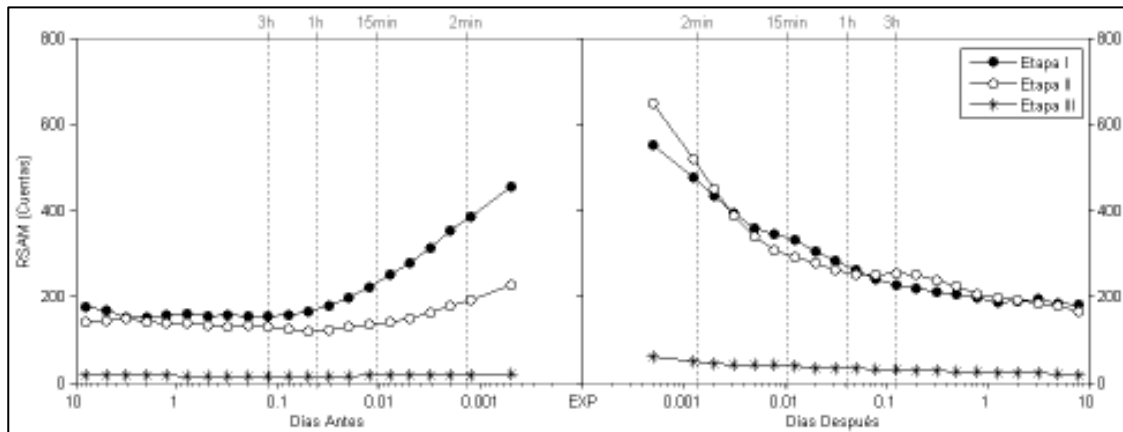
El apilamiento del RSAM según el tipo de precursor de las explosiones (energéticos, moderados o sin precursor), ver figura 5.18, muestra para las explosiones con precursores energéticos que la sismicidad tanto antes como después fue alta, pero la sismicidad posterior a estas explosiones es mayor en magnitud y en duración, lo que es comprensible ya que este tipo de explosiones le sigue una gran actividad tremorica de gran amplitud. Para las explosiones con precursores moderados, la sismicidad empieza a aumentar 1 hora antes, y también presentan actividad sísmica moderada después de la explosión, aunque la duración de esta es menor que el caso anterior. Las explosiones sin precursores muestran una actividad sísmica anterior casi nula, en cambio después del evento la actividad tiene un ligero incremento pero de poca duración.



**Figura 5.18** Apilamiento del RSAM antes y después de una explosión (EXP), según la clasificación por tipo de precursores

Respecto del apilamiento del RSAM para las explosiones clasificadas por etapas (Etapa I, II y III), ver figura 5.19, muestra que en la Etapa I una hora antes de la ocurrencia de las explosiones ocurre gran actividad sísmica. En cuanto a la actividad sísmica posterior a la explosión, ésta es

siempre mayor. En la Etapa II, en la sismicidad que precede a las explosiones también nota un incremento aunque solo una decena de minutos antes de la explosion, pero en cambio la actividad posterior a la explosión es similar con la mostrada para el caso de la Etapa I. En la Etapa III, en el RSAM no presenta mayor variación, salvo un pequeño incremento después de las explosiones, esto debido a que la sismicidad en esta etapa es de muy baja amplitud respecto a las anteriores etapas.

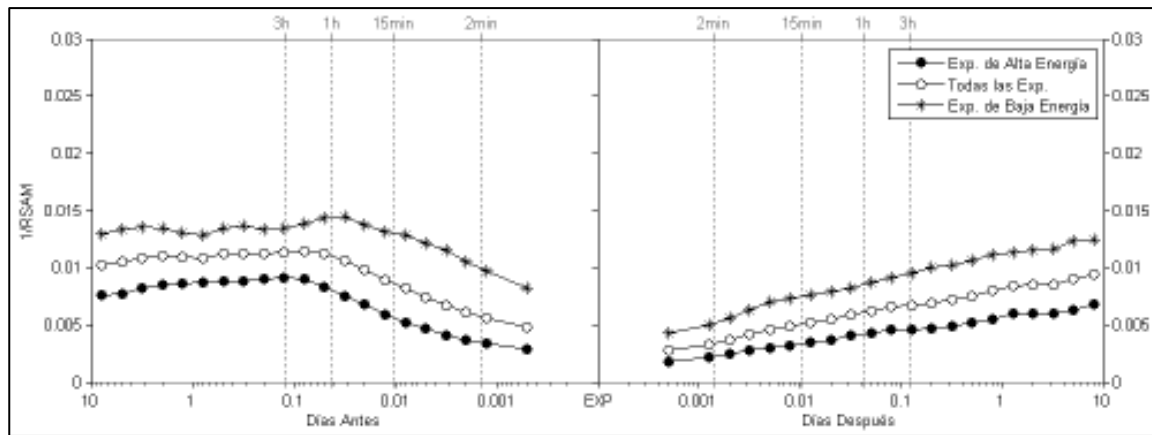


**Figura 5.19** Apilamiento del RSAM antes y después de una explosión (EXP), por etapas

### 5.3.4 Evolución Temporal del 1/RSAM y las Explosiones

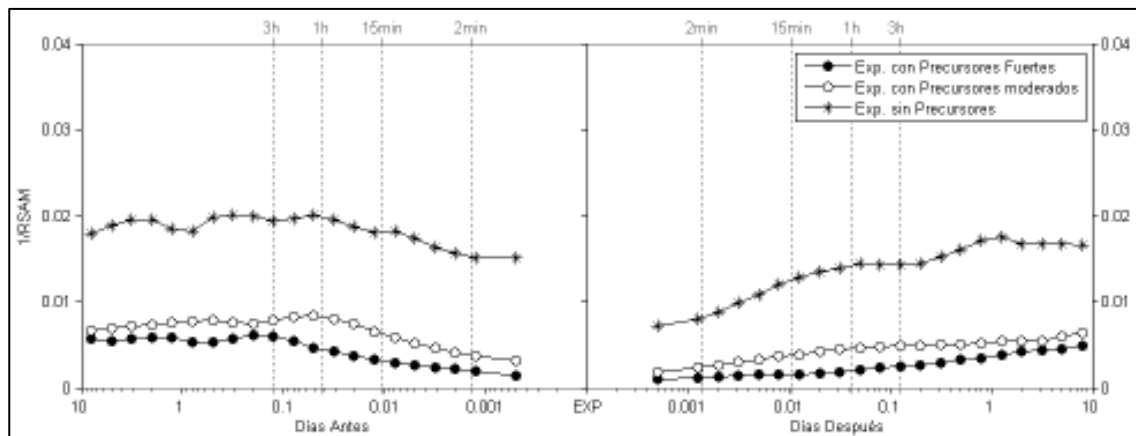
Como se ha mencionado y explicado en capítulos anteriores el inverso del RSAM constituye uno de los parámetros más evaluados dentro del método de fallo de la materia. Es así como procedió a calcular el 1/RSAM, para observar la tendencia de este parámetro cerca de la ocurrencia de las explosiones.

El Apilamiento del 1/RSAM, para las explosiones según la energía liberada, muestra un cambio importante tendencia a disminuir antes del evento, ver figura 5.20. Esta disminución sigue hasta el inicio de la explosión. Nótese que la proyección de esta tendencia negativa hacia el eje del tiempo coincide con el inicio de las explosiones, en especial para las explosiones de Alta Energía, lo que abre la posibilidad de que se pueda prever las explosiones basadas en la teoría del fallo de material. Para las explosiones fuertes, esta tendencia a disminuir empieza con una anterioridad de una hora y media, mientras que para las explosiones débiles la tendencia a disminuir empieza 30 min antes. Después de la explosión el parámetro se incrementa conforme se aleja de la explosión.



**Figura 5.20** Apilamiento del 1/RSAM antes y después de una explosión (EXP), según la energía liberada.

Para las explosiones según sus precursores el apilamiento 1/RSAM muestra una tendencia a disminuir (ver figura 5.21), que para el caso de las explosiones con precursores fuertes empieza a menos de 2 horas antes; para las explosiones con precursores moderados, esta tendencia a disminuir se presenta más tarde con una anterioridad menor a 1 hora; mientras que para las explosiones sin precursores esta tendencia no tiene un claro inicio. Después de las explosiones el 1/RSAM sigue una tendencia a incrementarse en todos los casos, lo que era de esperarse ya que la sismicidad después de las explosiones siempre es a disminuir.



**Figura 5.21** Apilamiento del 1/RSAM antes y después de una explosión (EXP), según precursores

El apilamiento del 1/RSAM para las explosiones por etapas, muestra una tendencia a disminuir con 1 hora de anterioridad para las explosiones de la Etapa I, mientras que en la Etapa II empieza alrededor de 30 min (ver figura 5.22), a partir de estas observaciones podemos decir que las explosiones en estas dos etapas, pueden ser predecidas.

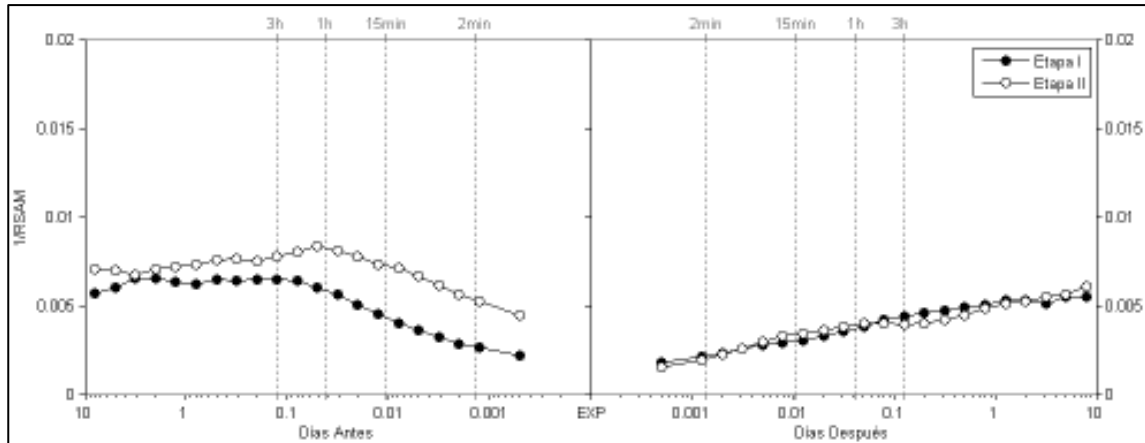


Figura 5.22 Apilamiento del 1/RSAM antes y después de una explosión (EXP), por etapas

### 5.4 Modelo de Pronóstico a partir del Incremento de la Tasa de LPs

Como se observó en las secciones anteriores, la tasa de LPs que preceden a las explosiones tiende a incrementarse poco tiempo antes de las explosiones, por lo que surge la pregunta sobre la posibilidad de pronosticar la ocurrencia de una explosión utilizando el incremento de la tasa de LPs como precursores. Para ello usamos una metodología sencilla propuesta por Grasso y Zaliapin, en el 2004 (ver figura 5.23), donde la tasa de eventos LPs es calculado para una ventana de tiempo con una duración de  $D$ , si la tasa de eventos excede un umbral fijado  $N_0$ , una alarma es emitida para una duración de  $T_{aler}$ .

