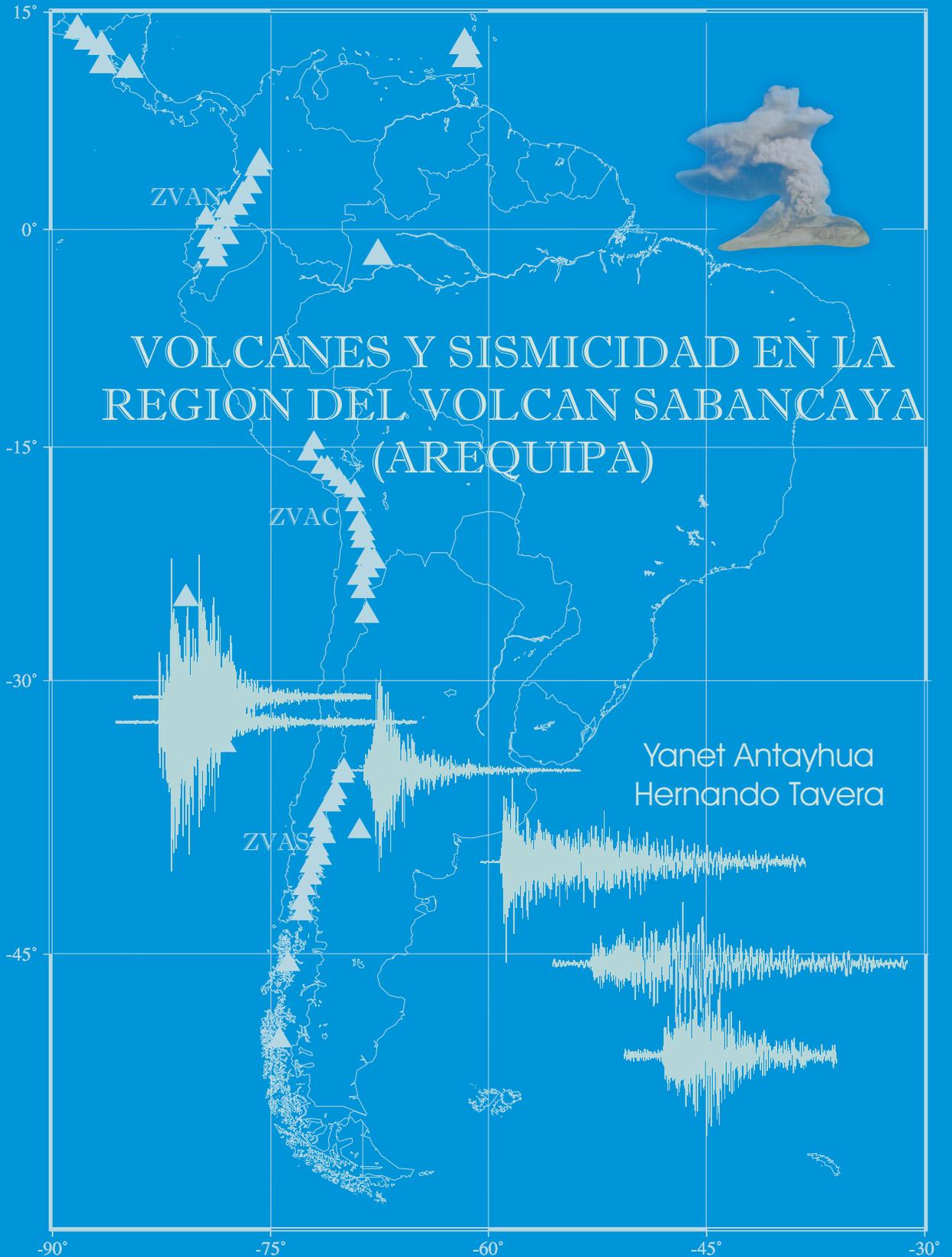




INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Centro Nacional de Datos Geofísicos

MONOGRAFIA



Lima-Perú
Mayo-2003

INDICE

1. INTRODUCCION

2. LOS VOLCANES

2.1. Partes de un Volcán

2.2. Tipos de Volcanismo

2.3. Distribución de Volcanes en el Mundo

2.4. Clasificación de Volcanes

2.4.1. *Forma del Cono Volcánico*

2.4.2. *Naturaleza de los Materiales que Expulsa*

2.4.3. *Comportamiento Eruptivo de los Volcanes*

2.4.4. *Otras Clasificaciones*

2.5. Zonas Volcánicas en Sudamérica

2.5.1. *Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVAN)*

2.5.2. *Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC)*

2.5.3. *Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVAS)*

3. REGISTROS DE SEÑALES EN VOLCANES

3.1. Clasificación Propuesta por Minakami (1974)

3.1.1. *Señales Tipo-A*

3.1.2. *Señales Tipo-B*

3.1.3. *Señales Tipo-C*

3.1.4. *Señales de Periodo Largo (LP)*

3.1.5. *Señales de Explosiones*

3.1.6. *Señales de Tremores*

3.2. Otras Clasificaciones

3.2.1. *Clasificación de Gil-Cruz y Chouet (1999)*

3.2.2. *Clasificación de Lahr (1994)*

3.2.3. *Clasificación de Koyanagi (1987)*

4. LA CADENA VOLCANICA EN EL PERÚ

4.1. Distribución de los Volcanes en la Región Sur de Perú

- 4.1.1. *Volcán Misti*
- 4.1.2. *Volcán Ubinas*
- 4.1.3. *Volcán Huaynaputina*
- 4.1.4. *Volcán Sabancaya*

5. LA REGION DEL VOLCAN SABANCAYA (RVS)

5.1. Geología y Tectónica

- 5.1.1. *Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca*
- 5.1.2. *Sistema de Fallas*
- 5.1.3. *Deformación Superficial*

5.2. Estudios Sismológicos

- 5.2.1. *Instituto Geofísico del Perú (IGP)*
- 5.2.2. *Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín (IGUNSA)*

6. SEÑALES SISMICAS REGISTRADAS EN EL VOLCAN SABANCAYA

6.1. Periodo 1990-1995

- 6.1.1. *Señales Tipo-A*
- 6.1.2. *Señales Tipo-B*
- 6.1.3. *Señales de Periodo Largo (LP)*
- 6.1.4. *Señales de Explosiones*
- 6.1.5. *Señales de Tremores*

6.2. Periodo 1 al 15 de Julio del 2002

- 6.2.1. *Señales Tipo-A*
- 6.2.2. *Señales Tipo-B*
- 6.2.3. *Señales de Periodo Largo (LP)*
- 6.2.4. *Señales de Tipo Tremor y Explosión*

7. SISMICIDAD EN LA REGION DEL VOLCAN SABANCAYA (1993-1995)

7.1. Los Datos

7.1.1. Grupo A

7.1.2. Grupo B

7.2. Localización Hipocentral

7.2.1. Algoritmo

7.2.2. Relación de Velocidades (V_p/V_s)

7.2.3. Modelo de Velocidad

7.2.4. Magnitud

7.3. Análisis de Sismicidad Local

7.3.1. Distribución la Sismicidad Local en Superficie

7.3.2. Distribución de los Sismos en Profundidad

8. INTERPRETACION SISMOTECTONICA

9. LOS SISMOS DE MACA (1991) Y SEPINA (1992)

9.1. Parámetros Hipocentrales

9.2. Distribución de Intensidades

9.3. Orientación de la Fuente e Interpretación

BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUCCION

La Tierra libera energía de manera continua, ya sea en forma de sismos o erupciones volcánicas, de ahí que las zonas en donde se producen estos fenómenos naturales coincidan en su distribución geográfica a nivel mundial. La actividad volcánica y sísmica se desarrolla con gran intensidad en las zonas de extensión (dorsales oceánicas, rift oceánico y continental) y principalmente en las de comprensión de la corteza conocida como zonas de subducción, además de los arcos de isla y cuencas oceánicas (fallas de rumbo y puntos calientes). La región volcánica y sísmica más activa del mundo es conocida como “Cinturón de Fuego del Pacífico” y prácticamente comprende todo el contorno del Océano Pacífico; es decir, Nueva Zelandia, los archipiélagos de Filipinas y Japón, la península de Kamchatka (Rusia), Alaska, la costa occidental de Estados Unidos, México, Centroamérica y la región andina en Sudamérica de la cual forma parte el Perú. La sismicidad y el vulcanismo se constituyen como peligros potenciales para la humanidad, mas aún si estos ocurren en las proximidades de las ciudades.

Hoy en día, de los 1500 volcanes catalogados en el mundo, 500 se ubican en el borde Oeste de Sudamérica y sólo un 5 % de los mismos se encuentran en actividad. La presencia o no de volcanes en Sudamérica estaría asociada con la geometría de la placa de Nazca que subduce por debajo del continente, de ahí la ausencia de actividad volcánica reciente en las regiones con subducción subhorizontal y la presencia de un gran número de volcanes en regiones con subducción normal. En el Perú, la cadena volcánica esta constituida aproximadamente por 50 volcanes (activos e inactivos) y todos se ubican en la región Sur de Perú sobre la Cordillera Occidental. Esta región se caracteriza por presentar una subducción de tipo normal.

De los volcanes ubicados en el Perú, los de mayor actividad son el Misti, Ampato, Sabancaya, Hualca-Hualca, Andagua, Coropuna, Huaynaputina Ubinas, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri, todos distribuidos en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna respectivamente. Sin embargo, solo el Misti y el Ubinas presentan manifestaciones esporádicas de actividad con la correspondiente emisión de fumarolas que alcanzarían diversas alturas. Recientemente, el volcán Sabancaya pasó por un proceso de reactivación que se inició en 1986 y culminó parcialmente en 1995. Este proceso presentó dos fases, uno eruptivo y otro explosivo con la abundante emisión de fumarolas, gases y expulsión de pequeños bloques de roca. Este volcán,

junto al Misti, Ubinas y Huaynaputina han sido sujetos a estudios sismológicos y geofísicos que por su corta duración y al no ser continuos, no fue posible conocer en detalle sus características ni la evolución de sus procesos eruptivos. Recientemente, el Instituto Geofísico del Perú en cooperación con la Universidad de Clermont-Ferrand (Francia), ha realizado estudios de geología y geofísica en detalle y hoy en día, se dispone de variada información que ha permitido conocer más sobre la génesis y naturaleza de estos volcanes. Los estudios mencionados anteriormente, por ser de gran importancia, han sido extendidos a los volcanes del Valle de Andagua y Ticsani.

Para el estudio sísmico aplicado a volcanes, el Instituto Geofísico del Perú ha realizado un monitoreo temporal en los volcanes Misti y Ubinas durante 30 días (7 de Marzo al 7 de Abril de 1998); mientras que, para el volcán Sabancaya, se realizó la instalación de 3 redes sísmicas locales durante los periodos 1990-1992, 1993-1995 y del 1-15 de Julio del 2002, llegándose a registrar diversas señales de origen volcánico y tectónico. Esta información permitió plantear las primeras hipótesis sobre el origen de la sismicidad, la geometría de la cámara magmática y la importante deformación superficial observada en toda la Región del Volcán Sabancaya. Los resultados obtenidos y las hipótesis planteadas son descritas y discutidas en la presente monografía.

2. LOS VOLCANES

Los volcanes son estructuras geológicas formadas alrededor de un orificio de forma circular conocido como cráter y por donde son expulsados los materiales volcánicos provenientes del interior de la Tierra (MacDonald, 1972).

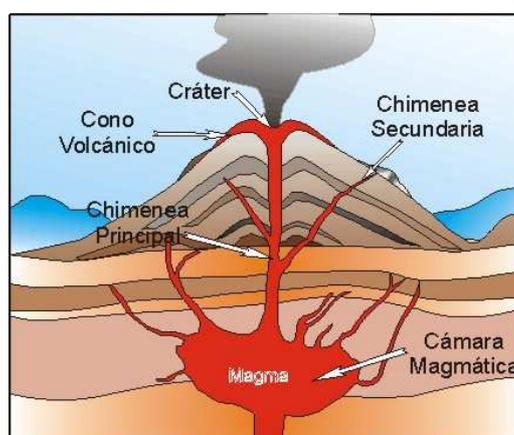
El proceso eruptivo de un volcán se inicia con la existencia, por debajo de la superficie de la Tierra, de una cámara magmática en la cual existe roca fundida debido a la presencia de altas temperaturas y presiones. Esta roca fundida recibe el nombre de magma y que debido a su baja densidad asciende a la superficie a través de un conducto conocido como *chimenea* para luego ser expulsado por el *cráter* y que al fluir por la superficie recibe el nombre de *lava*. En general, el magma está formado por rocas de la litósfera (Corteza y Manto Superior) que al ser sometido a temperaturas del orden de 700-1200°C se funde parcialmente.

Las características generales de este proceso han permitido identificar y conocer la estructura de un volcán, así como clasificarlos de acuerdo a su forma, tipo de erupciones y materiales que expulsan.

2.1. Partes de un Volcán

Los volcanes están formados por las siguientes partes:

Cámara Mágmatica.- La cámara magmática es la zona donde se produce y almacena el magma (roca fundida) del volcán y que posteriormente es expulsado a la superficie y donde recibe el nombre de lava. La cámara magmática se comunica con el cráter del volcán a través de un conducto conocido como chimenea.



Chimenea.- La Chimenea es el conducto por donde asciende el magma hasta llegar al cráter. Durante su ascenso, el magma puede arrancar rocas de las paredes de la chimenea e incorporarlos a la corriente ascendente para luego ser expulsados a la superficie.

Cráter.- El cráter es el lugar por donde el volcán expulsa los materiales volcánicos (lavas, gases, vapores, cenizas, etc) durante una erupción. Generalmente, el cráter puede presentar la forma de un embudo o cono invertido.