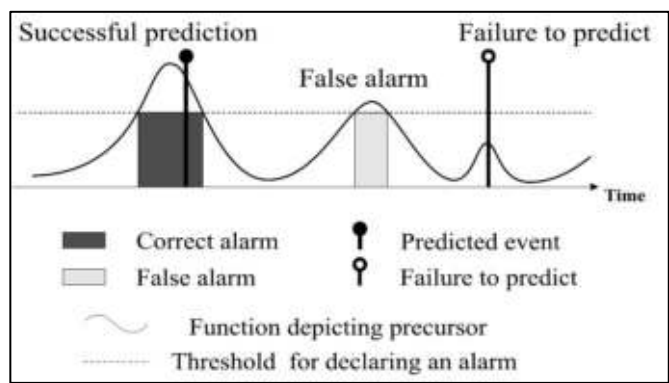
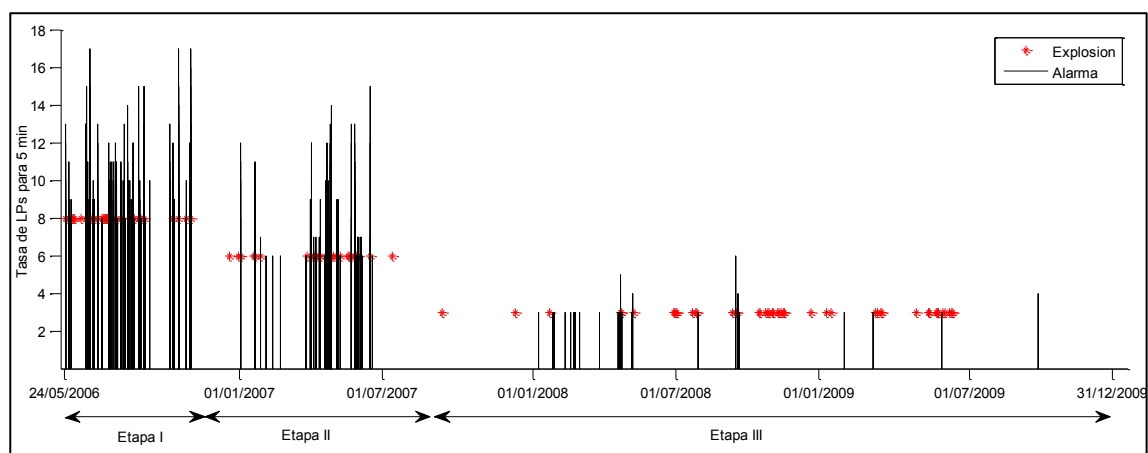


Figura 5.23 Esquemas de predicción y resultados de predicción (Grasso y Zaliapin, 2004)

En nuestro caso pusimos a prueba el catalogo sísmico del volcán Ubinas 2006–2009, donde se obtuvo la tasa de eventos LPs para cada 5 min, desde el inicio hasta el final del catálogo. Para fijar los umbrales de detección a partir del cual se puede considerar un incremento anómalo en la sismicidad LP, que denote la cercanía de una explosión, se estableció los límites de manera empírica para cada etapa (ver figura 5.24), pues el comportamiento de la sismicidad en las diferentes etapas es completamente diferente. Estos umbrales son: un límite de 8 LPs por cada 5 min en la etapa I, un

límite de 6 LPs por cada 5 min en la etapa II y para la tercera etapa se usó un límite más conservador de 3 eventos cada 5 min.

El número de alarmas lanzadas en la etapa I es mayor en número en comparación a las otras dos. En la etapa II hubo también casos de explosiones asociadas a muchas alarmas lanzadas, aunque en menor número en comparación al caso de la Etapa I. En la etapa III hubo muy pocas alarmas lanzadas antes de las explosiones, explicable debido a que la mayoría de las explosiones en esta etapa no presentan ningún precursor. En la figura 5.24 los umbrales de detección y las explosiones están plateados con asteriscos rojos.

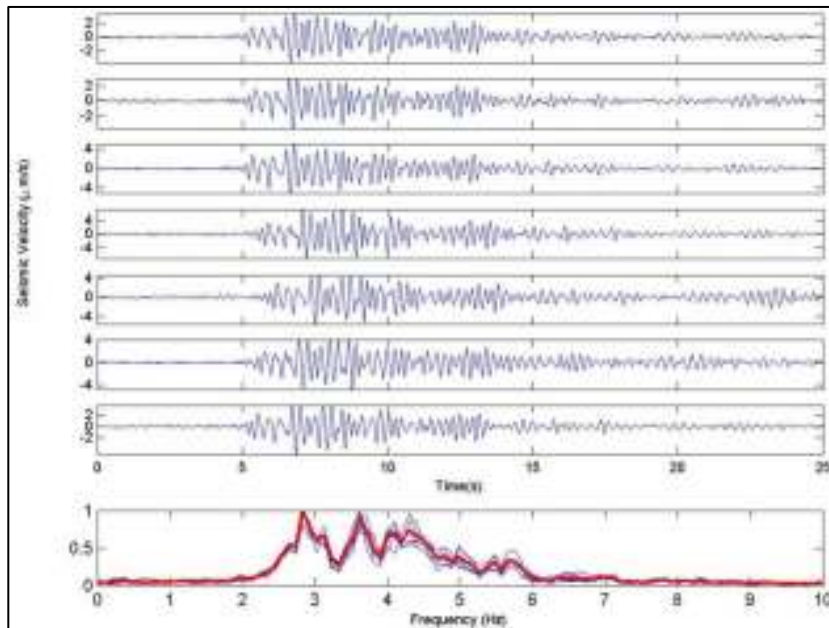


**Figura 5.24** Alarmas de posibles explosiones de acuerdo al incremento en la sismicidad tipo LP en ventanas de 5 min para todo el catalogo

Las alarmas lanzadas sobre una posible explosión a partir del incremento de la tasa de LPs observadas en la figura 5.24, se activaron numerosas veces para una misma explosión, en general, por efecto del cálculo repetitivo y continuo que se hacía automáticamente. Por otra parte, también se lanzaron varias falsas alarmas debido a que se presenta el incremento en la actividad LP, pero la explosión no ocurrió.

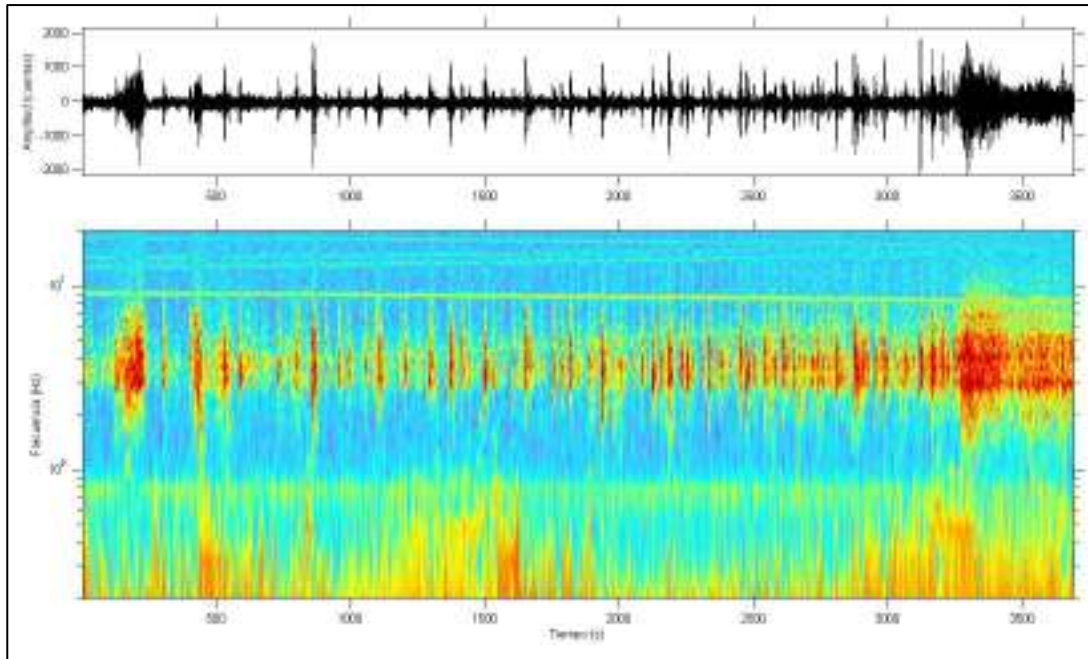
Para discriminar las falsas alarmas lanzadas por este método, se hizo un análisis más detallado de los LPs una vez lanzada la alarma. Sabemos, por ejemplo, que una de las características de un enjambre de LPs; que preceden a las explosiones; es que sus elementos tienen la forma de la onda y contenido espectral muy similares (ver figura 5.25), asumiéndose que tienen una misma fuente repetitiva o que provienen de una misma zona. Además la amplitud de las señales LPs precursoras se va incrementando en función de la cercanía de la explosión, o en algunos casos estos se suceden a intervalos cada vez más cortos, lo que causa un aumento del RSAM. Esto es reflejado mejor en el

grafico del 1/RSAM como una pendiente negativa que decrece hasta el inicio de la explosión, ver figura 5.27 c).



**Figura 5.25** Similitud en la forma de onda y contenido espectral de los LPs precursores a una explosión (en color rojo la frecuencia media)

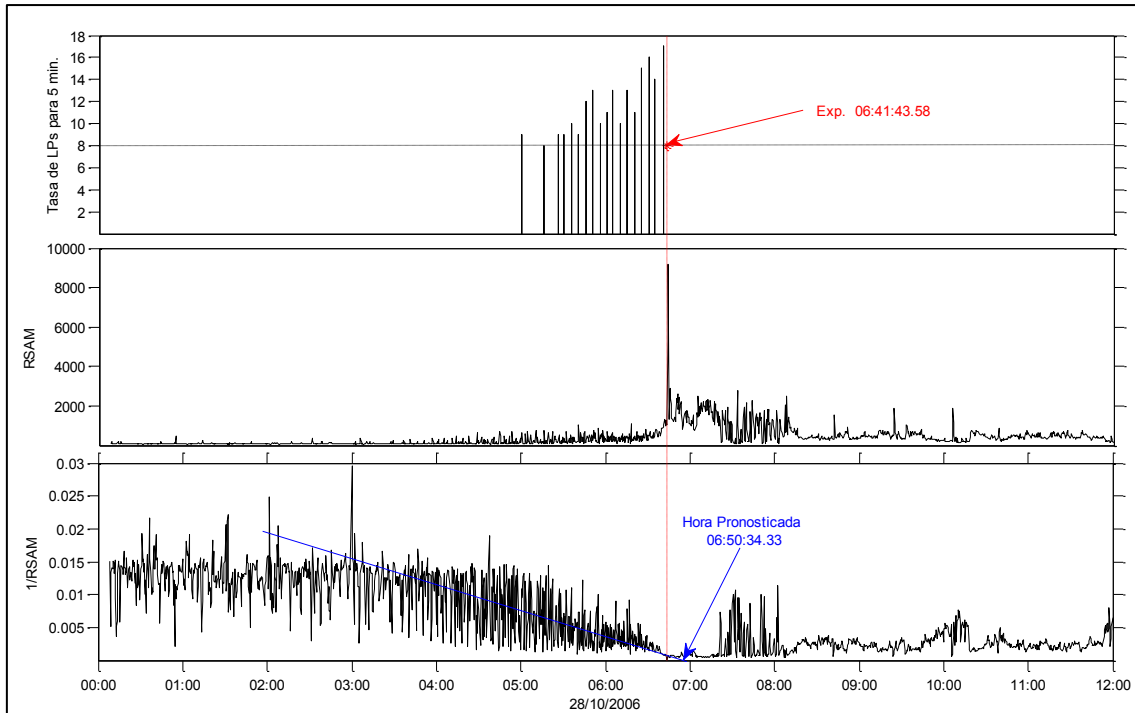
En efecto, en el caso de falsas alarmas lanzadas (ver figura 5.26), los enjambres de LPs que las causan tienen características particulares, y que no siguen ningún patrón: la forma de onda y su contenido espectral de sus elementos son diferentes. Por otro lado, el ancho de la banda espectral, observado en el espectrograma se mantiene constante, en cambio en los enjambres precursores tiende a ampliarse mientras más se aproxima la explosión, ver figura 5.11. Otra rasgo es que el gráfico del 1/RSAM no tiende a disminuir (lo que es una característica en los enjambre precursor de explosiones). Son todos estos los criterios que nos ayudaron a disminuir el número de falsas alarmas.



**Figura 5.26** Ejemplo de un enjambre de LPs de una falsa alarma del día 16/08/2006 13:30 UTC

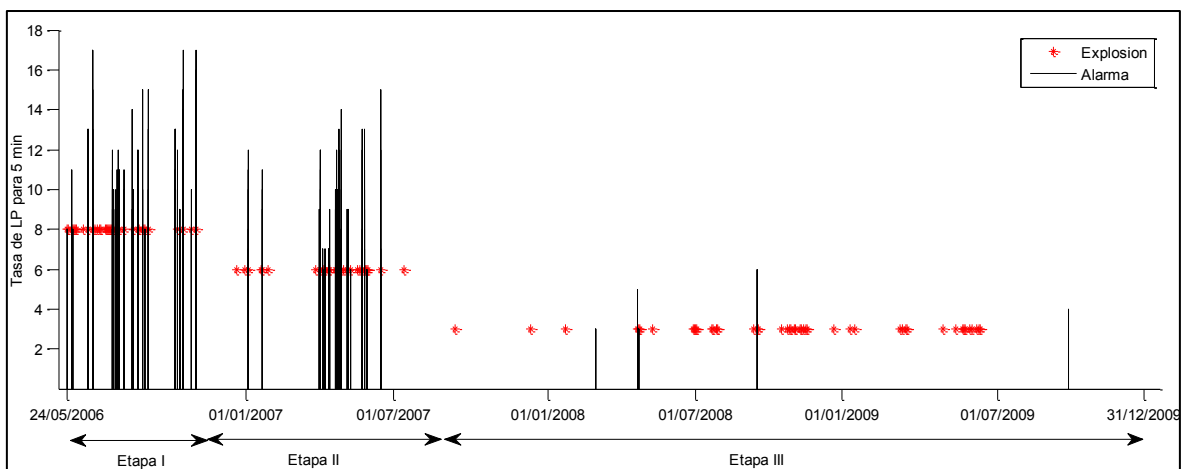
Una vez comprobado la similitud de la forma y contenido espectral de los LPs precursoros, y teniendo en cuenta el RSAM y apoyado en el método del fallo de material (Pendiente negativa del  $1/\text{RSAM}$  de cada tren), se toma la decisión o no de lanzar una alarma y la probable hora de inicio de la explosión.

La figura 5.27 ilustra el caso de una alerta exitosa lanzada para el evento explosivo del 28/10/2006 a las 06:41:43.58 horas. Aunque el tiempo pronosticado difiere, pues ha sido establecido a las 06:50:34.33 horas, la diferencia entre el tiempo real y el pronosticado solo fue de 9 min. En el caso de las alarmas fallidas donde no ocurre enjambre de LPs precursoros, pero aun así ocurre la explosión, tanto el método que usa la tasa de LPs como aquel que usa el  $1/\text{RSAM}$  resultan inútiles.



**Figura 5.27** Ejemplo de un caso exitoso de pronóstico para la explosión del 28/10/2006 **a)** Se activa la alarma, **b)** El RSAM aumenta en función a la cercanía de la explosión, **c)** La proyección de la pendiente negativa del 1/RSAM al eje del tiempo nos da el posible momento de la Explosión

Una vez realizado el análisis detallado de los precursores; observando la forma de onda y el contenido espectral para cada elemento del enjambre de LPs y la tendencia general del 1/RSAM para cada alarma lanzada, se pudo descartar varias falsas alarmas. Al final, el número de alertas lanzadas ha disminuido mostrando así un número más conservador de alarmas. La figura 5.28 muestra tal resultado, observándose la disminución de falsas alarmas para todo el periodo eruptivo, muy notorio en comparación con la figura 5.24.



**Figura 5.28** Alarmas válidas en relación a las distribución temporal de las explosiones

### 5.5 Efectividad del Incremento de la Tasa de LPs como Indicadores de Explosión Inminente

En primer lugar, se tiene un total de 162 explosiones observadas, según el catalogo. Con los datos de las estimaciones en la sección anterior, el número total de enjambres es de 85, el número total de aciertos  $s = 69$ , el número de falsas alarmas  $f = 16$  y el número de alarmas fallidas  $m = 93$ .

Para calcular la efectividad de los LPs, se construye una tabla de contingencia preliminar que relaciona los precursores y las explosiones (tabla 5.1).

	$E$	$\bar{E}$	Total
$F$	69	16	85
$\bar{F}$	93	69	162
Total	162	85	247

**Tabla 5.1** Tabla de contingencia para todo el proceso eruptivo

A partir de la tabla anterior se construye la tabla de probabilidades (tabla 5.2), el cual se calcula dividiendo las frecuencias marginales contra el gran total (tabla 5.1, esquina inferior de color gris), que relaciona la probabilidad de que el precursor se presente ( $F$ ) o no ( $\bar{F}$ ) y ser seguido ( $E$ ) o no ( $\bar{E}$ ) por la explosión.

	$E$	$\bar{E}$	Total
$F$	0.279	0.065	0.344
$\bar{F}$	0.377	0.279	0.656
Total	0.656	0.344	1

**Tabla 5.2** Tabla de probabilidades para todo el proceso eruptivo

Aplicando las fórmulas para calcular la efectividad de los precursores (ecuación 3.16, 3.17 y 3.18), tenemos:

*Calculo de la probabilidad de una alarma Valida a partir de la ecuación (3.17)*

$$P = P(E|F) = \frac{P(E \cap F)}{P(F)} = \frac{0.279}{0.344} = 0.8118 = 81.18\%$$

*Calculo de la probabilidad de una Falsa Alarma a partir de la ecuación (3.16)*

$$p = P(\bar{E}|F) = \frac{P(\bar{E} \cap F)}{P(F)} = \frac{0.065}{0.344} = 0.1882 = 18.82\%$$

*Calculo de la probabilidad de una Alarma Fallida a partir de la ecuación (3.16)*

$$q = P(E|\bar{F}) = \frac{P(E \cap \bar{F})}{P(\bar{F})} = \frac{0.377}{0.656} = 0.5741 = 57.41\%$$

*Calculo de la efectividad del precursor de la ecuación (3.18)*

$$U = \frac{s}{f + m} = \frac{69}{16 + 93} = 0.63$$

De acuerdo a los cálculos anteriores tenemos:

- La Probabilidad de una Alarma válida (P) es de 81.18%, se presenta el precursor y ocurre la explosión.
- La Probabilidad de una Falsa alarma (p) es de 18.82%, se presenta el precursor pero la explosión no ocurre.
- La Probabilidad de una Alarma fallida (q) es de 57.41%, en este caso no se evidencia el precursor pero ocurre la explosión.
- El valor de la efectividad de LPs como precursores  $U = 0.63$

De los resultados anteriores podemos concluir que el 57.41% de las 162 explosiones no pueden ser pronosticados con este método; pero una vez observado el precursor tenemos una probabilidad de 81.18 % de que la explosión ocurra, este porcentaje es muy alentador, demostrando que el incremento de la tasa de LPs se comporta como un precursor. Pero de acuerdo a la efectividad del precursor ( $U = 0.63$ ) que es menor a 1, se considera que el incremento de tasa de LPs es un precursor débil para el pronóstico de explosiones si se consideramos todo el periodo eruptivo. Pero podemos aislar el intervalo de tiempo donde se observa las explosiones de mayor energía, es decir, por etapas.

En las secciones anteriores se ha determinado que la característica de las explosiones y la sismicidad en general han evolucionado en el tiempo, por lo que se había establecido tres etapas principales. Debido a esto, es que se adecua la metodología para cada etapa siguiendo el mismo procedimiento de cálculo.