Cono Volcánico.- El cono volcánico se forma por el conjunto de materiales volcánicos expulsados y que posteriormente caen alrededor del cráter del volcán. Dependiendo de la intensidad de las erupciones, el cono volcánico puede crecer considerablemente y las explosiones eruptivas intensas podrían generar fracturas en dicho cono originando nuevos cráteres en los extremos del volcán. La comunicación con la chimenea principal se realiza mediante otras chimeneas secundarias

2.2. Tipos de Volcanismo

De acuerdo a la tectónica de placas, es posible distinguir hasta 4 tipos de volcanismo (Figura 1), dos de ellos se encuentran en los bordes de placas y los otros en el interior de la misma. Así, el primer tipo considera a los volcanes ubicados en los bordes de placas continentales y están asociados a la presencia de zonas de **Subducción (zonas de compresión)** o proceso mediante el cual una placa oceánica se introduce por debajo de una continental. En este proceso, a cierta profundidad la placa oceánica se deshidrata debido al aumento de temperatura que a su vez facilita la fusión de las rocas. Debido a su baja densidad el fluido que allí se forma asciende hacia la superficie para dar origen a magmas viscosos cuyo volcanismo resultante es mucho más explosivo, tal como ocurre con los volcanes de la región Sur de Perú. El segundo tipo, agrupa a los volcanes originados entre dos placas oceánicas que se separan entre sí (**zonas de extensión**) y que posibilitan la ascensión del magma fluido para generar erupciones efusivas en las que predominan los flujos de lava. Un ejemplo claro, es la Cordillera Oceánica del Atlántico y que emerge en Islandia.

El tercer tipo considera a los volcanes formados sobre una placa continental que se rasga en dos partes dando origen a los **Rift**. Si la separación continua durante varios millones de años, entonces se puede producir la aparición de un nuevo océano. Un ejemplo típico, es el gran rift del Este de África en donde se ubican los volcanes de Tanzania, Kenia y Etiopía. Finalmente, las zonas volcánicas de Hawaii, Galápagos, Canarias, etc., se forman a partir de los denominados **Puntos**

Calientes. En estos puntos, el material caliente de origen profundo asciende hasta la superficie de manera independiente a la deriva de las placas continentales. La parte de la placa que permanece durante un tiempo por encima del punto caliente, llega a fundirse y al dar paso al magma se produce el nacimiento de un volcán. Considerando que las placas son móviles, con relación a estos puntos fijos, los volcanes originados pueden alinearse en forma de un rosario (Figura 1).

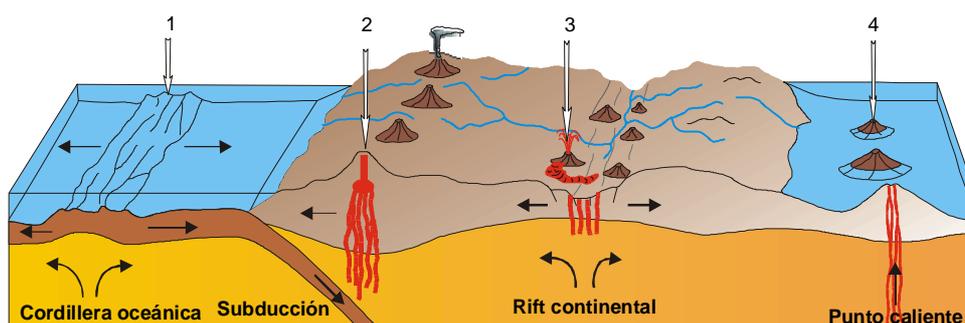


Figura 1.- Principales tipos de volcán relacionados con la tectónica de placas. 1: zonas de extensión, 2: zonas de subducción, 3: rift y 4: puntos calientes.

2.3. Distribución de los Volcanes en el Mundo

En la actualidad la tectónica de placas engloba y explica el origen de los diversos fenómenos geológicos que se desarrollan en el mundo y entre ellos los volcanes. Por ello, en un mapamundi se observa que las cadenas volcánicas se ubican en zonas bien definidas (Figura 2): zonas Circumpacífica, Mediterránea-Asiática, Indica, Atlántica y Africana.

La Zona Circumpacífica.- Esta zona es conocida como el “Cinturón de Fuego del Pacífico” debido a que en ella se producen los más grandes terremotos y porque alberga casi el 80% de los volcanes activos. Este cinturón se extiende circularmente alrededor de todo el Océano Pacífico y considera a las costas de América (Sur, Centro y Norte), Alaska, islas Aleutianas, Japón, Filipinas, Indonesia, Nueva Zelanda y las islas ubicadas en la Antártida.

Zona Mediterránea-Asiática.- Esta zona se extiende desde el Océano Atlántico hasta el Océano Pacífico, pasando por el Mediterráneo y el continente asiático. Los volcanes más representativos son el Etna, Vulcano, Estrómboli y Vesubio (Italia), Almeria y Olot en el cabo de



Figura 2.- Principales placas tectónicas y distribución de las cadenas volcánicas en el mundo. Los triángulos en color rojo representan los volcanes. Z. Circ: zona Circumpacífica, Z. Med-As: zona Mediterránea-Asiática, Z. Ind: zona Indica, Z. Atl: zona Atlántica y Z. Afr: zona Africana.

Gata (SE de España).

Zona Indica.- Esta zona rodea al Océano Indico y por Sumatra-Java enlaza con la zona Circumpacífica. También existen muchas islas y montañas submarinas en la dorsal Indica que presentan vulcanismo activo: Isla Reunión y las Islas Comores en el estrecho de Madagascar.

Zona Atlántica.- Esta zona se extiende, de Norte a Sur, a lo largo de la parte central del Océano Atlántico. En ella, el vulcanismo septentrional se ubica en la Isla de Jan Mayen en el mar de Groenlandia y en la Dorsal Atlántica con volcanes en las islas Ascensión, Santa Elena, Tristan da Cunha y Gough. En el Atlántico Central el vulcanismo esta presente en las Islas Madeira y Salvajes, además de los archipiélagos de las Azores y las Canarias (Tenerife - Teide, La Palma - Teneguía).

Zona Africana.- Esta zona considera a todos los volcanes ubicados en el rift continental que se extiende desde Mozambique en Africa hasta Turquía. Los volcanes más representativos son el Kilimanjaro, Meru, Kenia y el de Niragongo. Entre Etiopía y Somalia se encuentra el nacimiento de un nuevo océano con la presencia de una incipiente dorsal oceánica que separa la placa Africana de la Arábica y en la cual existen muchos volcanes como el Erta-Ale y Fantalé en Etiopía. En el África Occidental el vulcanismo está presente en las Islas de Fernando Póo, Príncipe, Santo Tomé y Annobón.

Hoy en día, de los 500 volcanes activos en el mundo, sólo un 5 % se mantiene en actividad continua y algunos de ellos con manifestaciones superficiales muy impresionantes como el Estrómboli y Vesubio en Italia, Kilimanjaro en Etiopia, Mauna Loa y Mauna Kea en Hawai. Estos volcanes en erupción se constituyen como peligros latentes debido a que podrían causar daños severos a la población e infraestructura de las ciudades que se ubican próximos a ellos. Sin embargo, los volcanes no solo han causado destrucción si no que también han permitido contar con la presencia de diversos recursos naturales como la energía geotérmica (calor y aguas termales) y minerales, además del turismo. Por ejemplo, en Japón, Italia y Canadá se utiliza el calor proveniente del interior de la Tierra para generar calefacción en las viviendas.

2.4. Clasificación de Volcanes

Los volcanes pueden ser clasificados de diversas maneras y depende básicamente del tipo de estudio que se realice. Sin embargo, las clasificaciones más comunes consideran por ejemplo, la forma del cono volcánico, la naturaleza de los materiales que expulsan y el tipo de erupción que produce cada uno de los volcanes. Otras clasificaciones consideran también el contenido químico del magma y su actividad volcánica en el tiempo geológico, aunque estas últimas requieren estudios más detallados.

2.4.1. Forma del Cono Volcánico

Esta clasificación obedece a que la forma de los volcanes depende básicamente del tipo de erupción que predomine en cada caso; es decir, si la erupción es poco violenta o sumamente explosiva el cono volcánico adquirirá una determinada forma. Esta clasificación permite considerar a los volcanes de tipo:

Estrato-Volcán.- En general, este tipo de volcanes, conocidos como “volcanes compuestos”, poseen estructuras estratificadas a consecuencia de la múltiple yuxtaposición de los materiales volcánicos expulsados en sus flancos través del cráter (cenizas, pequeñas rocas y lapilli). Estos volcanes se caracterizan porque sus laderas presentan pendientes del orden de 30° a 35°. La mayoría de los volcanes existentes en el mundo son de este tipo y entre los más importantes se puede mencionar a los volcanes Vesubio en Italia, Villarrica en Chile, Cotopaxi en Ecuador, Fujiyama en Japón y en general, todos los volcanes de Perú (Misti, Ubinas, Sabancaya, etc.). En la Figura 3a, se presenta al volcán Ubinas como típico ejemplo de estrato-volcán.

Volcán-Escudo.- Estos volcanes se asemejan a la superficie superior de un “escudo” ya que presentan pendientes menos empinadas que los estrato-volcanes (2° a 10°) y están formados por materiales volcánicos muy fluidos a consecuencia de la ocurrencia de varias erupciones con poca actividad explosiva. Este tipo de volcán puede ser localizado principalmente en las Islas de Hawai, Islandia y al Este de Africa. La Figura 3b, muestra el volcán Mauna Kea (Hawai) como un ejemplo representativo de este tipo de volcán.

Caldera Volcánica.- Estos volcanes se caracterizan por presentar edificios volcánicos colapsados a consecuencia de las explosiones volcánicas, derrumbamientos o agentes erosivos. Las

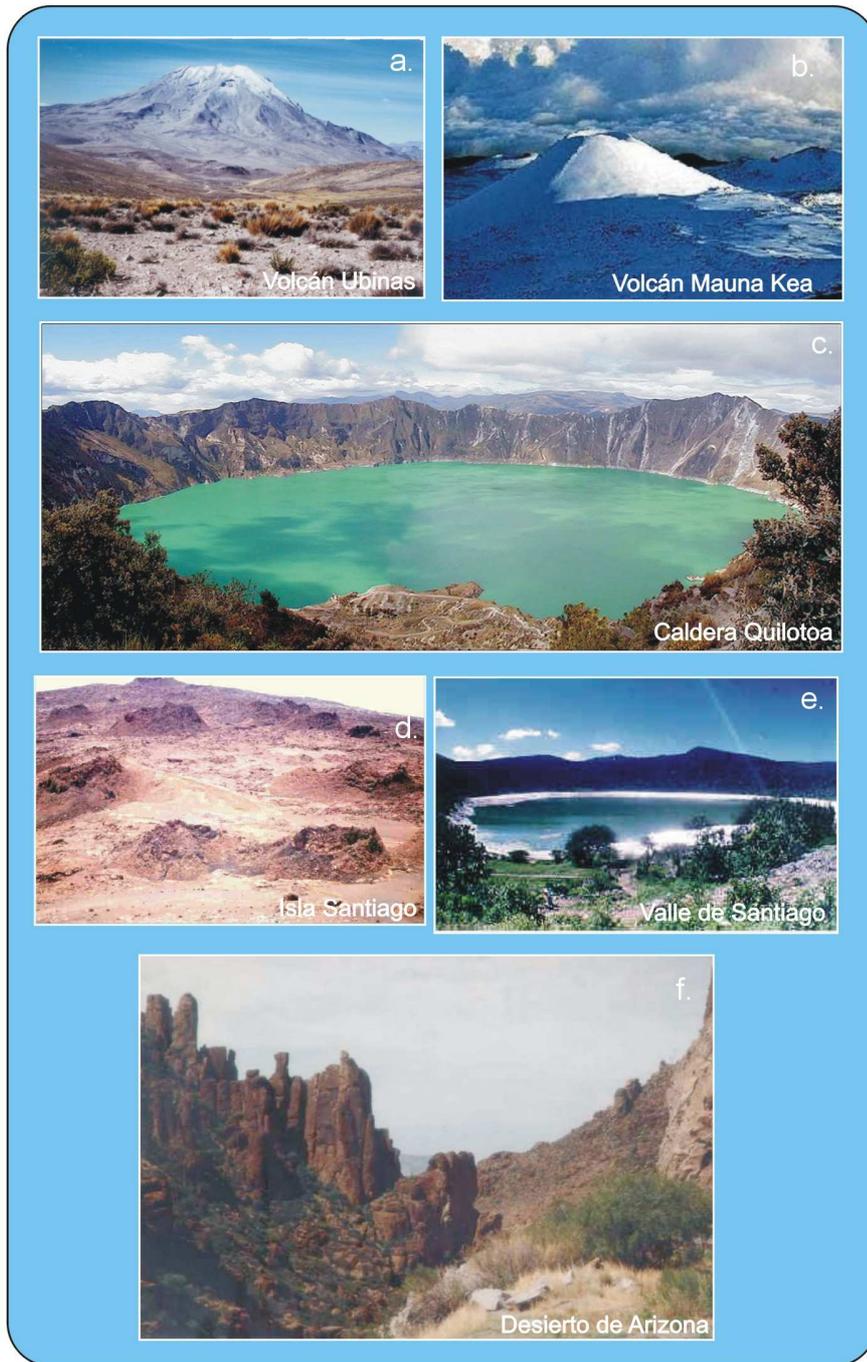


Figura 3. Clasificación de los volcanes de acuerdo a la forma de su Cono Volcánico.
a). Estrato-Volcán, b). Volcán Escudo, c). Caldera Volcánica, d). Cono de Escorias,
e). Volcán Maar y f). Cuello Volcánico

calderas pueden presentar una forma circular o de herradura. En el primer caso se forman cuando el edificio volcánico explota o colapsa en su centro y en el segundo, cuando se produce el derrumbe o colapso en uno de sus flancos; es decir, solo un lado del volcán colapsa formando una abertura a un costado que visto desde el aire presenta la forma de una herradura. En la Figura 3c se muestra la fotografía de la caldera Quilotoa (Cotopaxi, Ecuador).

Conos de Escoria.- Estos volcanes se forman debido a la expulsión violenta de gases magmáticos, fragmentos de rocas y cenizas que son arrojadas a la atmósfera para luego caer a la superficie y acumularse alrededor del cráter volcánico. Los conos de escoria raramente logran alcanzar alturas superiores a los 1000 metros y la pendiente de sus laderas pueden ser del orden de 33°. En la Figura 3d se muestra la fotografía del cono de escorias de la Isla Santiago (Galápagos, Ecuador)

Volcanes Maar.- Los volcanes maar se caracterizan por presentar grandes aberturas en el suelo de forma circular y otras veces indefinida que se forman debido a una explosión provocada por el calentamiento de las aguas del subsuelo cercanas a la superficie y por la presencia de magma a poca profundidad. En la Figura 3e se presenta la fotografía de un típico ejemplo de Volcán Maar presente en el Valle de Santiago (Guanajuato, México)

Cuello Volcánico.- Este tipo considera a todos los volcanes erosionados, de tal manera, que de ellos solo ha quedado una chimenea petrificada por donde alguna vez habría circulado la lava. Algunos de estos cuellos volcánicos han sido tan erosionados que se levantan como verdaderos obeliscos naturales y que en mayor número se presentan en el desierto de Arizona de EEUU (Figura 3f).