### 5.5.1 Efectividad de los LPs como Precursores en la Etapa I

En la primer Etapa, se tiene un total de 52 explosiones observadas, el número total de enjambres es de 41, el número total de aciertos  $s = 33$ , el número de falsas alarmas  $f = 8$  y el número de alarmas fallidas  $m = 19$ , de acuerdo a estos se construye la tabla de probabilidades para la etapa I (tabla5.3).

	$E$	$\bar{E}$	Total	P=0.8046
$F$	0.355	0.086	0.441	p=0.1951
$\bar{F}$	0.204	0.355	0.559	q=0.3654
Total	0.559	0.441	1	U=1.22

**Tabla 5.3** Tabla de probabilidades para la Etapa I

- La Probabilidad de una Alarma válida (P) es de 80.49 %.
- La Probabilidad de una Falsa alarma (p) es de 19.51 %.
- La Probabilidad de una Alarma fallida (q) es de 36.54 %.
- El valor de la efectividad es  $U = 1.22$

Por lo que el 36.54 % de las explosiones en esta etapa no pueden ser pronosticados, pero una vez observado el precursor tenemos una probabilidad de 80.41 % de que la explosión ocurra. El valor de la efectividad es mayor a 1 ( $U = 1.22$ ), por lo que la tasa de LPs en la etapa I es un precursor fuerte.

### 5.5.2 Efectividad de los LPs como Precursores en la Etapa II

En la Segunda Etapa, se tiene un total de 40 explosiones observadas, el número total de enjambres es de 37, el número total de aciertos  $s = 32$ , el número de falsas alarmas  $f = 5$  y el número de alarmas fallidas  $m = 8$ , de acuerdo a estos se construye la tabla de probabilidades para la etapa II (tabla5.4).

	$E$	$\bar{E}$	Total	P=0.8649
$F$	0.416	0.065	0.481	p=0.1351
$\bar{F}$	0.104	0.416	0.519	q=0.2000
Total	0.519	0.481	1	U=2.46

**Tabla 5.4** Tabla de probabilidades para la Etapa II

- La Probabilidad de una Alarma válida (P) es de 86.49 %
- La Probabilidad de una Falsa alarma (p) es de 13.51 %
- La Probabilidad de una Alarma fallida (q) es de 20.00 %
- El valor de la efectividad es  $U = 2.46$

Por lo que el 20.00 % de las explosiones en esta etapa no pueden ser pronosticados, pero una vez observado el precursor tenemos una probabilidad de 86.49 % de que la explosión ocurra. El valor de la efectividad es mayor a 1 ( $U = 2.46$ ), por lo que la tasa de LPs en la etapa II, también es un precursor fuerte.

### 5.5.3 Efectividad de los LPs como Precusores en la Etapa III

En la Segunda Etapa, se tiene un total de 70 explosiones observadas, el número total de enjambres es de 7, el número total de aciertos  $s = 4$ , el número de falsas alarmas  $f = 5$  y el número de alarmas fallidas  $m = 66$ , de acuerdo a estos se construye la tabla de probabilidades para la etapa III (tabla 5.5).

	$E$	$\bar{E}$	Total	P=0.5714
$F$	0.052	0.039	0.091	p=0.4286
$\bar{F}$	0.857	0.052	0.909	q=0.9429
Total	0.909	0.091	1	U=0.06

**Tabla 5.5** Tabla de probabilidades para la Etapa III

- La Probabilidad de una Alarma válida (P) es de 57.14 %
- La Probabilidad de una Falsa alarma (p) es de 42.86 %
- La Probabilidad de una Alarma fallida (q) es de 94.29 %
- El valor de la efectividad es  $U = 0.06$

Por lo que el 94.29 % de las explosiones en esta etapa no pueden ser pronosticados, pero una vez observado el precursor tenemos una probabilidad de 57.14 % de que la explosión ocurra. El valor de la efectividad es menor a 1 ( $U = 0.06$ ), por lo que la tasa de LPs en la etapa III, es un precursor muy débil.

---

## CAPÍTULO VI DISCUSIONES

Los resultados presentados en el capítulo anterior, generan a su vez una serie de observaciones y comentarios que se discutirán. Se dividirá en tres apartados, correspondientes con la evolución del proceso eruptivo, Sismicidad pre-eruptiva y precursores, Aplicación de los LPs como precursores y El FFM (Método del fallo de material) como una herramienta de pronóstico.

### 6.1 Evolución del Proceso Eruptivo

Para caracterizar el proceso eruptivo se deben de hacer varias observaciones sobre los mecanismos por el cual, durante el proceso eruptivo se dieron explosiones fuertes y débiles así como por que algunas presentan precursores (aumento en la tasa de LPs) y otros no. Una de ellas es pensar en un sistema abierto o cerrado. Si el gas puede viajar a través del magma y alcanzar la superficie o las paredes del conducto independientemente del magma, el sistema es considerado abierto. Por el contrario, si el gas se mantiene dentro del magma y viaja hacia la superficie con la velocidad del magma, el sistema es cerrado, no existe pérdida de gas (Collombet, 2009).

Para el caso del Volcán Ubinas se piensa que el sistema fue cerrado durante los primeros meses de erupción, donde se presentaron las explosiones más fuertes seguida de grandes columnas eruptivas. Por el contrario para fines del proceso eruptivo se piensa que fue un sistema abierto ya que la explosividad de los eventos disminuyó además las columnas eruptivas eran bajas.

La evolución de determinado proceso puede ser dividida y clasificada de acuerdo a distintos niveles o estados, tal como se realiza para definir la evolución de un paciente que padece cierta enfermedad. Una crisis volcánica también puede ser estudiada como un proceso compuesto por distintas etapas o procesos, es así que a partir del análisis de los registros continuos obtenidos de la estación UB1, y viendo las características de la sismicidad (Explosión, LP y Tremor), se ha podido establecer tres etapas durante el proceso eruptivo del volcán Ubinas 2006 - 2009.

**Etapa I** comprende desde el inicio del proceso eruptivo hasta el 14/11/2006 que se caracteriza por presentar gran sismicidad de eventos tipo LP y TRE, tanto en número como en amplitud. El incremento en la tasa de LPs antes de las explosiones es la más alta en comparación de las otras etapas establecidas; en esta etapa el sistema intrusivo se establece y genera la apertura de conductos por donde el magma llega por primera vez a la superficie el día 29/04/2006.

La energía liberada por las explosiones en esta etapa es la más alta en comparación con las explosiones posteriores, además de que estos eventos casi siempre están precedidos por LPs, en cambio la actividad tremorica en esta etapa es de baja recurrencia, aunque esta son de gran amplitud. El sistema en esta etapa se comporta como un sistema cerrado, ya que las explosiones liberan altas y densas columnas eruptivas. Esta primera etapa está asignada también por una discontinuidad en la tasa de LPs que incrementa de un valor máximo menor a 400 eventos por día a una mayor de 1200 eventos por día. Sugerimos que este comportamiento corresponde con el inicio del flujo de magma hacia el exterior del sistema de almacenamiento lo que genera que la sismicidad de los LPs aumenta rápidamente hasta que ocurra la explosión.

Cabe mencionar que dentro de esta etapa, se presentó una sub-etapa (24/06/2006 – 16/07/2006), que se caracterizó por que las explosiones no presentan eventos LPs precursores, además la sismicidad en general disminuyo, se asume que para esta sub-etapa, el sistema trabaja como un sistema abierto, ya que las explosiones anteriores habían habilitado el conducto principal y los gases podían escapar a la superficie.

**Etapa II** comprende desde el 14/11/2006 hasta el 13/08/2007, cabe destacar que entre la Etapa I y la Etapa II, hubo un periodo de transición caracterizado por una baja sismicidad que duró aproximadamente un mes en la que además no se registró ninguna explosión.

La Etapa II se caracteriza por presentar sismicidad alta pero de menor amplitud que la primera etapa, además la ocurrencia de tremores en esta etapa aumenta notablemente tanto en recurrencia y duración sobre todo después de las explosiones. La característica de las explosiones en esta etapa es que disminuyen en energía con relación a la primera, pero la mayoría de estos eventos presentan los enjambres de LPs precursores, además el sistema se comporta también como un sistema cerrado. Además esta etapa está asignada por una discontinuidad en la tasa de LPs que incrementa de un valor máximo menor a 300 eventos por día a una mayor de 1000 eventos por día, también se asume para esta etapa que el incremento corresponde al inicio del flujo de magma hacia el exterior del sistema de almacenamiento.

**Etapa III** comprende del 01/09/2007 hasta el final del catálogo, esta etapa se caracteriza por presentar la sismicidad más baja de todo el proceso eruptivo, las explosiones ya no presentan el enjambre de LPs como precursores, además la energía liberada es bajas en relación a las etapas anteriores, aunque después de algunas explosión presenta una actividad tremorica más moderada la altura de la columna eruptiva disminuye, además son menos densas (de color gris claro). Para esta Etapa se piensa que el sistema es abierto, por lo que los gases pueden escapar libremente disminuyendo así su explosividad. En esta etapa la tasa de eventos LPs es menor a 33 LPs por día.

## 6.2 Sismicidad Pre-eruptiva y Precursores

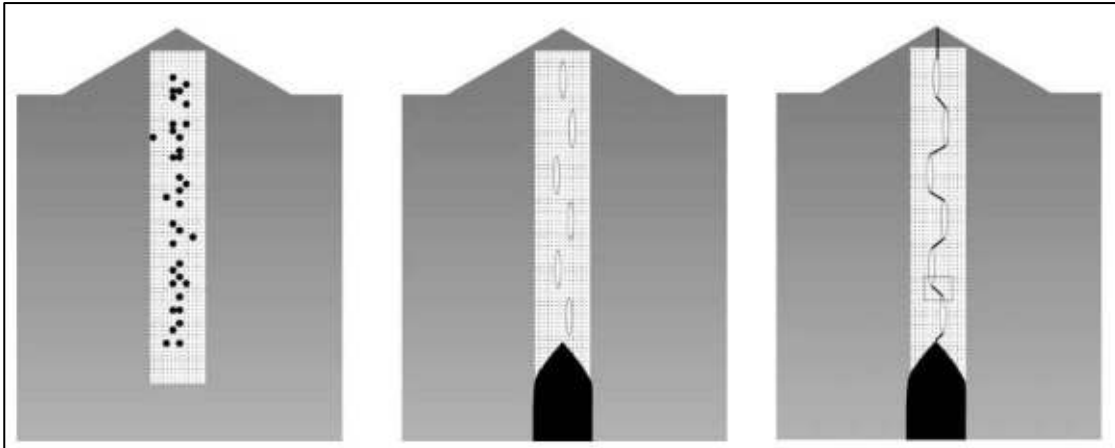
La sismicidad que acompañó a la última erupción explosiva del volcán Ubinas, fue principalmente compuesta por LPs y Tremores. La actividad tipo LP ha acompañado a crecimientos de domos en años recientes en otros volcanes (Cruz y Chouet, 1997; Umakoshi et al., 2008; Moran et al., 2008, Arciniega et al., 2008), así como a explosiones (García A., 2007; Neuberg et al., 2000; Thelen et al., 2008; Macedo et al., 2008).