2.4.2. Naturaleza de los Materiales que Expulsa

Para esta clasificación se considera la temperatura del magma y la cantidad de productos volátiles que acompañan a las lavas, además de su fluidez (magmas básicos) y viscosidad (magmas ácidos). Así, los volcanes pueden ser clasificados en:

Efusivos.- En este tipo de volcanes el magma es fluido y debido a la poca presencia de gases discurre rápidamente en forma de coladas de lava. La velocidad de la lava suele ser muy baja. Los daños materiales y personales que podrían ocasionar este tipo de erupción, dependen

básicamente de la distancia a la que esta ubicada una determinada ciudad con respecto al volcán y a la topografía de la misma.

Explosivos.- Este tipo de volcanes se caracterizan por presentar un magma viscoso y rico en sustancias volátiles. Cuando ascienden a la superficie los gases que estaban disueltos a mayores profundidades forman burbujas dentro de la masa del magma y en un determinado momento explotan expulsando a la atmósfera masas de lava incandescente y fragmentos de roca del cráter del volcán. La fuerza explosiva de un volcán aumenta cuando el magma se pone en contacto con las masas de agua (lagos, acuíferos, etc.) a las que vaporiza violentamente.

2.4.3.- Comportamiento Eruptivo de los Volcanes

La clasificación más conocida y que en parte engloba algunas características de las anteriores, es la que considera el comportamiento eruptivo de los volcanes y estos pueden ser los siguientes (Francis y Silva, 1990):

Erupción Peleana.- Este tipo de volcán se caracteriza por presentar una erupción con expulsión lenta de la lava viscosa que se acumula dentro del cono volcánico formando un domo en el cual existe un alto contenido de gases. En estos volcanes, la explosividad es máxima ya que se forman devastadoras nubes ardientes compuestas por una mezcla de ceniza fina extremadamente caliente con fragmentos de rocas gruesas que al discurrir por las laderas del volcán arrasan todo a su paso. Este tipo de erupción es característico del volcán Monte Pelée, situado en la Isla Martinica de las Antillas Menores. En el año 1902 una erupción de este volcán ocasionó daños materiales y personales en la ciudad de San Pedro (isla Martinica). En la Figura 4a, se presenta un ejemplo de este tipo de erupción correspondiente al volcán Monte Pelée (isla Martinica).

Erupción Pliniana.- En este tipo de volcán, el proceso eruptivo se caracteriza por la emisión de una columna de material volcánico que puede llegar hasta los 40 km de altura. El material emitido esta constituido de una infinidad de partículas de magma en suspensión dentro del gas volcánico caliente que es expulsado hacia lo alto. El volcán Vesubio es un típico ejemplo de erupción Pliniana (Figura 4b).

Erupción Hawaiana.- En estos volcanes, la erupción se caracteriza por la abundante presencia de lavas fluidas, efusivas y basálticas con escaso contenido de gases y cenizas. En este

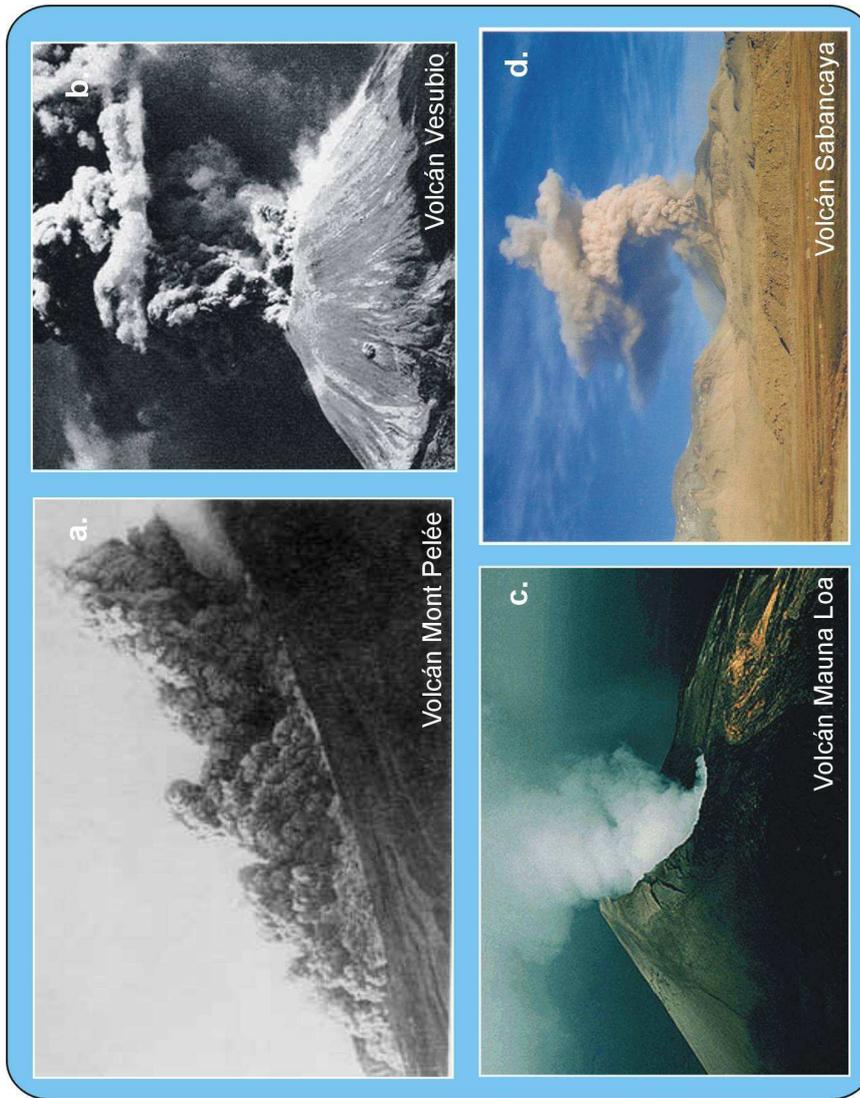


Figura 4.- Principales tipos de erupción volcánica. a). Nubes ardientes características en volcanes peleanos, b). Emisión de una columna de material volcánico en erupciones plinianas, c). Emisiones silenciosas de fumarolas y lava típicas en volcanes hawaianos y d). Erupción vulcaniana

tipo de erupción, la actividad explosiva es relativamente rara pero puede formarse montículos de escoria alrededor de los conductos volcánicos de lava. La lava raramente se derrama por el cráter ya que comúnmente sale por las fisuras presentes a los costados del cono volcánico como erupciones laterales. Los volcanes Mauna Loa y Kilauea en las Islas Hawai, son ejemplos característicos de este tipo de erupción (Figura 4c).

Erupción Vulcaniana.- En general, en este tipo de volcán la erupción solo representa ser un peligro sobre un área restringida de 10 km² aproximadamente alrededor del cráter, debido a que las explosiones repetidas generan columnas de cenizas que alcanzan alturas de algunos kilómetros con bloques de rocas que caen cerca del cráter. Las cenizas son dispersadas por el viento y depositadas en varios kilómetros de distancia. En este tipo de erupción, la lava es más viscosa y pastosa llegando a solidificarse rápidamente en la superficie. Los volcanes del Sur de Perú, presentan este tipo de erupción y entre ellos el volcán Sabancaya (Figura 4d).

2.4.4. Otras Clasificaciones

Además de las clasificaciones antes mencionadas, es frecuente también clasificar a los volcanes **por el Contenido Químico del Magma**, siendo los volcanes de tipo *dacíticos*, *andesíticos* y *riolíticos*. Sin embargo, esta clasificación es más compleja debido a que se requiere de diversos estudios en laboratorio para determinar el mayor o menor contenido de diversos elementos químicos en cada roca volcánica.

Otra clasificación, también compleja, tiene en cuenta las **características de su Actividad Volcánica** y para tal fin considera los diferentes períodos geológicos de la Tierra. Así por ejemplo, se tiene volcanes del *Oligoceno* con 26 millones de años, todos extintos; del *Plioceno* con 5 millones de años o del *Holoceno* que han erupcionado hasta hace 10000 años e incluso en tiempos históricos. Esta clasificación depende básicamente del resultado de la datación de las rocas de la que esta compuesta el volcán.

2.5. Zonas Volcánicas en Sudamérica

El volcanismo en Sudamérica esta íntimamente relacionado con el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el mismo que dió origen a la Cordillera Andina y sobre la cual se encuentra una extensa cadena de volcanes que puede ser dividida en 3 zonas: Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVAN), de los Andes Centrales (ZVAC) y de los Andes del Sur

(ZVAS). En la Figura 5, se presenta estas zonas y sus características son descritas a continuación (Francis y Silva, 1990).

2.5.1. Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVAN)

Esta zona esta ubicada entre las latitudes de 2° Norte a 5° Sur y se extiende desde el Norte de Colombia hasta el Sur de Ecuador. Los volcanes ubicados en esta zona se orientan en dirección Norte-Sur (N-S) siendo en total 82 volcanes, 44 de ellos se encuentran en Ecuador y 38 en Colombia. Los volcanes más representativos son el Guagua Pichincha, Chimborazo, Tungurahua en Ecuador y El Ruiz, Tolima y Puracé en Colombia.

2.5.2. Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC)

Esta zona se localiza entre las latitudes 15° a 28° Sur y se extiende desde el Sur de Perú, Oeste de Bolivia, NO (Nor-Oeste) de Argentina y el Norte de Chile. Esta zona tiene una longitud aproximada de 1400 km y se caracteriza por presentar una franja de 44 volcanes activos orientados en dirección NO-SE en el Sur de Perú y N-S en el extremo Norte de Chile y con elevaciones del orden de los 5000 a 6000 metros sobre el nivel del mar. En esta zona los volcanes habrían sido emplazados durante el Oligoceno-Mioceno (11 a 24 M.a.) en el Sur de Perú; mientras que, en el limite Perú-Chile corresponderían al Plio-Pleistoceno (< 5 M.a.). En el Perú, durante el Holoceno y la época histórica (10 mil años) más de 12 volcanes emplazados durante el Plio-Pleistoceno presentaron actividad fumarólica y explosiva. Volcanes como el volcán Ubinas, Misti y Sabancaya continúan su actividad hasta la actualidad.

2.5.3. Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVAS)

Esta zona volcánica se encuentra ubicada entre las latitudes 33° a 48° Sur y comprende a los volcanes ubicados en el extremo Oeste, SO de Argentina y la zona Central y Sur de Chile. En esta zona, la cadena de volcanes se encuentra orientada en dirección N-S y alberga hasta 25 volcanes activos, 24 de los cuales se ubican en la parte central de Chile y frontera con Argentina, y solo 1 en Argentina. Los volcanes más importantes de esta zona son: Villarica y Lonquimay en Chile y Copahue en Argentina.

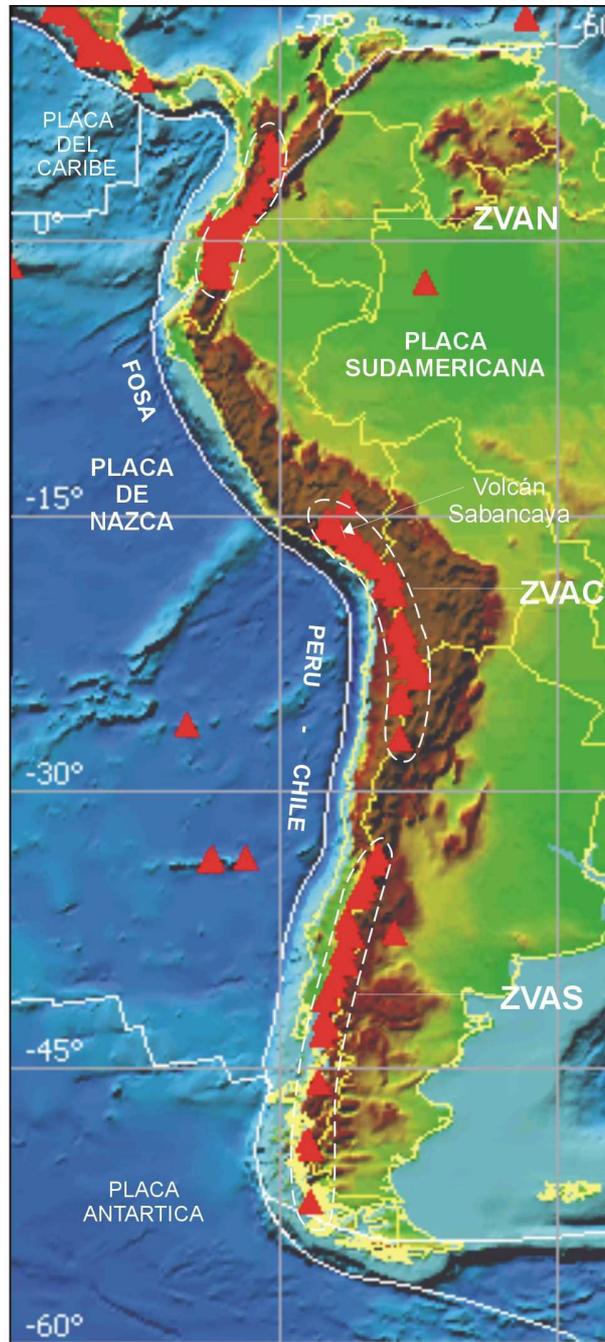
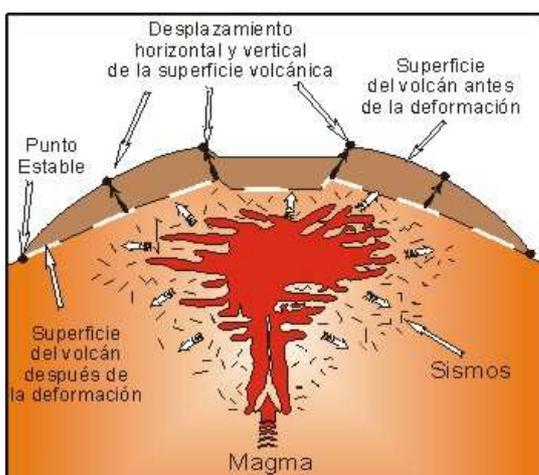


Figura 5.- Distribución de las principales zonas volcánicas sobre la Cordillera Occidental de Sudamérica. El triángulo en rojo indica la ubicación del volcán Sabancaya (modificado de Francis y Silva, 1989; Dávila, 1998). ZVAN, ZVAC, ZVAS: Zona Volcánica de los Andes del Norte, Centro y del Sur respectivamente.

3. REGISTROS DE SEÑALES EN VOLCANES

Las diversas señales que se registran en un volcán, podrían tener su origen en el fracturamiento de rocas circundantes dentro del conducto volcánico como respuesta a la acumulación y traslado del magma, al movimiento de gases y a los cambios de presión y temperatura a la que están sometidos los volcanes en actividad. Estas señales pueden ser registradas por los sismógrafos que se instalan alrededor de un volcán. El tamaño y la forma de dichas señales dependen básicamente de la intensidad de los diferentes procesos geofísicos que se desarrollan en un volcán activo.

Origen de Señales Volcánicas



Tilling et al. (1987), elaboró un esquema a fin de explicar el posible origen de estas señales, además de indicar que la presencia de altas temperaturas y presiones dentro del conducto volcánico permitirían deformar completamente la forma original del volcán, tal como se muestra en el esquema adjunto. Los diferentes estudios sismológicos realizados sobre diferentes volcanes en el mundo ha permitido observar la existencia de una gran variedad de señales que pueden ser atribuidas a dos procesos:

el primero considera a las señales que brindarían información sobre las características físicas de la fuente, tales como la ruptura de la roca sólida que rodea al volcán, traslado o acumulación de magma, circulación de fluidos, gases y en superficie la emisión de fumarolas. El segundo proceso, está relacionado con el camino que sigue las ondas a través de los diversos estratos de los que esta constituido el volcán y que luego pueden ser observados e identificados en la forma del registro de la señal (superposición de varias fases). Sin embargo, se debe tener en cuenta que la fuente que genera estas señales no es muy conocida y el medio de propagación puede alterar significativamente la forma y el contenido espectral de las señales.

A diferencia de las señales que se producen en zonas de contacto de placas o deformación en superficie (fallas), las señales volcánicas son más diversas debido principalmente a la

complejidad de los procesos geofísicos que tienen lugar en cada volcán. Esto ha permitido que varios autores realicen diversas clasificaciones de las señales en base a las diferentes características que ellas presenten en la forma de su registro (Minakami, 1974; Latter, 1979; Malone, 1985; Lahr et al., 1994; Tsuruga et al., 1997; Gil-Cruz y Chouet, 1999; McNutt, 2000a). Sin embargo, de todas las clasificaciones, la propuesta por Minakami (1974) es la de mayor uso, aunque dependiendo de las características propias de cada volcán, los autores han extendido esta clasificación ya sea de manera descriptiva o a partir del análisis del contenido de frecuencias típicas en cada señal registrada (Lahr et al., 1994; Tsuruga et al., 1997; Gil-Cruz y Chouet, 1999; McNutt, 2000a).

3.1. Clasificación Propuesta por Minakami (1974)

Minakami (1974) propone una clasificación de señales en base a su amplia experiencia en el estudio de los procesos eruptivos de muchos volcanes activos en el mundo, constituyéndose así como uno de los pioneros en este tipo de estudio. La clasificación de Minakami considera 6 tipos de señales: Tipo-A, Tipo-B, Tipo-C, señales de Período Largo (LP), Explosiones y Tremores (Figura 6).

3.1.1. Señales Tipo-A

Estas señales serían producidas por sismos que ocurren dentro del cono volcánico debido al fracturamiento de las rocas en respuesta a la intrusión o migración del magma o por la expansión de los fluidos debido a la presencia de altas presiones geotermales en las rocas. En general, estas señales tienen su origen a profundidades de 1 a 15 km bajo el edificio volcánico o en los alrededores del mismo y se caracterizan por presentar altas frecuencias, siendo posible distinguir fácilmente las fases P y S. Estas señales son similares a las producidas por sismos asociados a la actividad tectónica

3.1.2. Señales Tipo-B

Estas señales podrían ser producidas por sismos que ocurren a profundidades menores de 1 km debido al fracturamiento de rocas, pero a diferencia de los de Tipo A, se caracterizan por presentar diversas fases a manera de enjambres que muestran probablemente el camino recorrido por las ondas en las capas heterogéneas de cenizas y lava. Este tipo de señales presenta bajas frecuencias y una posible fase P emergente, la fase S no es clara y por lo tanto, difícil de distinguir.

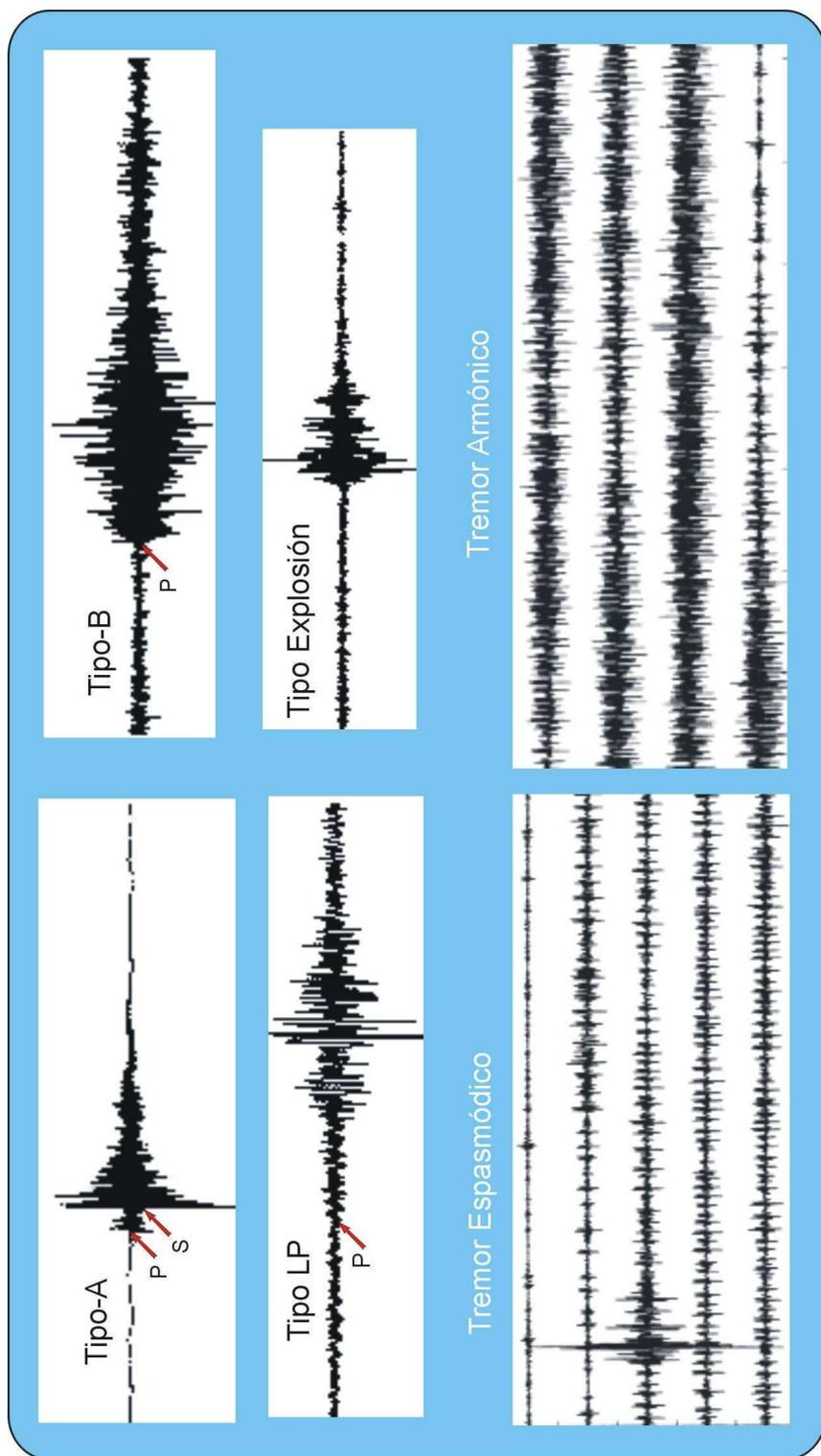


Figura 6.- Clasificación general de los principales tipos de señales registradas en volcanes activos (Minakami, (1974).
 P y S son las fases sísmicas.

3.1.3. Señales Tipo-C

Estas señales corresponderían a registros de señales de Tipo B que se sobreponen unos sobre otros; es decir, se observa el registro múltiple de señales Tipo B en una sola secuencia. Estas señales fueron observadas por vez primera por Minakami (1974) durante el proceso eruptivo del volcán Usu en Japón y su origen estaría asociado probablemente al crecimiento del domo de lava. Sin embargo, estas señales son menos comunes comparadas con las anteriores.

3.1.4. Señales de Período Largo (LP)

Estas señales serían producidas por la influencia directa de los fluidos dentro del conducto volcánico, los mismos que ocasionan efectos de resonancia o inestabilidad del magma. Estas señales se caracterizan por presentar al inicio altas frecuencias para luego ser dominadas por una señal de período largo o bajas frecuencias.

3.1.5. Señales de Explosiones

Estas señales tendrían su origen en las explosiones volcánicas que se producen durante la actividad eruptiva del volcán y a la liberación súbita y repentina del vapor de agua, y otros gases contenidos en las capas superficiales del volcán. Aquí, se produce la fracturación y pulverización de las rocas de las capas superiores con la subsiguiente expulsión de estos materiales. La amplitud de la señal depende básicamente de la fuerza, duración y frecuencia de las explosiones.

3.1.6. Señales de Tremores

Este tipo de señal es registrado comúnmente en volcanes activos, siendo su característica la presencia de un tren continuo de vibraciones que pueden durar horas, días y semanas. A diferencia de las señales descritas anteriormente, los tremores proporcionan información de todo el proceso eruptivo de los volcanes y entre ellos, los asociados a los procesos magmáticos en el interior del volcán ya sea por el movimiento del magma mismo o de gases y ruidos, y en superficie por la emisión de fumarolas, cenizas y caída de rocas. Las observaciones realizadas sobre las señales de tremores sugieren que estas varían en amplitud y frecuencia, características importantes que permiten clasificarlos en tremores armónicos, cuando muestran un gran contenido de frecuencias;

monocromáticos, si están acompañadas de frecuencias altas y espasmódicos, si presentan frecuencias bajas.

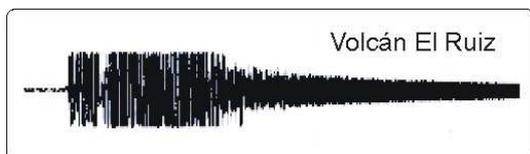
3.2. Otras Clasificaciones

Otras clasificaciones de señales asociadas a volcanes activos han sido realizadas por autores como Gil-Cruz y Chouet (1999), Lahr (1994) y Koyanagi (1987). Dichas clasificaciones han sido realizadas considerando como base la propuesta por Minakami (1974) y a la cual agregaron nueva información que describe las características propias de cada volcán. Básicamente, las diferentes clasificaciones se basan en 2 aspectos importantes: el primero consiste en observar en tiempo real el registro de la señal en el sismograma y analizar la diferencia entre los tiempos de llegada de las fases P y S, la amplitud, frecuencia y tipo de fases (impulsiva o emergente); mientras que, el segundo considera la localización hipocentral y el análisis de los espectros de frecuencia. Asimismo, Gil-Cruz y Chouet (1999) por ejemplo, considera una clasificación actual para discernir si las señales se produjeron en un ambiente sólido o fluido.

3.2.1. Clasificación de Gil-Cruz y Chouet (1999)

Gil-Cruz y Chouet (1999) clasifican los volcanes colombianos como El Ruiz y Galeras en base a su posible origen en ambientes sólidos o fluidos. En un ambiente sólido, las señales se producirían debido a la ruptura de rocas circundantes al conducto volcánico en respuesta a la acumulación del magma, deslizamientos y caída de rocas siendo las señales de tipo volcano-tectónicas (VT). En cambio, en un ambiente fluido se produciría las señales asociadas a fluctuaciones y transporte de magma, gases y otros fluidos debido a las elevadas temperaturas y presiones a la que se encuentra la cámara magmática. En este ambiente se produciría las señales de Tipo LP, las explosiones, avalanchas y señales de glaciación.

Señal de Glaciación



En la figura adjunta se presenta el registro de la caída de un trozo de glaciación desde la cumbre del volcán El Ruiz durante una de sus erupciones ocurridas en el año 1995. Este registro ha sido nombrado por Gil-Cruz y Chouet (1999) como “Señal de Glaciación”.

Si se realiza una comparación entre la clasificación de Gil-Cruz y Chouet y la propuesta por Minakami (1974), se observa que el primero ha incrementado a las clasificaciones las señales asociadas a la caída avalanchas y glaciares debido a que en los volcanes colombianos resulta muy común la presencia de dichos fenómenos durante una erupción volcánica. Sin embargo, en las otras solo ha variado en la manera de nombrar a las señales. Por ejemplo, la correspondencia entre la señal VT de Gil-Cruz y Chouet, sería la de Tipo-A en la de Minakami.

3.2.2. Clasificación de Lahr (1994)

A diferencia de los autores anteriores, Lahr ha clasificado las señales considerando su contenido de frecuencias. Así, la clasificación considera señales de alta frecuencia (AF), baja frecuencia (BF) y Tremor (TR). Básicamente, las señales AF estarían asociadas a fracturamientos en la cámara magmática que produciría frecuencias del orden de 5 a 8 hertz (Hz), siendo los tiempos de llegada de las fases P y S identificadas fácilmente. Las señales BF podrían estar asociadas a la resonancia que se produce en el interior de la cámara magmática debido al transporte del fluidos a través de los conductos volcánicos. Dichas señales muestran altas frecuencias en su inicio (aproximadamente 10 Hz) para luego ser dominadas por otra señal de baja frecuencia (menores a 5 Hz). En este tipo de señal solamente es posible identificar la fase P. Según el autor, las señales TR podrían estar asociados al desarrollo de procesos geofísicos cerca de la superficie (menores a 5 km de profundidad) debido a la ocurrencia sucesiva de explosiones de vapor de agua y emisión de cenizas y rocas pequeñas.