En un reciente estudio sobre el volcán Soufrière Hills, se observó que el uso del número de LPs antes del colapso del domo de junio de 1997, puede ser de utilidad en el pronóstico de dicho fenómeno utilizando el FFM (Hammer y Neuberg, 2009). Dicha actividad estuvo compuesta por enjambres de LPs, los cuales fueron aumentando en número, hasta que finalmente se produjo el colapso, el inverso de la tasa de número de eventos demostró ser de gran utilidad en dicho pronóstico. En el caso del Volcán de Ubinas también se observa un incremento en el número de LPs antes de las explosiones, y no en la amplitud de dichos eventos. Este aumento en el número de eventos antes de las explosiones en el Volcán de Ubinas puede ser explicado en términos de un aumento en la tasa de ascenso de magma (Hammer y Neuberg, 2009). Una tasa alta de ascenso de magma resulta en la generación de muchos LPs debido al incremento en la tasa de la deformación.

Durante el proceso eruptivo del volcán Ubinas 2006 - 2009, en las explosiones vulcanianas moderadas empiezan a aparecer enjambres de LPs antes de las explosiones, estos enjambres incrementan la tasa de LPs, haciendo que este incremento en la Tasa sea la principal característica que precede a las explosiones.

### 6.2.1 Origen de los Eventos LPs

Tal como Kilburn C. en el 2003, observa la secuencia de incremento en la tasa de la actividad sísmica, para las erupciones con largos intervalos en tiempo en los volcanes, en el volcán Ubinas se ha observado el mismo fenómeno pero en menor escala los tipos de explosiones fueron diferentes y de menor intervalo entre ellos. Esto puede deberse a que el mismo fenómeno se presenta pero en menor magnitud, tanto temporal como escalar, por lo que según Kilburn estaríamos ante la manifestación de fracturamiento multiescar aplicado para la prevención de explosiones volcánicas.



**Figura 6.1** Modelo del fracturamiento multiescala para explicar el incremento de la actividad sísmica precedente a las erupciones

En años recientes, estudios de laboratorio han demostrado que el magma a altas temperaturas y esfuerzos pueden llegar a romperse, como una explicación en la generación de los LPs, ha sido propuesto por diversos autores. Goto (1999) fue el primero en pensar en la existencia del fallamiento del magma dentro del conducto y la generación de LPs. Tuffen, 2003 sugiere para la generación de eventos de baja frecuencia un mecanismo en donde la acumulación de esfuerzos en un magma viscoso lleva a la formación de fracturas de cizalla o corte, en donde cierta cantidad de gas y partículas de ceniza pueden escapar. Diversos autores han propuesto que, cuando el magma se encuentra ascendiendo, con la fricción y la pérdida de gas, el rompimiento del magma puede ocurrir solo en una región estable, y que el inicio de las condiciones de fracturamiento puede ser encontrado cuando, el producto de la viscosidad de cizalla del magma y de la tasa del esfuerzo de corte es mayor que la fuerza de corte del magma (Papale, 1999; Collier y Neuberg, 2006; Neuberg et al., 2006). Con lo cual ciertas condiciones se deben de cumplir, produciendo una fuente estacionaria de energía sísmica, y debido a que existe un flujo de magma fresco que constantemente se mueve en esta región, se genera una fuente repetitiva y no destructible, produciendo eventos con la misma forma de onda, como lo demuestra el análisis de correlación cruzada realizado en varios volcanes.

Por todo lo anterior, asumimos que la generación de LPs en el Volcán de Ubinas durante el proceso eruptivo del 2006-2009 está relacionada con el ascenso de material juvenil, en donde existe un rompimiento del magma en las paredes del conducto, producto de las altas deformaciones y esfuerzos generados durante el movimiento de dicho material. Este rompimiento generó o disparó una resonancia en el conducto, por lo que la sismicidad observada es de tipo LP.

### 6.2.2 Características de los Enjambre de LPs Precursores

El análisis en el capítulo anterior de los enjambres de LPs que preseden a las explosiones, ha evidenciado que sus elementos comparten la misma forma de onda e incluso el mismo contenido espectral, lo que demuestra que existen fuentes repetitivas que actúan durante la mayoría de las explosiones, de igual forma se pudo observar que existe un incremento en el número de eventos cuanto más cerca está la explosión (en la hora 0). Después de la explosión el número de LPs disminuye, aunque progresivamente se recupera pero que no tienen características similares entre sí lo que sugiere que son generados por fuentes no estacionarias. Además ha sido posible observar que los enjambres de LPs antes de la explosión tienen amplitudes regulares o constantes, y cuando ocurre la explosión, después de esto las amplitudes de los LPs aumentan.

Reunidas estas observaciones hacen pensar que la hipótesis del funcionamiento de la actividad de LP o el tremor, son manifestaciones de presurización en un sistema magmático/hidrotermal. De acuerdo con esto, se puede esperar que, debería existir un enlace directo entre la fuerza de la actividad de los LP y el potencial para actividad explosiva; en otras palabras, se puede esperar que eventos de LP estén más probablemente desarrollados dentro de un enjambre energético en un sistema explosivo soportando fuerte presurización, que en un sistema efusivo para el cual la presurización es evidentemente más débil. De la misma manera, se puede esperar que la tasa de producción de LP debería depender de la proporción y magnitud de la presurización. Así, un sistema cerrado puede soportar fuerte presurización que puede manifestarse en enjambres de LP muy energéticos, mientras un sistema agrietado (con escape de gas) puede tener una presurización pequeña y podría manifestarse con solo unos pocos LP. Naturalmente, se sigue que una actividad de LP puede ser disparada mediante despresurización con actividad eruptiva.

Un aspecto característico de la sismicidad de los LP fue la similitud observada en las firmas de eventos individuales en un enjambre, lo cual fuertemente sugiere una excitación repetitiva de una fuente estacionaria en un proceso no destructivo.

### 6.3 Aplicación de los LPs como Precursores

Se pudo observar que el incremento de la tasa de LPs es una actividad precursora, caracterizada por el aumento de la frecuencia de ocurrencia cerca de las explosiones, siendo ésta diez veces más grande que la tasa habitual. Muchos son los casos registrados en la literatura que describen este aumento de la sismicidad como un precursor que ayuda a pronosticar erupciones volcánicas, sin embargo otros son los casos en los que ocurre el fenómeno volcánico sin haber observado con anterioridad un cambio significativo en la sismicidad.

Al apilar la tasa de eventos LP anterior a las explosiones del volcán Ubinas, del período 2006-2009, se observa que la tasa media de eventos LP se mantiene inmóvil hasta  $\sim 0,1$  días antes del inicio de la explosión (ver figura 5.14). A partir de este punto, se observa un incremento promedio que sigue la ley de potencias de la tasa de eventos LP hacia el momento de la explosión. De hecho, en un plazo del orden de 2-3 horas antes de la explosión, la tasa de LP promedio pasa de 170 eventos/día a cerca de 1500 eventos/día. Después de ocurrido la explosión, la tasa de LP de repente cae de nuevo al nivel de fondo inicial. Es interesante notar también que en los volcanes basálticos, como una aceleración de la actividad sísmica anteriores a las erupciones se observa con 10 a 15 días anterioridad al inicio de la erupción sólo cuando se apilan varias series de tiempo sísmica [Collombet et al, 2003; Chastin y Main, 2003; Traversa et al, 2009]. Esta fase de la ley aceleración de energía ha sido identificado como el daño de las paredes del depósito antes de la fuga de magma que se inicia el ascenso de magma hacia la superficie [Collombet et al, 2003; Grasso y Zaliapin, 2004; Traversa et al, 2009]. Por otro lado, la sismicidad anterior (pocas horas) del inicio de la erupción de volcanes basálticos, se caracteriza por una tasa fija de eventos VTs de poca profundidad. Una tasa constante impide cualquier predicción del inicio de la erupción [Traversa y Grasso, 2009; Traversa et al, 2009]. Por otro lado, la aceleración de la tasa de eventos LP que se observa en el volcán Ubinas, apoya la hipótesis de eventos LP a ser un indicador de un "mecanismo de carga", dentro de un sistema magmático bajo presión. Se destaca la importancia de este tipo de actividad sísmica en la comprensión de la dinámica del volcán.

Con todo lo anterior, se considera para el caso del volcán Ubinas, que el aumento considerable del número de LPs registrados, es un factor clave para monitorear el desarrollo de la fracturación o de un sistema de despresurización y por lo tanto un desequilibrio del sistema que puede acabar con una explosión. Para ello la actividad precedente a una explosión volcánica implica dos consideraciones: la primera es la detección y el reconocimiento del fenómeno precursor y la segunda con un valor determinista mayor al de la primera, que está relacionada con la manera en qué dicho precursor evoluciona en el tiempo.

### 6.3.1 Estructuración de un Sistema de Alerta Temprana

Sobre la base de los resultados descritos anteriormente, podemos construir un algoritmo de predicción basado en el reconocimiento de patrones que utilice la tasa de eventos LP antes de las explosiones, como eventos precursores. Este esquema de predicción se basa en tres parámetros, la duración de la ventana de tiempo utilizada para calcular la tasa de LP, el umbral de detección donde el valor que exceda cause que una alarma se active, y la duración de la ventana de alarmas D. Con este algoritmo se calcula la probabilidad de generar alarmas válidas, falsas alarmas y alarmas fallidas. Los resultados del capítulo anterior muestran que en la etapa I y etapa II la eficiencia del incremento de la tasa de LPs como precursores es alto ( $U > 1$ ), por lo que son considerados como un precursor fuerte. Por lo que el monitoreo del incremento de la actividad sísmica LP en ventanas de tiempo puede ser aplicado con gran éxito en la prevención de las explosiones volcánicas tal como lo propone [Grasso et al., 2004].

Este resultado refuerza el argumento de que la tasa de eventos LP sea considerada uno de los mejor precursor de las explosiones en los volcanes andesíticos que la tasa de sismicidad VT de erupciones efusivas en los volcanes basálticos [Mulargia et al, 1991, 1992; Grasso y Zaliapin, 2004].

### 6.3.2 Posibles Escenarios del Sistema de Alerta Temprana

El tiempo transcurrido a partir del lanzamiento de una alerta hasta el momento de la explosión es un factor que ayudara a entender mejor el comportamiento precursor de los LPs, ya que durante esta investigación para el proceso eruptivo 2006 -2009 del volcán Ubinas, el sistema de alarma presento múltiples escenario. El sistema de alerta temprana propuesto no es garantía de riesgo cero, ya que encontramos explosiones de gran energía en las que el sistema de alerta no se activa (explosiones que no presentan precursor) o por que el nivel de detección disminuye de una etapa a otra. A partir de estas observaciones se propone posibles escenarios para el sistema de alerta.

- **Alarma Valida:** Es el caso ideal del sistema de alerta, donde la tasa de Lps supera el umbral, y dentro duración de la alarma se observa la explosión.

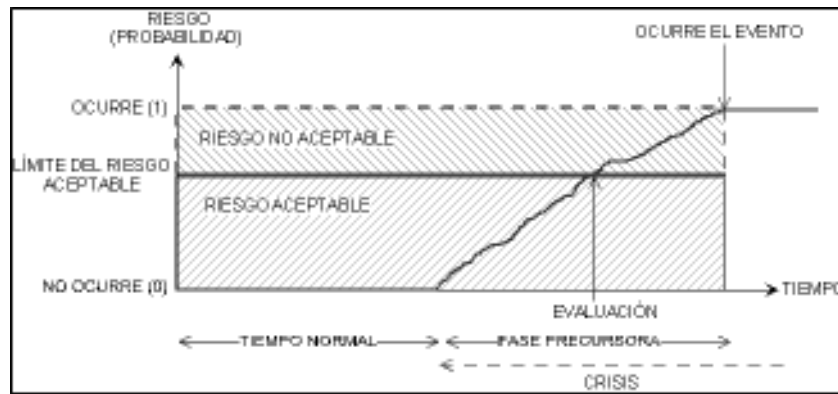


Figura 6.2 Escenario normal de una Alarma válida

- **Falsa alarma:** Otro posible escenario en la de una falsa alarma, donde la tasa de LPs supera el umbral, pero no ocurre la explosión.

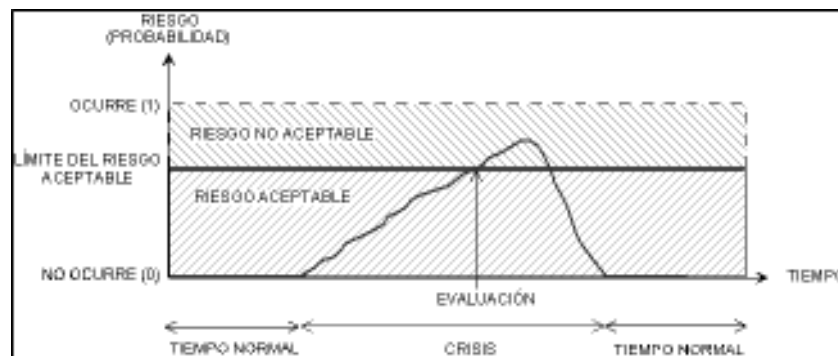


Figura 6.3 Falsa alarma

- **Alarma fallida debido a sucesivas falsas alarma:** Otro posible escenario que puede generar una falsa alarma es cuando la tasa de LPs supera el umbral pero no ocurre la explosión en el tiempo de duración de la alarma, y se puede repetir esta situación varias veces hasta que en la última ya no se evalúa el precursor, pero ocurra la explosión.

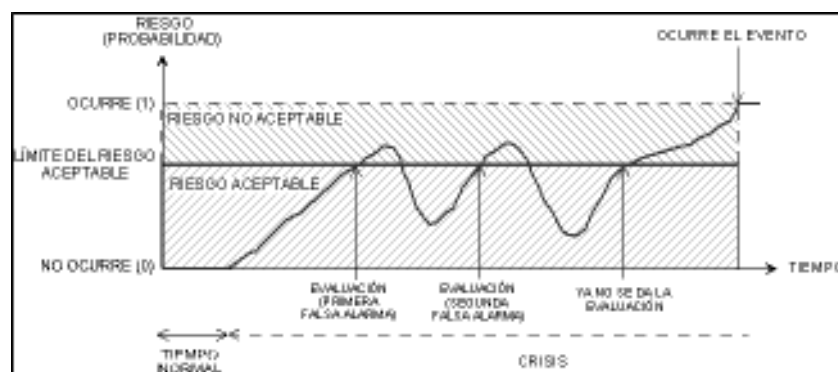
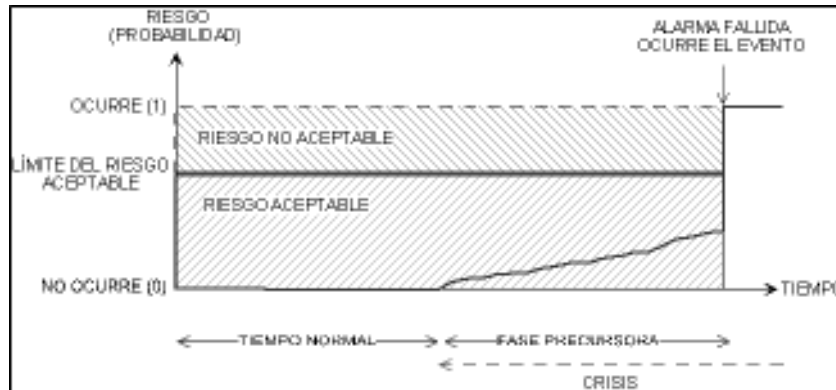


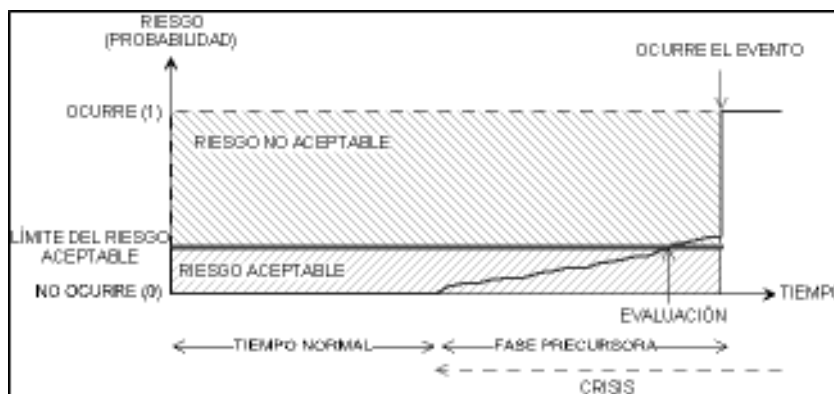
Figura 6.4 Alarma fallida debido a sucesivas falsas alarma

- **Alarma fallida debido a disminución en el umbral de detección del precursor:** se da cuando el precursor, la tasa de LPs es se presenta, pero no supera el umbral y ocurre la explosión



*Figura 6.5 Alarma fallida debido a disminución en el umbral de detección del precursor*

- **Alarma valida con el cambio en el umbral de detección:** Para las diferentes etapas de un proceso eruptivo la actividad sísmica cambia, por tanto el cambio en el umbral de detección puede mejorar la capacidad de predicción de las explosiones, la disminución del umbral puede lanzar una alarma valida, sobre todo si la sismicidad en esa etapa disminuye.



*Figura 6.6 Alarma valida con el cambio en el umbral de detección*

#### 6.4 El FFM Como Herramienta de Pronóstico

El método del fallo de material es uno de los métodos más usados en la previsión de erupciones volcánicas, además una parte importante de nuestros resultados, muestra principalmente que el pronóstico de la explosiones con ayuda del FFM puede ser aplicado a la sismicidad de tipo LP, tal como se pudo observar en el capítulo anterior. Como ha sido mencionado y explicado en el capítulo III, el inverso del RSAM constituye uno de los parámetros más evaluados dentro del método de fallo de material, por esta razón se realizó es calculado el RSAM y su inverso para cada minuto del proceso eruptivo 2006 - 2009, posteriormente la representaciones gráficas de ambos parámetros con respecto al tiempo (ver figura 5.27), hizo posible apreciar la evolución del sistema en el tiempo, es decir, un aumento significativo de la amplitud de la energía sísmica podría ser asociado con el comienzo de cierta actividad volcánica, como por ejemplo el desplazamiento del magma de la profundidad a niveles más cercanos a la superficie, y a medida que esta se hace mayor su inverso tiende a cero, logrando proyectar al eje del tiempo para conocer cuándo podría producirse una explosión.

El uso del inverso del RSAM basado en el modelo del FFM, ha demostrado que puede llegar a ser una herramienta valiosa en el pronóstico de las explosiones, sobre todo en la Etapa I y Etapa II, además muestra más claramente el carácter precursor de los LPs y la sismicidad en general. En el caso de las explosiones generadas durante el 2006 y 2007 en el Volcán de Ubinas, el tiempo real de las explosiones, siempre se presentó antes del tiempo pronosticado con el FFM. Este retraso es similar al observado por Reyes D. y De la Cruz R., 2002 para las explosiones de 1994 en el volcán Colima. Este tiempo de retraso es probablemente asociado a procesos complejos en la parte alta del conducto o en el domo mismo.

## CONCLUSIONES

- En el presente trabajo se logró evaluar el incremento de la tasa de LPs como precursores valido para las explosiones registradas durante el último proceso eruptivo del volcán Ubinas 2006-2009. La tasa de LPs fue un patrón repetitivo precedente a las explosión por lo que la correlación de las series temporales de los LPs y las explosiones mostro una asociación entre ambos eventos.
- La eficiencia del incremento de la tasa de LPs para todo el proceso eruptivo, nos dio un valor  $U=0.63$ , con lo que se establece que la tasa de LPs es un precursor débil si es analizado para todo el proceso eruptivo. Por otra parte el cálculo de la eficiencia del incremento de la tasa de LPs como precursores por etapas nos dio mejores resultados, hallándose un valor  $U=1.22$  en la etapa I, un valor  $U=2.46$  en la etapa II y en la etapa III un valor  $U=0.06$ , por lo que se determinó que el incremento de los LPs son precursores fuertes para las dos primeras etapas, mientras que para la tercera etapa es un precursor muy débil.
- El procesamiento de datos sísmicos permitió dividir el proceso eruptivo en tres etapas, la primera que comprende desde el inicio del proceso eruptivo 20/04/2011 hasta el 14/11/2006, caracterizado por una alta sismicidad y explosiones de alta energía; la etapa II que comprende desde el 14/11/2006 hasta el 13/08/2007, caracterizada también por la alta sismicidad aunque de menor amplitud que la primera observándose una disminución en la energía de las explosiones. Finalmente la Etapa III que comprende del 01/09/2007 hasta el final del proceso eruptivo, caracterizada por presentar la sismicidad más baja y explosiones de baja energía.
- Se diseñó un modelo sencillo para pronosticar las explosiones a partir de la observación del incremento de los eventos LP. Este esquema de predicción se basa en tres parámetros: la duración de la ventana de tiempo utilizada para calcular la tasa de LP, que fue de 5min; el umbral de detección, donde un valor que exceda cause que una alarma se active, para la etapa I el umbral fue de 8 LPs por cada 5min, en la etapa II fue de 6 LPs por cada 5min. y en la tercera etapa el umbral fue de 3 LPs por cada 5min. la duración de la ventana de alarmas D fue de 30 min.