3.2.3. Clasificación de Koyanagi (1987)

Koyanagi, clasificó las señales registradas en los volcanes Mauna Loa y Kilauea considerando su forma. Así, las señales fueron clasificadas en señales de periodo corto (SP), periodo largo (LP) y tremores (TR). Las señales SP estarían asociadas directamente al fracturamiento de rocas y podrían ocurrir a profundidades comprendidas entre 5 y 15 km (profundos) y menores a 5 km (superficiales). La llegada de las fases P y S son identificadas fácilmente. En cambio, las señales LP podrían estar asociadas al movimiento de fluidos, gases y magma. Finalmente, el TR debería su origen a emisiones de vapor de agua.

Las clasificaciones propuestas por Gil-Cruz y Chouet, Lahr y Koyanagi se han desarrollado sobre la clasificación propuesta por Minakami (1974) y las diferencias radican

únicamente en el modo de nombrar a las diversas señales y como ejemplos se puede mencionar a las señales Tipo-A, Tipo-B y LP. Así, el origen de una señal Tipo-A según Minakami (1974) es la misma que la de un volcano-tectónico (VT) según Gil-Cruz y Chouet (1999), de alta frecuencia (AF) según Lahr (1994) y a uno de periodo corto (SP) según Koyanagi (1987). Del mismo modo con las señales de Tipo-B, periodo largo (LP) y baja frecuencia (BF). Es importante mencionar que en la clasificación propuesta por Lahr (1994) se ha considerado un análisis detallado del contenido frecuencial de las señales; mientras que, los otros autores clasificaron las señales en función de la observación visual del registro de la señal sobre un sismograma.

4. LA CADENA VOLCANICA EN EL PERU

En el Perú, el volcanismo está íntimamente relacionado con la geometría del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana; sin embargo, aunque este proceso se desarrolla en todo el borde Oeste de Perú, los volcanes están concentrados únicamente en la Región Sur. En la Figura 7a, se observa que en las regiones Norte y Centro, la placa de Nazca subduciría con un ángulo de 25° hasta una profundidad de 100 km aproximadamente y a partir de la cual se hace prácticamente horizontal hasta una distancia de 700-750 km desde la fosa. En estas regiones está ausente el volcanismo Cuaternario debido probablemente al modo particular en el proceso de subducción; sin embargo, cabe resaltar que en ellas la actividad volcánica habría sido importante en el pasado y disminuyó y/o desapareció hace 8 millones de años (8 Ma) quedando como vestigios estructuras plutónicas como la Cordillera Blanca en el departamento de Ancash (Mattauer., 1989).

En la región Sur (Figura 7b), a diferencia de las regiones Norte y Centro, la subducción se iniciaría con un ángulo de 30° continuo hasta alcanzar una profundidad de 300-350 km y una distancia de 550 km desde la fosa. Aparentemente, este modo de subducción permite establecer la existencia de una estrecha relación entre este proceso y la presencia de un arco volcánico activo que se ubica cada vez más hacia el interior del continente. Dentro de este contexto, la placa de Nazca que subduce bajo la placa Sudamericana arrastra con ella los sedimentos procedentes de la superficie oceánica hasta 70 a 100 km de profundidad aproximadamente, límite en el cual aparece una capa viscosa llamada astenósfera. La elevada temperatura en el interior de la Tierra y el descenso de la misma debido a la presencia de agua y dióxido de carbono en los sedimentos transportados por la placa de Nazca (fusión de rocas) genera un fluido caliente y viscoso conocido como magma, y que debido a su baja densidad asciende hasta la superficie dando origen a los volcanes en la Región Sur de Perú.

4.1. Distribución de los Volcanes en la Región Sur de Perú

Por su ubicación, los volcanes de la región Sur de Perú forman parte del extremo Norte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC; ver Figura 5). Esta zona se extiende desde los 15° hasta los 28° latitud Sur en la región Norte de Chile. Esta cadena volcánica se distribuye sobre

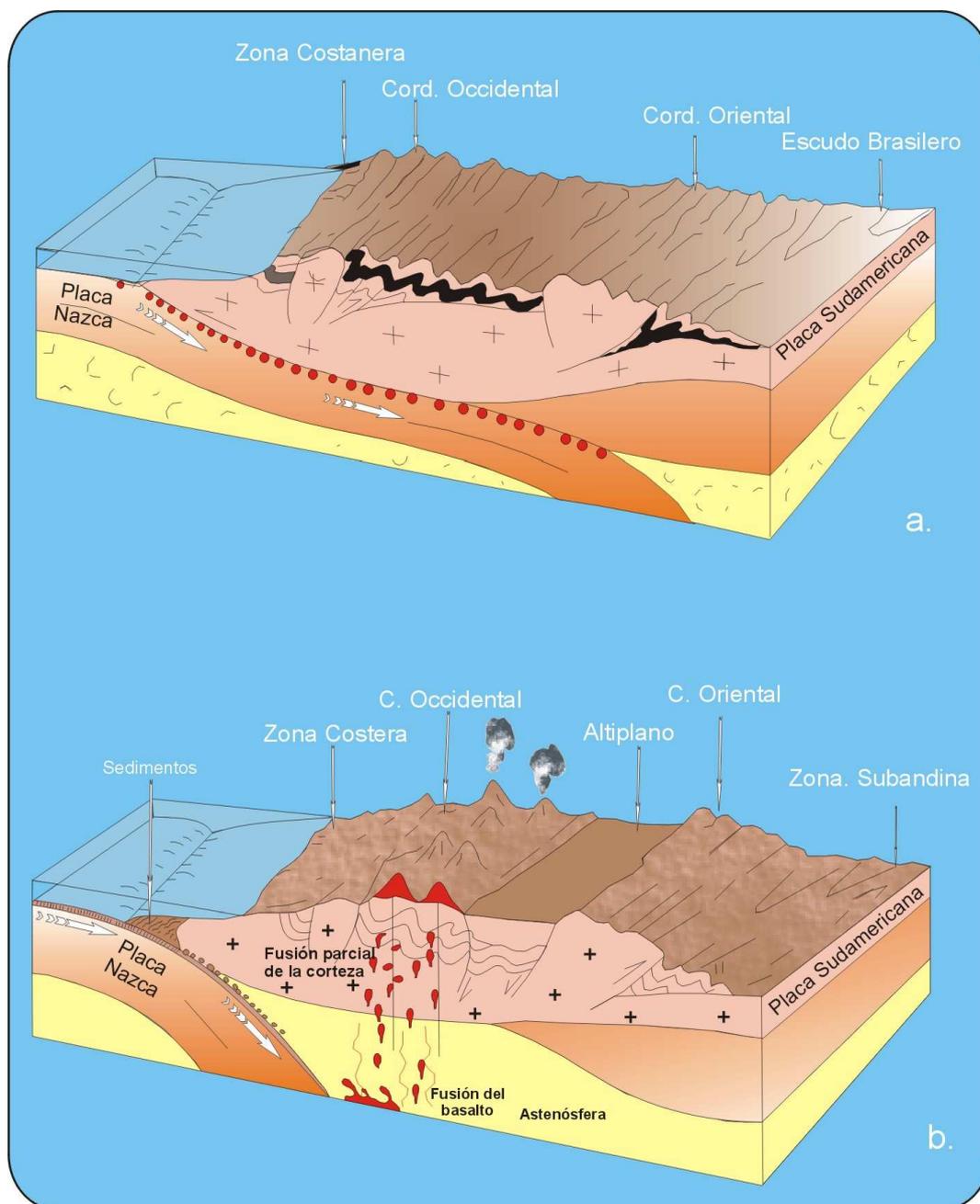


Figura 7.- Geometría del proceso de subducción en el Perú y su relación con el origen de la cadena volcánica. a). Subducción Sub-horizontal (regiones Norte y centro) y b). Subducción Normal (Región Sur) (Mattauer, 1989).

la cordillera Occidental siguiendo un alineamiento con orientación NO-SE en el extremo Sur de Perú y N-S en el extremo Norte de Chile. De acuerdo a los estudios realizados por Francis y Silva (1990), esta cadena esta conformada por 195 volcanes y de acuerdo a su actividad volcánica han sido clasificados en las siguientes categorías:

Volcanes Activos: Considera a los volcanes que han presentado actividad magmática y freatomagmática durante los últimos 10 años. En el Perú, El volcán Sabancaya es el único considerado como activo.

Volcanes Fumarólicos: Dentro de esta categoría se considera a todos los volcanes que presentan actividad fumarólica continua o ininterrumpida como los volcanes Misti y Ubinas en el Perú.

Volcanes Latentes: Estos volcanes se caracterizan por presentar evidencias morfológicas y registros históricos de actividad reciente. En la Región Sur de Perú se ha considerado la existencia de 13 volcanes latentes entre los cuales se puede mencionar a los volcanes Ampato, Coropuna, Huaynaputina, etc.

Volcanes Dormidos: Estos volcanes caracterizan porque no existe evidencias morfológicas de actividad reciente, pero si evidencias de actividad durante el Holoceno. En el Perú se considera 5 volcanes, el Sara-Sara, Solimana, Firura, Cristalniyoc y López Estrana.

Inactivo: Estos volcanes pueden ser llamados “extintos” debido a que presentan aparatos volcánicos cuya última actividad se habría desarrollado durante el Mio-Pleistoceno o Pre-Mioceno. En esta categoría se ha considerado a 173 volcanes de Perú (Achacolla, Antajave, Antasaya, Bencasi, Caamani, etc).

En la Figura 8, se presenta la distribución del total de los volcanes en Perú según Francis y Silva (1990) y en ella se observa claramente que el número de volcanes inactivos es mayor comparada con las demás categorías. Estudios recientes realizados por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) ha permitido incrementar el número de volcanes presentes en la región Sur de Perú, haciendo un total de 402 volcanes entre activos, fumarólicos, latentes, dormidos e inactivos; es decir, se ha agregado 207 volcanes más a la clasificación inicial realizada por Francis y Silva (1990).

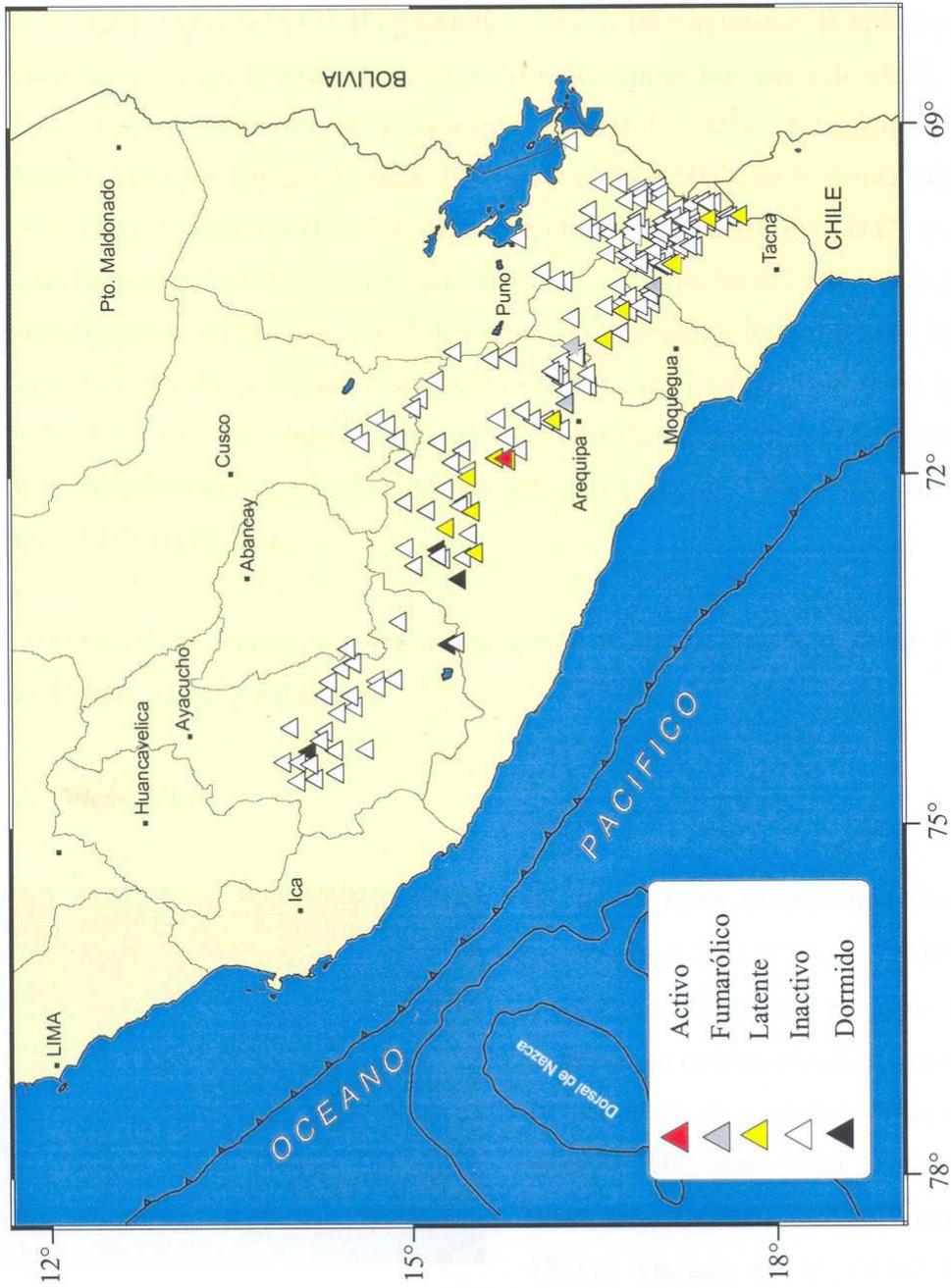


Figura 8.- Distribución de los Volcanes en la Región Sur de Perú según De Silva y Francis (1991) y el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico-INGEMET (Fidel et al., 1997).

En la actualidad, de todos los volcanes inventariados, solo 12 se encuentran en actividad, siendo los más importantes el Misti, Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, Andagua, Coropuna, Huaynaputina, Ubinas, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri, todos ubicados en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna respectivamente (Figura 9). Los volcanes Huaynaputina, Ubinas (departamento de Moquegua), Misti y Sabancaya (departamento de Arequipa), son considerados como los más activos de los últimos tiempos, ya que cuando erupcionaron provocaron importantes daños personales y materiales (Simkin y Siebert, 1994; Francis y Silva, 1990). Un claro ejemplo de la fuerza catastrófica de estos volcanes, es la erupción del volcán Huaynaputina en el año 1600 D.C. que causó la desaparición de la localidad de Quinistaquillas; así como, la erupción del volcán Ubinas en 1957 con abundante emisión de cenizas que afectó de manera considerable a los terrenos de cultivo de las localidades aledañas (Hantke y Parodi, 1966). Otro ejemplo, es el volcán Sabancaya que en 1986 produjo abundante emisión de fumarolas cubriendo un área de 10 km² aproximadamente, pero sin causar daños severos debido a que las localidades pobladas y terrenos de cultivo se encontraban a mayor distancia del área afectada.