- El análisis del RSAM apoyado en el FFM resultó ser de gran ayuda a la hora de reducir el número de falsas alarmas, en el pronóstico de las explosiones a posteriori. En dicho proceso se observa un claro patrón de crecimiento de la energía con respecto del tiempo (aceleración de la tasa de LPs), por lo que el inverso del RSAM tiende a 0, con lo cual el tiempo aproximado de la explosión puede ser calculado. Este aumento en la energía es producido por un mayor número de LPs conforme se acerca el momento de la explosión.
- Durante este proceso eruptivo, ha sido posible observar familias de LPs, algunos son observadas únicamente antes de las explosiones en forma de enjambres, donde el aspecto característico de sus miembros es la similitud observada en sus firmas, lo cual fuertemente sugiere una excitación repetitiva de una fuente estacionaria en un proceso no destructivo. por lo tanto pueden ser consideradas como precursoras. De igual forma se identificaron familias las cuales no responden a dicho proceso, debido a que aumentan en número de eventos después de que la explosión ocurrió.

## RECOMENDACIONES

- Un sistema de alerta temprana no es garantía de cerro riesgo, por esta razón se recomienda seguir indagando sobre posibles rasgos que pudiesen observarse como precursores, a las explosiones registradas en el volcán Ubinas del Periodo Erruptivo 2006-2009.
- Como mejoras para un trabajo futuro de pronóstico, se recomienda autonomizar la clasificación de eventos, así mismo automatización el modelo de previsión propuesto en este trabajo, ya que la evaluación de este modelo funciono para el pronóstico de explosiones, en especial a las más energéticas.
- El procesamiento de los datos en tiempo real se recomienda que incluya al menos: localización de eventos, análisis espectral de eventos, análisis espectral continuo de la señal de ruido, análisis de las señales con distintos tipos de filtrado.
- Los parámetros más utilizados para obtener información de los posibles cambios en la dinámica de un sistema volcánico son la amplitud de la energía sísmica, la tasa de deformación, la emisión de gases, entre otros, por lo que se recomienda implementar con instrumentación moderna el monitoreo en tiempo real del volcán Ubinas como el los principales observatorios vulcanológicos del Mundo, ya que es la más activa del Perú.
- Así mismo es necesario aumentar la capacidad operativa del sistema de adquisición de datos, programa Earthworm, para poder incluir más información a medida que esta se genere, e implementar más módulos para realiza distintos procesos con las señales sísmicas.
- Este trabajo constituye la fase preliminar de una investigación a largo plazo, cuyo objetivo de evaluar el incremento de la tasa de LPs ha sido cumplido. Dado los nuevos resultados que han sido obtenidos para el volcán Ubinas, se persigue continuar el desarrollo de la estructuración de un modelo predicción óptima.

## BIBLIOGRAFÍA

[Alarcón, 2008] Alarcón A.M. *Sistema de Identificación Sísmica para el volcán Popocatepetl*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 97 p.

[Aparicio, 2010] Aparicio R. *Procesamiento de datos de emisión de dióxido de azufre obtenidos por espectrometría de absorción óptica diferencial en el volcán Popocatepetl*, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 6-20.

[Arámbula, 2011] Arámbula R., *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, 183 p.

[De la Cruz y Reyes 2001] De la Cruz R.S. y Reyes G. *A model to describe precursory material failure phenomena: applications to shortterm forecasting at Colima Volcano*, México. Bull. Volc., vol. 63, 297-308.

[Endo et al., 1996] Endo E., Murray T. y Power J. *A comparison of preeruption Real-Time Seismic Amplitude Measurements for eruptions at Mount St. Helens, Redoubt Volcano, Mount Spurr, and Mount Pinatubo. Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines, 233-247.

[Escobar, 2010] Escobar R *Riesgo volcánico y alerta temprana*. Michigan Technological University, 19 p.

[Gomez et al, 2004] Gomez D., Laverde C., Narvaez L., Oertega A., Silva B. Torres J. y Torres R. *Catálogo de señales sísmicas volcánicas de Colombia*, Capitulo Galeras, Proyecto AG1-03, Colombia, 15-51.

[Gomez, 2009] Gomez F. *Sismicidad del Volcán Popocatepetl durante el crecimiento de dos domos de lava en Agosto de 2001*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 107 p.

[Grasso y Zaliapin, 2004] Grasso J.R., Zaliapin I. *Predictability of volcano eruption: Lessons from a basaltic effusive volcano*. Geophysical research letters, vol. 31, 4 p.

[Ibañez y Carmona, 2002] Ibañez J., Carmona E. *Sismicidad Volcánica*. Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, Segunda edición, 14 p.

[Johnson et al., 2003] Johnson J.B., Aster R.C., Ruiz M.C., Malone S.D., McChesney P.J., Lees J.M. y Kyle P.R. *Interpretation and utility of infrasonic records from erupting volcanoes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 121, 15-63.

[Kilburn, 2003] Kilburn C.R.J. *Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 125 (2003), 271- 289.

[Llerena, 2005] Llerena P. *Características de la sismicidad observada en octubre 2001 en el volcán Misti (sur de Perú)*, Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 151 p.

[Macedo et al., 2006] Macedo O., Ramos D. y Taipe E. *Monitoreo y vigilancia sísmicos de la erupción del volcán Ubinas en 2006*. Instituto Geofísico del Perú, Área de Vulcanología, 23 p.

[Norabuena et al., 1992] Norabuena Edmundo O. *Velocity Structure of the Subducting Nazca Plate beneath central Peru as inferred from Travel Time Anomalies*. Tesis de maestría, Virginia Polytechnic Institute, 64 p.

[Ortiz, 2004] Ortiz R. *Introducción a la física de las erupciones*. Dpto. Vulcanología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, 17 p.

[Ortiz et al., 2004] Ortiz R. Garcia A. y Astiz M. *Instrumentación en Vulcanología*. Dpto. Vulcanología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, 251-292.

[Quintero, 2005] Quinteros A. *Evaluación bayesiana de escenarios eruptivos a través del procesamiento de datos sísmicos*. Tesis profesional, Universidad Simón Bolívar, Venezuela, 45-60.

[Rivera, 2008] Rivera M. *Petrología y geoquímica de rocas de los Volcanes Misti y Ubinas*. Informe Técnico, Instituto Geológico Minero Y Metalúrgico, 34 p.

[Rivera, 2008] Rivera M. *Geología Y evaluación de peligros del Volcán Ubinas*. Informe Técnico, Instituto Geológico Minero Y Metalúrgico, 21-33 p.

[Spalletti et al., 2010] Spalletti L. y D'Elia L. *Rocas piroclásticas y sedimentación en ambientes volcánicos*, 81 p.

[Sebastien et al., 2003] Sebastien F., Chastin, y Ian G. *Statistical analysis of daily seismic event rate as a precursor to volcanic eruptions*. Geophysical research letters, vol. 30, N° 13, 4 p.

[Sparks, 2003] Sparks R.S.J. *Forecasting volcanic eruptions*. Earth and Planetary Science Letters 210, 1-15.

[Taípe, 2008] Taípe E. *Análisis de la Actividad Sísmica del Volcán Ubinas para el Periodo Marzo-Abril de 1998*, Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 166 p.

[Traversa et al., 2011] Traversa P., Lengliné O., Macedo O., Metaxian J.P., Grasso J.R., Inza A. y Taípe E. *Short Term Forecasting of Explosions at Ubinas Volcano, Peru*. Journal of geophysical research, Vol. 116, 15 p.

[Varley, 2010] Varley N., Arámbula R., Reyes G., Sanderson R. y Stevenson J. *Generation of Vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 198 (2010) 45–56.

[Voight, 1988] Voight B. *A method for prediction of volcanic eruptions*. Nature vol 332 10, 125-130.

[Voight y Cornelius, 1991] Voight B. y Cornelius R. *Prospects for eruption prediction in near real-time*. Nature vol 350, 695-697.

[Wassermann, 2002] Wassermann J. *Volcano Seismology*. Global Seismological Services, 03-25.

## ANEXOS

### Lista de las Explosiones Registradas en el Volcán Ubinas 2006-2009

Numero	Evento	Fecha	Frec	Ampl	Dur
1	EXP	24/05/2006 02:02:34.38	3.55	25315	58
2	EXP	24/05/2006 09:16:30.08	3.66	20652	71
3	EXP	28/05/2006 22:56:32.18	3.06	24174	45
4	EXP	29/05/2006 03:16:58.42	2.62	23975	31
5	EXP	31/05/2006 03:28:40.44	2.97	23608	44
6	EXP	01/06/2006 13:56:59.95	3.64	20615	65
7	EXP	01/06/2006 18:42:30.11	3.66	20948	93
8	EXP	02/06/2006 23:08:38.92	2.68	22569	35
9	EXP	03/06/2006 19:37:46.24	3.63	22730	98
10	EXP	03/06/2006 22:22:01.78	4.26	18105	21
11	EXP	13/06/2006 06:46:02.01	2.96	26278	40
12	EXP	18/06/2006 06:07:31.32	1.58	25286	54
13	EXP	18/06/2006 10:54:53.64	3.54	23757	49
14	EXP	23/06/2006 07:21:24.23	3.63	22985	29
15	EXP	23/06/2006 07:21:52.91	3.22	23988	29
16	EXP	24/06/2006 12:54:57.88	2.97	20829	39
17	EXP	27/06/2006 09:36:12.26	3.63	20859	42
18	EXP	29/06/2006 09:23:07.51	3.63	22819	48
19	EXP	03/07/2006 04:44:26.89	3.73	22895	44
20	EXP	03/07/2006 07:38:13.13	3.61	22938	42
21	EXP	09/07/2006 09:48:45.59	3.64	18306	27
22	EXP	10/07/2006 16:49:57.42	2.44	22890	45
23	EXP	10/07/2006 17:06:42.69	3.57	22504	48
24	EXP	11/07/2006 00:49:13.90	2.95	23130	51
25	EXP	11/07/2006 08:48:38.88	3.63	22282	51
26	EXP	12/07/2006 11:07:15.62	2.93	22916	54
27	EXP	12/07/2006 13:20:55.42	2.89	23150	64
28	EXP	12/07/2006 21:25:14.88	2.95	22429	50
29	EXP	13/07/2006 06:15:39.84	3.64	22864	60
30	EXP	13/07/2006 20:33:12.68	2.96	22285	39
31	EXP	14/07/2006 05:36:37.29	3.82	23099	49
32	EXP	14/07/2006 09:13:46.12	2.79	23616	36
33	EXP	14/07/2006 20:18:17.01	3.71	23014	52
34	EXP	16/07/2006 09:23:05.71	2.94	21497	48

35	EXP	16/07/2006 10:00:58.44	3.54	22460	47
36	EXP	17/07/2006 23:17:09.90	3.54	23266	69
37	EXP	18/07/2006 13:18:38.96	4.79	23182	53
38	EXP	19/07/2006 14:29:00.10	3.56	22208	54
39	EXP	23/07/2006 03:41:44.15	2.94	21790	44
40	EXP	27/07/2006 07:22:28.99	3.96	23428	41
41	EXP	01/08/2006 13:03:21.43	1.83	22426	50
42	EXP	12/08/2006 13:43:11.13	3.7	24247	59
43	EXP	17/08/2006 21:57:11.44	3.64	23774	43
44	EXP	19/08/2006 03:47:10.71	3.57	21787	82
45	EXP	24/08/2006 19:31:55.52	2.34	24396	43
46	EXP	25/08/2006 15:00:40.45	2.95	24154	38
47	EXP	26/08/2006 14:34:08.07	3.57	24468	47
48	EXP	31/08/2006 10:11:49.09	3.53	22391	43
49	EXP	06/10/2006 04:16:27.27	3.11	25458	52
50	EXP	13/10/2006 05:59:47.61	3.55	25188	53
51	EXP	23/10/2006 13:42:33.78	3.03	23297	40
52	EXP	28/10/2006 06:43:40.84	3.93	22310	35
53	EXP	17/12/2006 05:51:41.94	2.95	16487	49
54	EXP	27/12/2006 21:09:19.86	4.17	20914	51
55	EXP	30/12/2006 22:47:30.03	3.47	22643	41
56	EXP	15/01/2007 23:22:51.68	3.32	23693	80
57	EXP	17/01/2007 23:24:33.42	4.85	21431	84
58	EXP	25/01/2007 04:48:19.80	3.98	23980	44
59	EXP	23/03/2007 22:59:37.53	3.01	9988	18
60	EXP	29/03/2007 19:41:13.52	3.89	24906	27
61	EXP	30/03/2007 11:16:43.80	2.95	20674	22
62	EXP	01/04/2007 14:04:01.95	2.35	22376	74
63	EXP	02/04/2007 10:26:21.75	3.88	21762	37
64	EXP	02/04/2007 17:50:48.73	3.84	21760	43
65	EXP	02/04/2007 21:54:53.79	3.84	22354	41
66	EXP	03/04/2007 22:30:23.29	4.9	22510	67
67	EXP	08/04/2007 20:18:10.16	5.35	23910	28
68	EXP	10/04/2007 08:44:38.65	4.86	23958	35
69	EXP	16/04/2007 20:10:35.90	3.8	20839	30
70	EXP	18/04/2007 22:36:42.50	2.98	19547	34
71	EXP	19/04/2007 11:55:47.82	3.84	21267	34
72	EXP	22/04/2007 05:44:46.96	3.84	23608	32
73	EXP	24/04/2007 14:25:09.13	3.87	21433	29
74	EXP	27/04/2007 00:07:35.91	3.65	21615	29
75	EXP	01/05/2007 12:06:23.31	1.59	18370	45
76	EXP	05/05/2007 08:13:41.88	3	19692	37
77	EXP	14/05/2007 20:07:29.03	3.92	17154	31
78	EXP	17/05/2007 00:38:17.80	3.94	22590	37

79	EXP	19/05/2007 10:30:22.81	2.97	24313	43
80	EXP	22/05/2007 21:42:45.42	3.83	22646	39
81	EXP	22/05/2007 23:16:20.17	3.94	20606	64
82	EXP	24/05/2007 06:32:32.35	4.25	22563	64
83	EXP	24/05/2007 14:05:09.21	3.92	20740	43
84	EXP	24/05/2007 20:13:28.65	3.32	21811	53
85	EXP	25/05/2007 09:04:55.72	3.83	21757	43
86	EXP	25/05/2007 15:56:29.27	3.84	22129	41
87	EXP	25/05/2007 18:56:33.49	2.97	22937	55
88	EXP	25/05/2007 21:49:18.33	3.92	21199	36
89	EXP	26/05/2007 03:57:41.04	3.92	23505	59
90	EXP	27/05/2007 08:17:38.86	4.91	21221	45
91	EXP	12/06/2007 07:34:49.83	4.91	20823	35
92	EXP	10/07/2007 03:04:01.84	3.65	21411	42
93	EXP	10/09/2007 23:39:29.86	4.02	7499	49
94	EXP	12/12/2007 02:35:40.77	3.9	3148	36
95	EXP	23/01/2008 17:52:33.98	5.63	16914	81
96	EXP	21/04/2008 20:24:32.57	3.15	7540	42
97	EXP	22/04/2008 12:13:26.64	3.84	5282	27
98	EXP	23/04/2008 00:34:46.93	3.15	3319	113
99	EXP	23/04/2008 12:01:12.23	3.68	10298	42
100	EXP	08/05/2008 22:55:59.36	3.06	1122	24
101	EXP	28/06/2008 15:05:47.06	3.84	4495	24
102	EXP	28/06/2008 19:37:28.58	3.14	3995	30
103	EXP	29/06/2008 23:04:59.56	3	3481	21
104	EXP	30/06/2008 01:38:39.11	3.88	4292	42
105	EXP	01/07/2008 09:28:55.97	3.87	3467	26
106	EXP	02/07/2008 13:36:58.64	3.02	6188	32
107	EXP	21/07/2008 12:49:53.75	5.8	10435	24
108	EXP	21/07/2008 21:00:37.56	3	5680	20
109	EXP	21/07/2008 22:25:04.69	3.86	5221	28
110	EXP	22/07/2008 01:34:22.11	3.61	4512	24
111	EXP	26/07/2008 08:38:04.61	3.66	3262	27
112	EXP	27/07/2008 16:31:54.16	4	3236	16
113	EXP	10/09/2008 10:23:21.85	3.86	6734	15
114	EXP	15/09/2008 00:51:24.53	3.69	3417	32
115	EXP	15/09/2008 03:18:01.91	3.07	2381	39
116	EXP	16/09/2008 07:00:22.98	3.05	2273	18
117	EXP	14/10/2008 04:41:49.21	6.71	1522	21
118	EXP	14/10/2008 14:38:29.02	3.96	1015	25
119	EXP	14/10/2008 15:13:28.53	7.23	4015	27
120	EXP	21/10/2008 13:24:08.78	3.98	3098	23
121	EXP	25/10/2008 04:13:07.77	3.74	11262	30
122	EXP	25/10/2008 15:31:03.86	3.69	5155	37

123	EXP	25/10/2008 18:26:23.52	3.13	9324	25
124	EXP	30/10/2008 01:57:02.56	3.71	10379	32
125	EXP	30/10/2008 13:03:41.88	3.66	4038	32
126	EXP	31/10/2008 09:35:54.30	3.92	4742	21
127	EXP	06/11/2008 03:32:55.36	4.3	5829	21
128	EXP	07/11/2008 15:44:06.86	3.65	6280	17
129	EXP	10/11/2008 23:17:01.09	3.7	4470	23
130	EXP	13/11/2008 10:07:12.62	4.51	6543	17
131	EXP	14/11/2008 09:55:58.93	3.99	6869	29
132	EXP	14/11/2008 19:24:05.70	3.89	8621	18
133	EXP	18/12/2008 00:05:47.02	6.42	6135	30
134	EXP	06/01/2009 04:22:20.07	3.68	6084	38
135	EXP	06/01/2009 07:55:30.82	4	5729	28
136	EXP	12/01/2009 07:30:27.48	3.66	7398	26
137	EXP	09/03/2009 03:16:10.35	3.7	2554	32
138	EXP	12/03/2009 00:10:45.86	3.93	2567	54
139	EXP	15/03/2009 15:35:46.26	6.61	7076	88
140	EXP	15/03/2009 16:48:47.72	4.03	4727	68
141	EXP	16/03/2009 14:50:45.04	3.67	5134	35
142	EXP	17/03/2009 14:44:55.86	3.96	2025	34
143	EXP	30/04/2009 04:36:31.94	3.96	14612	64
144	EXP	30/04/2009 05:50:09.72	7.16	9577	123
145	EXP	15/05/2009 18:26:28.51	3.94	9154	46
146	EXP	16/05/2009 01:04:16.01	3.94	8550	125
147	EXP	24/05/2009 14:43:31.64	3.38	1535	44
148	EXP	24/05/2009 22:05:22.76	3.69	8240	29
149	EXP	25/05/2009 00:21:55.87	3.86	7799	29
150	EXP	25/05/2009 02:26:48.64	4.06	1972	44
151	EXP	25/05/2009 04:35:04.53	3.87	3489	31
152	EXP	25/05/2009 08:14:39.54	5.56	6008	27
153	EXP	25/05/2009 12:06:58.92	3.9	4946	24
154	EXP	26/05/2009 22:54:27.56	13.46	2394	231
155	EXP	27/05/2009 04:52:52.72	6.17	1651	97
156	EXP	02/06/2009 14:05:29.39	3.87	6936	1041
157	EXP	05/06/2009 00:39:35.65	3.87	15025	29
158	EXP	10/06/2009 08:09:38.84	5.92	11245	27
159	EXP	12/06/2009 23:16:03.13	3.95	3119	26
160	EXP	13/06/2009 13:26:00.42	3.15	15346	51
161	EXP	14/06/2009 05:15:24.23	4	7550	28
162	EXP	14/06/2009 12:15:42.72	4.05	19468	16

*Tabla 10.1 Lista de explosiones catalogados del volcán Ubinas*