A continuación se realiza una breve descripción de la historia eruptiva de los volcanes Misti, Ubinas, Huaynaputina y Sabancaya.

4.1.1. Volcán Misti



El volcán Misti, se encuentra ubicado en las coordenadas 16°11' Sur y 71°32' Oeste con una altura de 5822 m.s.n.m. Su historia eruptiva no es bien conocida, pero se cree que se encuentra en actividad desde hace por lo menos 35000 años, fecha de su más antigua erupción (Suni, 2000; Thoureth et al, 1995^a, Thoureth et al, 1994; Hantke y

Parodi, 1966). En el curso de estos años, se habría sucedido hasta 13 erupciones con emisiones de fumarolas y cenizas producto de las cuales, en la actualidad se pueden observar algunos vestigios en las quebradas que erosionan los flancos del volcán. La última de las erupciones de este volcán habría tenido lugar hace 2000 años y es probablemente la responsable de la apertura y/o reapertura

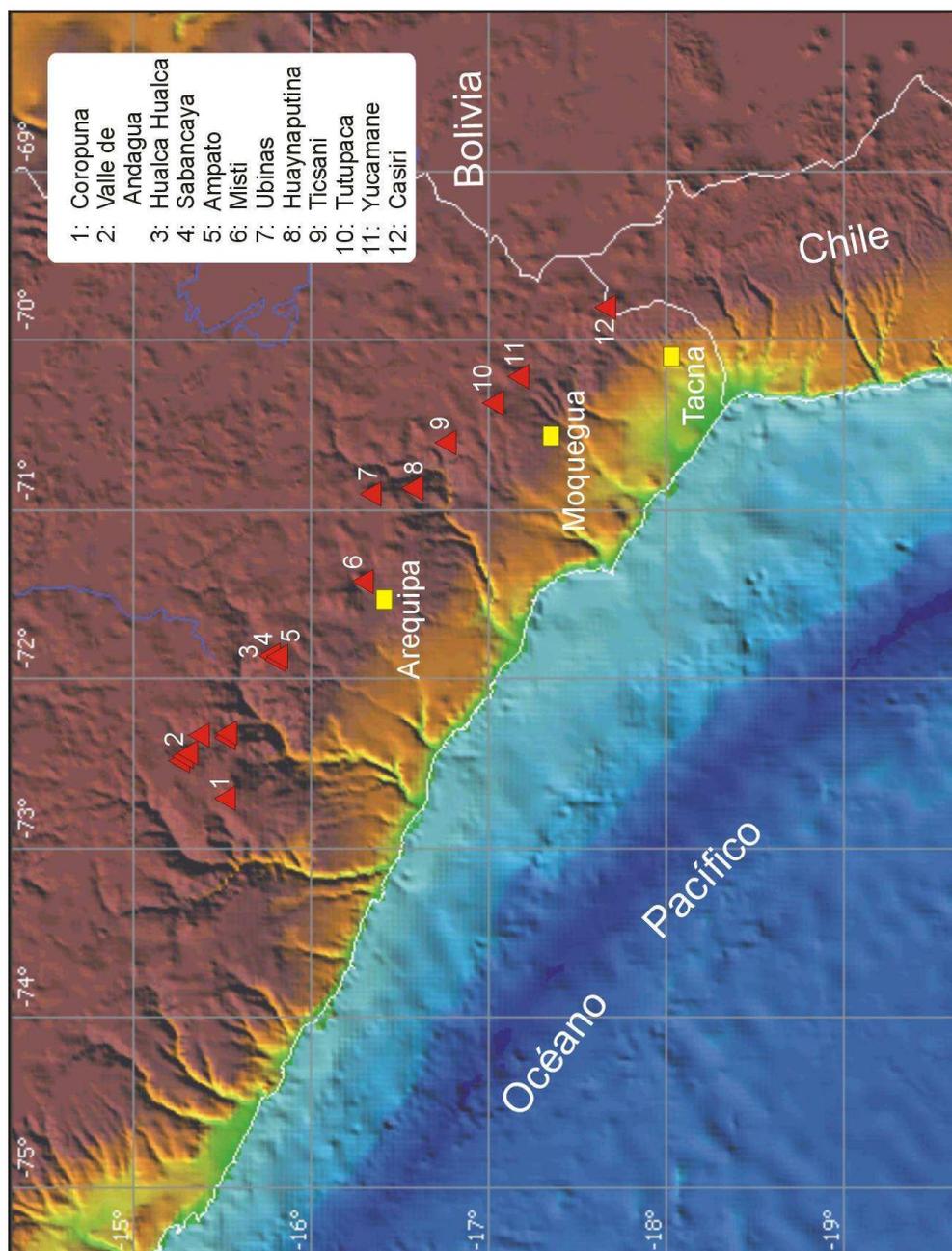


Figura 9.- Principales volcanes de la Región Sur de Perú según Francis y Silva (1990). Los triángulos en color rojo representan a los volcanes y los cuadrados en amarillo a las ciudades.

del cráter exterior del volcán. Esta erupción se habría iniciado con la emisión de materiales volcánicos hasta alturas de 20 a 25 km, para luego caer sobre la ciudad de Arequipa formando capas de ceniza de algunos centímetros de espesor. Al término de la erupción, la columna se habría desplomado sobre sí misma dando origen a los flujos piroclásticos que quedaron canalizados en las quebradas de la parte sur del volcán hasta llegar al perímetro de la ciudad. Otras erupciones, probablemente ocurrieron en los siglos XVII y XVIII. En el siglo XX, es importante la crisis volcánica registrada en 1985, cuando las columnas de humo con ceniza alcanzaron alturas de hasta 1 km por encima del cráter. En la actualidad, este volcán no representa mayor peligro, aunque frecuentemente se aprecia emisión de algunas fumarolas. Si se produjera una erupción importante, la ciudad de Arequipa estaría en una posición crítica debido a la proximidad de la ciudad con respecto al volcán y probablemente los materiales de la erupción caerían directamente sobre ella.

4.1.2. Volcán Ubinas



El volcán Ubinas, está ubicado al Oeste del río Tambo ($16^{\circ}22'$ Sur y $70^{\circ}54'$ Oeste) con una altura de 5636 m.s.n.m. Este volcán es un típico estrato-volcán de edad Pleistocénica emplazado sobre una altiplanicie volcánica de edad cenozoica, conformada por ignimbritas y flujos de lava. Su cono relativamente simétrico, está truncado en su cima por un amplio cráter de

fondo plano de unos 1500 m de diámetro, dentro del cual se abre un pequeño cráter a una profundidad de 200 metros de donde surgen abundantes fumarolas con olor a azufre (Legros, 1995).

El volcán Ubinas es uno de los más activos de la región Sur de Perú, ya que cuenta con más de una decena de erupciones contabilizadas desde la época de la conquista española. Estas erupciones se caracterizan por presentar pequeñas explosiones y columnas de ceniza al nivel del cráter. La información existente, muestra la ocurrencia de erupciones con continua emisión de fumarolas y de gases desde 1662 (Rivera, 1998). Simkin y Siebert (1994); Parodi (1966), cita erupciones ocurridas desde 1667 hasta Octubre de 1956 con emisión de cenizas y escorias que ocasionaron severos daños en los terrenos de cultivo próximos a la localidad de Ubinas. Dentro de este período, Hantke y Parodi (1966) indican también haber observado un potente chorro de gases y vapor de color gris oscuro de cerca de 150 metros de diámetro que llegó a elevarse hasta unos 500

m de altura. Estas erupciones son de tipo Vulcaniano y han sucedido hasta la actualidad sin representar mayor peligro, tal como ocurrió en Noviembre de 1986 y que se prolongó hasta Mayo de 1996 con importante incremento de la actividad fumarólica (Rivera, 1998). Si ocurriese una erupción como la de 1956, los daños serían considerables para los habitantes de la localidad de Ubinas situada a solo 6 km del cráter del volcán. La presencia de cañones relativamente profundos en el SE del volcán, permitirían canalizar fácilmente los flujos piroclásticos y lodo hacia dicha localidad.

4.1.3. Volcán Huaynaputina



Este volcán se ubica en las coordenadas 16°35' Sur y 70°52' Oeste y el cráter es de tipo monogenético de 2.5 km de diámetro y sin forma definida como resultado de la erupción catastrófica del 18 de Febrero de 1600. El volcán se encuentra situado en el extremo Oeste del río Tambo (Moquegua) a una altura de 4800 m.s.n.m. Al día siguiente de su erupción en 1600 D.C., la

ciudad de Arequipa ubicada a 70 km del volcán, fue cubierta por una lluvia de ceniza blanca que cayó durante semanas y mantuvo a la ciudad en oscuridad en pleno día. Asimismo, la acumulación de grandes capas de cenizas sobre los techos de las viviendas provocó el desplome de muchas de ellas. En lugares próximos al volcán, varios pueblos y sus habitantes fueron sepultados por los flujos piroclásticos que descendieron a gran velocidad por las pendientes del edificio volcánico (localidad de Quinistaquillas). Estas cenizas cubrieron un radio de 1000 km desde el volcán. En la actualidad, no existe evidencia alguna de reactivación del volcán Huaynaputina, pero si ocurriese, no sería tan violenta como la ocurrida en 1600 D.C. debido a que este volcán ya ha perdido parte de sus edificio volcánico (Legros, 1995).

4.1.4. Volcán Sabancaya

El volcán Sabancaya, esta localizado en las coordenadas 15°47'S y 71°32'W y con una altura de 5970 m.s.n.m. Este estrato-volcán andesítico es de edad Holocénica Reciente y forma



parte del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca. Este volcán está constituido por los domos Sabancaya-1 Sur y Sabancaya-2 Norte en donde se abre el cráter activo (Thouret et al., 1994; Thouret et al., 1995a). Geográficamente, este volcán está ubicado a 30 km al SO de la localidad de Chivay y a 80 km al NNO de la ciudad de Arequipa y su accesibilidad, desde esta ciudad, desde esta

ciudad, se realiza a través de la carretera que conduce a la localidad de Chivay, Cajamarca y la Hacienda Sallalli. La actividad eruptiva del volcán Sabancaya se remonta a los años 1750 y 1784-1785, desde entonces no se ha tenido noticia alguna de nuevas erupciones. Luego de un período de quietud de aproximadamente 200 años, el volcán pasa a un período de reactivación en Noviembre de 1986, distinguiéndose una primera fase eruptiva de tipo Vulcaniana caracterizada por la frecuente emisión de fumarolas que alcanzaron alturas de 3 y 5 km aproximadamente y volúmenes con diámetros de hasta 500 m (Rodríguez y Uribe, 1994). Este proceso eruptivo duró hasta 1990, para luego pasar a la fase explosiva caracterizada por la expulsión de cenizas, bloques pequeños de rocas y la constante emisión de fumarolas que llegaron a cubrir un área de 10 km² (Huamán, 1995). A partir de 1993, la erupción del volcán Sabancaya decrece paulatinamente para luego presentarse únicamente emisiones de fumarolas en forma esporádica acompañadas con sismos de magnitudes prácticamente imperceptibles. Las emisiones esporádicas de fumarolas pueden ser observadas hasta la actualidad. Durante el proceso eruptivo del volcán, el Instituto Geofísico del Perú y la Universidad Nacional de San Agustín realizaron diversos estudios de vigilancia sísmica durante períodos cortos de observación y cuyos resultados permitieron proponer diversas hipótesis para explicar el proceso evolutivo del volcán desde el punto sísmico (González, 1996; Macedo, 1996; ; Kosaka, et al, 1992; Rodríguez y Huamán, 1992) y geológico-tectónico (Thouret, et al., 1995a y Thouret et al., 1995b).

5. LA REGION DEL VOLCAN SABANCAYA (RVS)

La Región del Volcán Sabancaya se encuentra ubicada a 30 km en dirección SO de la localidad de Chivay, provincia de Caylloma, departamento de Arequipa y a 80 km aproximadamente en dirección NNO de la ciudad de Arequipa (Figura 10). Esta región presenta un área aproximada de 112 x 112 km² y se encuentra circunscrita por importantes elementos tectónicos con características geológicas muy peculiares. Desde el punto de vista sísmico, en esta región existe evidencia de que se produjo importante actividad sísmica superficial entre los años 1986-1995, la misma que ha sido motivo de estudio de varios investigadores del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (IGUNSA). Estos estudios permitieron conocer el origen de los sismos y su relación con la actividad eruptiva del volcán Sabancaya que se inició en Noviembre de 1986 y culminó a fines de 1995.

5.1. Geología y Tectónica

Desde el punto de vista geológico, la Región del Volcán Sabancaya (RVS) esta conformada por afloramientos de rocas de edad Mesozoica y Cenozoica con unidades discontinuas que descansan sobre un basamento Precámbrico (Vicente et al., 1979). Los afloramientos del Mesozoico se muestran a lo largo de los cañones profundos del río Colca, observándose la presencia de secuencias sedimentarias de origen marino que habrían sido afectadas por fuerzas compresivas durante el Cenozoico Superior. Los afloramientos del Cenozoico ocupan casi el 80% del departamento de Arequipa y están representados principalmente por series volcánicas y volcano-sedimentarias de origen continental. El extremo Este de la Cordillera Occidental está compuesto de rocas volcánicas y volcanoclásticas constituidas de capas de ignimbritas pertenecientes al Grupo Tacaza del Mioceno Inferior. Sobre yaciendo a este grupo, se distinguen potentes derrames lávicos de andesitas, dacitas y capas ignimbríticas del grupo Barroso del Plioceno-Cuaternario representado principalmente por el volcán Sabancaya, actualmente en actividad (Chorowicz et al., 1992). Los productos de erosión actual del volcán Sabancaya, se localizan en los flancos y fondos de los valles de Lari y Chivay constituyendo depósitos de aluviales, coluviales y rellenos lacustres (Figura 10).

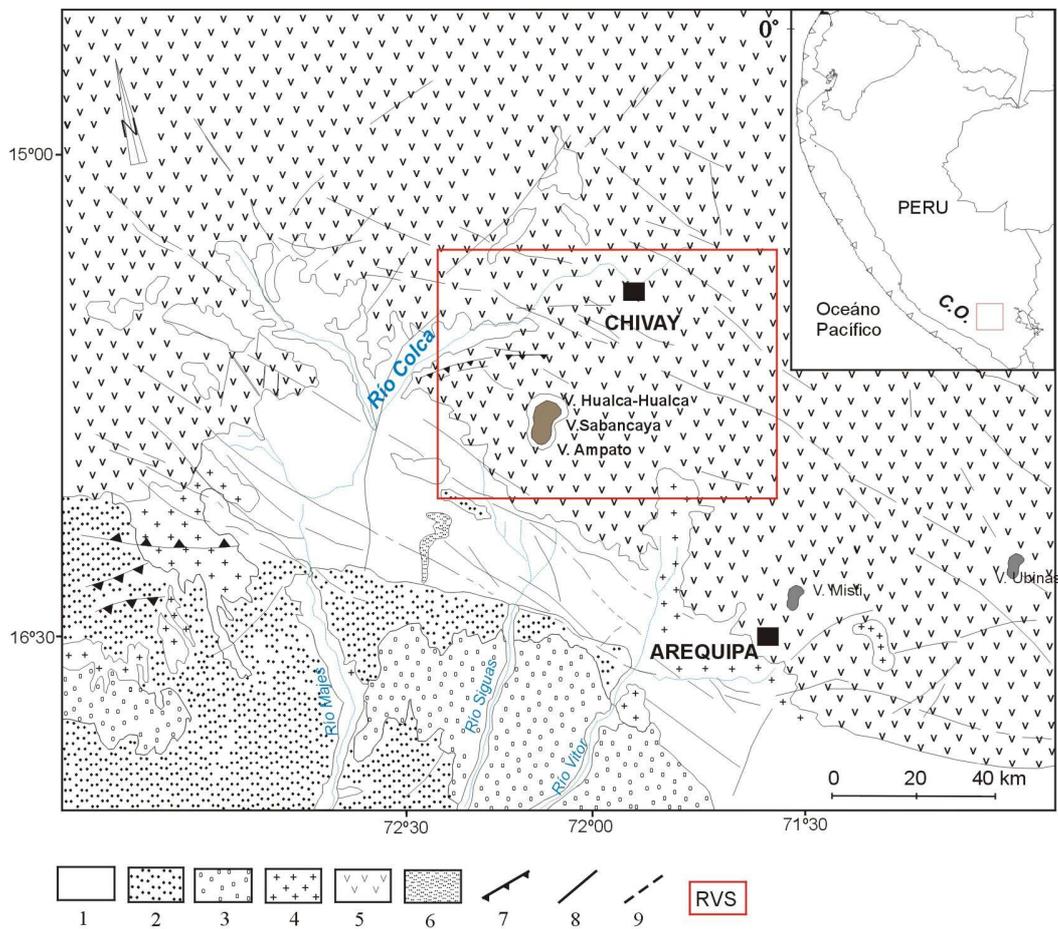


Figura 10.- Mapa geológico de la región de Arequipa. 1: Sustratum Pre-Terciario, 2: depósitos del Oligoceno-Mioceno, 3: depósitos aluviales Cuaternarios, 4: Ignimbrita Mio-Plioceno, 5: volcanismo Barroso Plio-Cuaternario, 6: volcanismo Holocénico Andagua, 7: fallas inversas del Mioceno, 8: fallas normales Cuaternarias (strike slip), 9: fallas inferidas, RVS: Región del Volcán Sabancaya, C.O: Cordillera Occidental (Huamán 1985, modificado en 1993).

En esta región la actividad tectónica es reciente y ha sido estudiada y analizada a partir de imágenes de satélite Spot y Landsat MSS, además de observaciones de campo realizados por Rodríguez y Huamán (1992) y Huamán (1995). Según la Figura 11, la deformación en la Región del Volcán Sabancaya esta representada principalmente por las fallas normales de Ichupampa, Huanca y el sistema Huambo-Cabanaconde (fallas Trigal y Solarpampa), todas ubicadas en el extremo NE, SO y Norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca y orientadas en dirección NO-SE y E-O respectivamente (Sébrier et al., 1985). Asimismo, en la figura se observa la presencia de un importante número de lineamientos sobre la parte central del área de estudio conocida como Pampa Sepina y que han sido puestos en evidencia por Huamán et al. (1993) y revisadas por Mering, et al. (1996) a partir de imágenes satelitales Spot y Landsat MSS. Estos lineamientos menores se orientan en dirección NE-SO y N-S cerca de las localidades de Sahuana y Huituhuasi, así como otros orientados en dirección E-O cerca de Lari y Maca. Según Mering et al., (1996) la disposición discontinua de estos lineamientos sugieren que son muy recientes. Según Rodríguez y Huamán (1992), el elemento de deformación más representativo en esta área lo constituye el lineamiento de Sepina (LS), el mismo que parte del volcán Sabancaya para luego pasar por Pampa Sepina y por las localidades de Achoma, Yanque, Coporaque e Ichupampa hasta llegar a cortar a la falla de Ichupampa.

5.1.1. Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca

El complejo volcánico esta formado por los volcanes Nevado Hualca Hualca de 6020 m.s.n.m. (zona Norte), Sabancaya de 5976 m.s.n.m (zona Centro) y Ampato de 6280 m.s.n.m (zona Sur), todos distribuidos, de Sur a Norte, entre las localidades de Huanca y Cabanaconde (provincia de Caylloma, departamento de Arequipa). Este complejo volcánico se localiza a 80 km aproximadamente en dirección NNO de la ciudad de Arequipa. Las referencias de manifestaciones de actividad volcánica son conocidos desde inicios de la llegada de los españoles (siglo XVI) por los relatos y crónicas escritas por diversos autores. Así, a mitad del siglo XVIII, las crónicas de Travada y Córdoba (1752) y Barriga (1951), indican que este complejo conocido entonces como “Ambato”, que en el lenguaje quechua significa “Sapo”, ha pasado por dos episodios eruptivos, uno en 1752 y otro en 1784-1785. Estos autores indican: *“El volcán de Ambato, como han corrompidos los españoles, esta en la provincia de Collagas a veinte y tantas leguas al occidente de la ciudad de Arequipa. Su altura será de tres cuartos de legua, con falda muy dilatada que transitando yo por sus faldas hice mansión muy cerca y sentí aquella noche ruido que seria de peñas que escaladas del fuego que arde incesantemente bajan despeñadas de la altura en busca de*

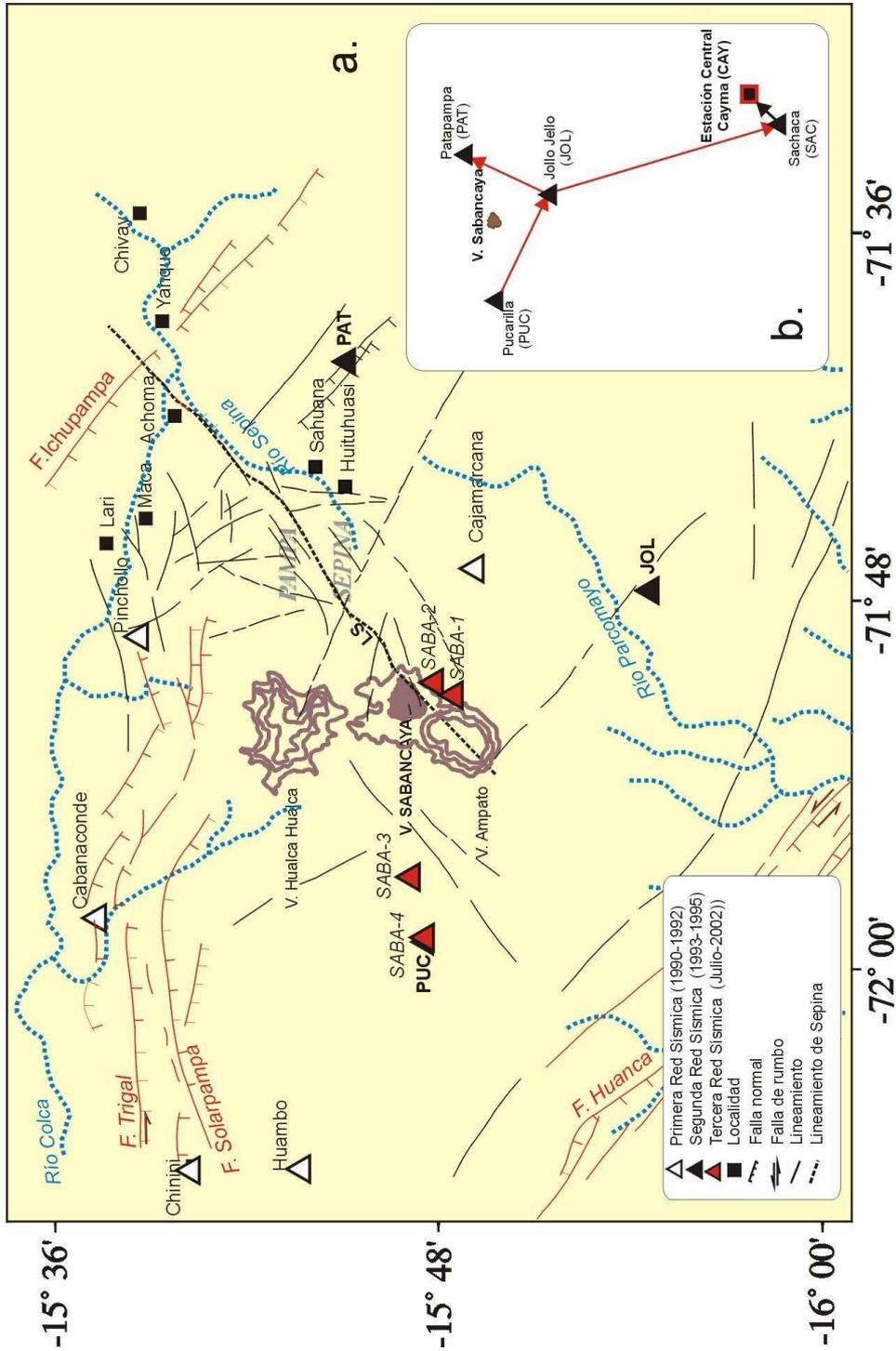


Figura 11.- a). Distribución de los principales elementos tectónicos y de las estaciones sísmicas que integran las 3 sísmicas instaladas por el IGP en la Región del Volcán Sabancaya. Las líneas en color marrón representa al complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, las de color rojo, a los sistemas de fallas. LS: Lineamiento de Sepina; b). Línea de transmisión de la segunda red sísmica a la central de registro ubicada en la ciudad de Arequipa

su centro, allí, el volcán esta perennemente ardiendo de día y de noche y que no hay noticia de haber hecho estragos en tiempos inmemorables”. Así mismo, un 11 de Julio de 1784, posterior al terremoto del 13 de Mayo de ese año, en un diario elaborado por Zamácola y Jaúregui (1804), se lee: “Día, 11.- a las 9 y 56 minutos se sintió un temblor de tierra, con bastante remezón pero que no causó ningún daño. Se tuvo noticia de que el pueblo de Lari, jurisdicción de Caylloma, hay un cerro o volcán llamado Ambato, el que a efectos de estos terremotos, el volcán humea y bosteza fuego”. Ninguna de estas descripciones, permitió entonces discernir a cual de los tres volcanes se referían, aunque en la actualidad se asume que se trataría del volcán Sabancaya (Rodríguez, 1991). Desde entonces, no se había tenido ninguna noticia de actividad volcánica hasta 1981, donde las primeras señales de reactivación del volcán fueron dadas por los habitantes de las localidades de Cajamarca y Huacachiguero, situados al pie del volcán. Posteriormente, en 1985 se habría incrementado la emisión de fumarolas y de ruidos que hasta entonces eran poco frecuentes, debido a ello los habitantes no le dieron mucha importancia hasta 1986 (Huamán, 1995). Durante este año la actividad del volcán Sabancaya aumentó considerablemente hasta que en 1990 entra en una primera fase eruptiva caracterizada por la constante emisión de fumarolas acompañadas de sismos con magnitudes pequeñas. Posteriormente, en 1991, este volcán pasa a una segunda fase de carácter explosiva caracterizada por la abundante emisión de fumarolas que alcanzaron alturas del orden de 2 km. Asimismo, la actividad sísmica aumentó considerablemente creando pánico entre las personas que habitaban las localidades cercanas al volcán (Cajamarca, Pinchollo, Maca, Chivay). Sin embargo, a finales de 1995 la actividad volcánica disminuyó considerablemente y en la actualidad únicamente se observa emisiones esporádicas de fumarolas.

5.1.2. Sistema de Fallas

En la RVS se observa claramente la presencia de tres importantes sistemas de fallas (Ichupampa, Huambo-Cananaconde y Huanca), las mismas que han sido ampliamente estudiadas por Sebrier et al. (1985) a partir del imágenes satelitales Spot y Landsat MSS y observaciones in situ realizados por Huamán (1995). Según estos autores, las características más importantes de estas fallas son:

Falla Ichupampa.- Esta falla se encuentra ubicada en el extremo NE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, es de tipo normal con rumbo en dirección NO-SE y buzamiento hacia el Este. La longitud aproximada de esta falla es de 25 km.

Fallas de Huambo-Cabanaconde.- Este sistema está compuesto por las fallas Trigal y Solarpampa, las mismas que se ubican en el extremo Norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca entre las localidades de Huambo y Cabanaconde. Estas fallas son de tipo normal con rumbo en dirección E-O y buzamiento hacia el Sur con valores entre 60° y 70° (Sébrier et al., 1985). Las fallas Trigal y Solarpampa presentan longitudes del orden de 10 a 12 km aproximadamente

Falla Huanca.- Esta falla se encuentra ubicada en el extremo SO del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, es de tipo normal y está orientado en dirección NO-SE con buzamiento hacia el SO. A diferencia de las anteriores, esta falla presenta una longitud aproximada de 50 km y prácticamente cruza todo el departamento de Arequipa.

5.1.3. Deformación Superficial

La deformación superficial en la RVS se ha desarrollado principalmente en un área ubicada en su parte central conocida como Pampa Sepina. Esta deformación, ha sido puesta en evidencia por Rodríguez y Huamán (1992) y Huamán (1995) después de analizar imágenes satelitales Landsat MSS tomados antes y después de haberse desarrollado todo el proceso eruptivo del volcán Sabancaya. Posteriormente, Mering, et al. (1996) analizó imágenes satelitales Spot y Landsat MSS corroborando las observaciones realizadas por los autores antes mencionados, además de indicar que estos elementos por su disposición en el terreno podrían ser recientes. Los trabajos de reconocimiento de campo realizados por Huamán (1995), permiten evaluar la presencia en Pampa Sepina de un considerable número de lineamientos con diversas longitudes y orientaciones, sobresaliendo el Lineamiento de Sepina (LS). Este lineamiento tendría una longitud de 35 km aproximadamente con orientación en dirección NE-SO y en cuyos extremos se ubican el complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca y la falla Ichupampa.

5.2. Estudios Sismológicos

Las características de la actividad sísmica ocurrida en la Región del volcán Sabancaya (RVS), ha sido analizada y discutida principalmente por investigadores del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (IGUNSA). Para tal fin, el IGP utilizó información sísmica obtenida de tres redes sísmicas locales que operaron entre los años 1990-1995 y durante 15 días del mes de Julio del 2002. El IGUNSA

realizó el análisis de la actividad sísmica de la RVS a partir de información obtenida de 3 estaciones sísmicas portátiles que funcionaron esporádicamente durante los años 1990-1994

5.2.1. Instituto Geofísico del Perú (IGP)

La vigilancia sísmica del volcán Sabancaya fue realizado por el Instituto Geofísico del Perú de manera ininterrumpida durante los periodos comprendidos entre los años 1990-1992, 1993-1995 y durante 15 del mes de Julio del año 2002 con 3 redes sísmicas locales. La primera red sísmica estuvo compuesta por 6 estaciones (1990-1992); la segunda por 3 estaciones (1993-1995) y la tercera por 4 estaciones respectivamente (2002). En la Figura 11, se presenta la disposición de dichas redes sísmicas.

Primera Red Sísmica (1990-1992).- La intensa actividad sísmica producida en la Región del Volcán Sabancaya, llevó al Instituto Geofísico del Perú a instalar en Julio de 1990 una red sísmica temporal compuesta por 6 estaciones en las localidades de Cajamarca, Pinchollo, Cabanaconde, Chinini, Macalle y Achoma. Las estaciones de Cajamarca y Pinchollo fueron de tipo Sprengnether MEQ-800, con sensor vertical de período natural de 1 segundo, ganancia de 78 db y registro en papel ahumado a razón de 60 mm/minuto; mientras que, las estaciones de Cabanaconde, Chinini, Macalle y Achoma fueron de tipo Kinometrics con registro en cassette y sensor de tipo SS-1. Todas estas estaciones estuvieron ubicadas alrededor del volcán y a distancias entre 11 y 25 km a partir del cráter. Debido a problemas de logística, de todas las estaciones solamente las de Cajamarca y Pinchollo se mantuvieron operativas hasta inicios de 1993, observándose hasta entonces el registro de un gran número y variedad de señales.

Segunda Red Sísmica (1993-1995).- En Julio de 1993, las estaciones sísmicas temporales de la primera red sísmica fueron reemplazadas por otras que en conjunto formaron la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya (RSTS). Esta red operó entre los años 1993 y 1995 con 3 estaciones sísmicas instaladas en los puntos denominados como Patapampa (PAT), Pucarilla (PUC) y Jollo-Jello (JOL), todas ubicadas alrededor del volcán Sabancaya y a distancias desde el cráter de 14, 16 y 20 km respectivamente. Estas estaciones sísmicas fueron de tipo Sprengnether con sismómetro de período corto tipo SS-1 (período natural de 1 segundo) y componente vertical con una sensibilidad variable de 16 a 36 db. Inicialmente, los datos fueron registrados en papel ahumado y en su última etapa de operatividad en papel térmico a razón de 90 mm/minuto. La transmisión de los datos se efectuaba por el sistema radio telemétrico en tiempo real hacia una estación repetidora

ubicada en el distrito de Sachaca (Arequipa), para luego llegar la señal a la Estación Central ubicada en el distrito de Cayma (Arequipa), tal como se muestra en la Figura 11. La RSTS sufrió una interrupción esporádica de algunos meses durante el año 1994, para luego estar operativas hasta fines del año 1995. La mayor información sísmica local obtenida de la RSTS corresponde al año 1993, ya que durante los años 1994 y 1995, la frecuencia de los sismos disminuye considerablemente, motivo por el cual se interrumpe la operatividad de la RSTS.

Tercera Red Sísmica (2002).- En Julio del 2002 y después de 6 años, el IGP instaló una red sísmica temporal compuesta por 4 estaciones de banda ancha alrededor del volcán Sabancaya a fin de monitorear y conocer el estado actual de la actividad sísmica y su evolución después de haberse producido un terremoto en la Región Sur de Perú el 23 de Junio del 2002 (8.2 Mw). Este terremoto produjo importantes deslizamientos de rocas y masas de tierra en la cadena volcánica de la Región Sur de Perú, tal como ocurrió con los volcanes Misti y Ubinas, además de presentar durante un corto periodo de tiempo, importante actividad fumarólica. Las estaciones de esta red sísmica estuvieron ubicadas en los puntos denominados como SABA-1, SABA-2, SABA-3 y SABA-4 y a distancias desde el cráter de 4, 2.5, 14 y 20 km respectivamente. Dichas estaciones estuvieron constituidas de registradores Reftek, modelo 72A-07 y sensores marca Guralp modelo CMG-40T. El control de tiempo estuvo sincronizado por GPS. Estas estaciones estuvieron operativas por un periodo comprendido entre 1 y el 15 de Julio del 2002, tiempo durante el cual se ha registrado una variedad de señales probablemente de origen tectónico y volcánico.

Las principales características de la actividad sísmica local registrada por cada una de las 3 redes sísmicas instaladas en la RVS, han sido analizadas y descritas por investigadores del IGP y sus principales conclusiones de presentan a continuación.

Rodríguez y Huamán (1992).- Estos autores realizaron la localización y análisis de 131 sismos netamente locales ocurridos en la RVS durante los periodos de Julio-Setiembre (1990) y Mayo-Junio (1991), siendo las principales conclusiones las siguientes:

Periodo Julio-Setiembre (1990).- En la Figura 12a, se presenta la distribución de la actividad sísmica registrada durante este periodo. Los círculos en rojo representan a los sismos que presentaron menor error en su localización hipocentral y que fueron considerados por los autores como de “Tipo A” o “Sismos Maestros”. Los círculos en

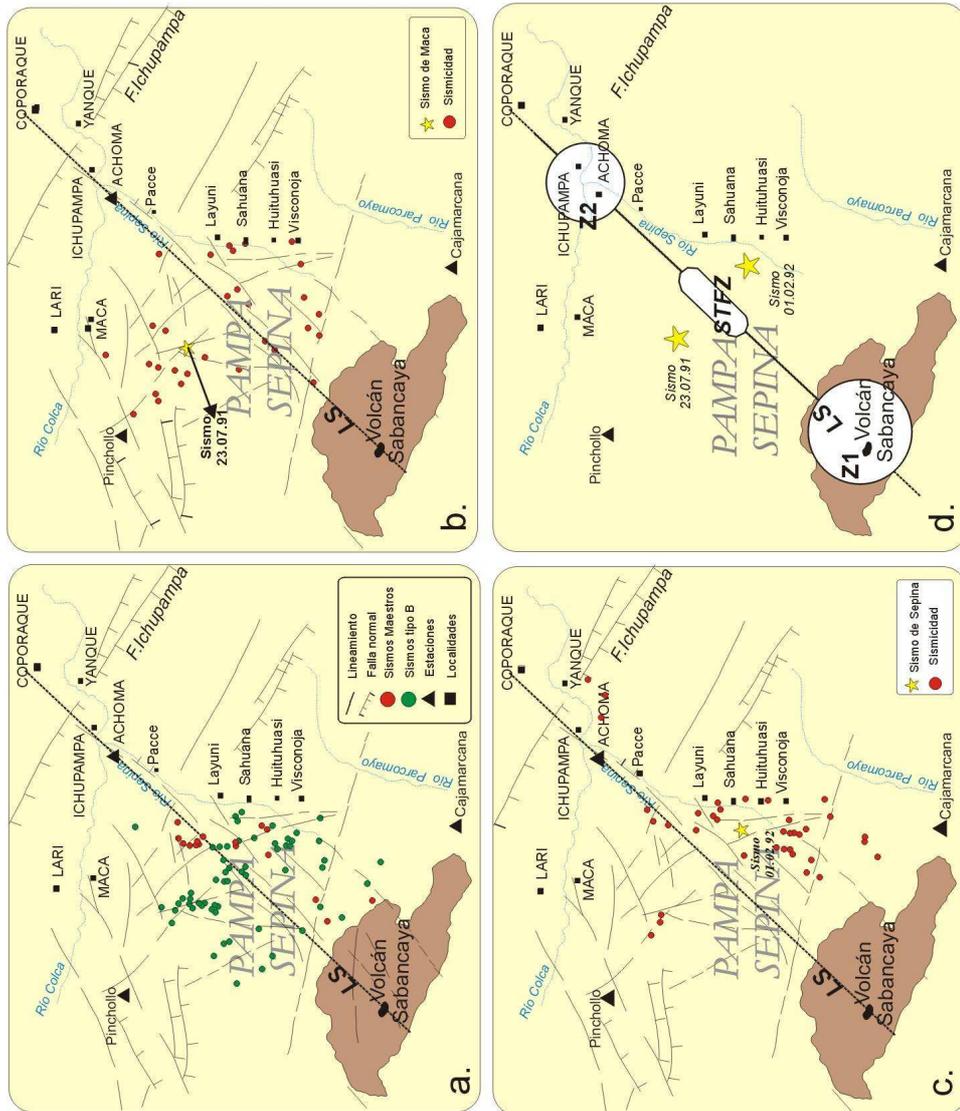


Figura 12.- Distribución de la actividad sísmica de la Región del Volcán Sabancaya durante los periodos: a). Julio-Setiembre de 1990, b). Mayo-Junio de 1992, c). Réplicas del sismo de Sepina y d). Interpretación sismotectónica según Huamán (1995).

color verde corresponden a los sismos de “Tipo B” que según los autores presentaron mayores errores en sus parámetros hipocentrales que los de Tipo A. Tal como se observa en la figura, los “Sismos Maestros” se encuentran distribuidos en la parte central de la RVS, dentro del área conocida como Pampa Sepina y en el extremo Oeste de las localidades de Layuni, Sahuana y Huituhuasi. Asimismo, algunos sismos se encuentran dispersos en el extremo SO de la localidad de Visconoja. Los sismos de Tipo B (en color verde), muestran la misma tendencia que los sismos maestros; por lo tanto, se supone que ambos tienen el mismo origen. Esta sismicidad muestra que el área de deformación está limitada únicamente a Pampa Sepina. Durante este periodo, en los alrededores del volcán Sabancaya, no se observa la presencia de sismos.

Periodo Mayo-Junio (1992).- Los sismos registrados y localizados durante este periodo son mostrados en la Figura 12b. De acuerdo a los autores, estos sismos precedieron al sismo de Maca ocurrido en la RVS el 23 de Julio de 1991 ($m_b=5.4$). La distribución en superficie de estos sismos se concentran en el extremo Sur de la localidad de Maca, próximo al epicentro del sismo del 23 de Julio. Por otro lado, en el extremo Oeste de las localidades de Sahuana, Huituhuasi y Visconoja se observa la presencia de un número menor de sismos distribuidos de manera dispersa. Tal como ocurrió en el periodo anterior, entre Mayo y Junio de 1991, no se observa la presencia de sismicidad sobre el volcán Sabancaya.

Rodríguez y Huamán (1992), realizaron la localización hipocentral de las réplicas del sismo de Sepina ocurrido en la RVS el 1 de Febrero de 1992 ($m_b=5.0$). En la Figura 12c, se observa que las réplicas se distribuyen sobre un área pequeña ubicada al NE del volcán Sabancaya próximo al río Sepina y a las localidades de Layuni, Huituhuasi y Visconoja. Al sur del epicentro del sismo de Sepina y al NE del volcán Sabancaya la sismicidad es mayor, notándose el incremento de sismos de Norte a Sur. Si se realiza una comparación con la distribución de los sismos ocurridos durante los periodos anteriores (Julio-Setiembre de 1990 y Mayo-Junio de 1991), se observa que toda la sismicidad se ubica sobre Pampa Sepina; es decir, al NE del volcán Sabancaya. En las proximidades del volcán Sabancaya no se habría producido sismos.

En función de la distribución espacial de los sismos, los autores sostienen que los epicentros describen una tendencia migratoria en el tiempo y que se iniciaría en Pampa Sepina (Figura 12a) para luego llegar frente a las localidades de Layuni, Huituhuasi y Visconoja (Figura 12c). Para explicar esta tendencia, los autores proponen el modelo de amenaza sismotectónica mostrada en la

Figura 12d. En este modelo, el lineamiento conocido como Sepina (LS) es el elemento tectónico más importante debido a que separa dos agrupamientos de sismicidad que estarían asociadas a los sismos de Maca y Sepina. Según los autores, entre ambos agrupamientos de sismos existiría una zona de alta acumulación de energía y esfuerzos, y en la cual se estaría desarrollando un área de debilidad sismotectónica (STFZ) que produciría un sismo de magnitud moderada, tal vez similar a los sismos de del 23 de Julio de 1991 y 1 de Febrero del 1992 respectivamente. Los efectos de este sismo se verían reflejados, por un lado, con la reactivación del volcán Sabancaya (Z1) y por el otro con deslizamientos en la localidad de Ichupampa (Z2). En general, los autores sostienen la hipótesis de que la actividad sísmica localizada en el extremo Este y NE del volcán Sabancaya estaría asociada a la reactivación de las fallas, lineamientos y deformación en Pampa Sepina; es decir, corresponderían a una actividad tectónica netamente superficial.

El análisis de la distribución en superficie de la actividad sísmica ocurrida en la Región del Volcán Sabancaya ha puesto en evidencia que la parte central del área denominada como Pampa Sepina (extremo NE del volcán Sabancaya) ha soportado la mayor deformación superficial durante estos dos periodos de tiempo. Una consecuencia de esta importante deformación superficial sería la posible reactivación esporádica de algunas fallas y la formación de nuevos lineamientos evidenciadas a través de fotos satelitales Spot y Landsat MSS y observaciones de campo realizadas por Huamán (1995) y Mering et al., (1996). Debido a la ausencia de sismos sobre el volcán Sabancaya se considera que esta sismicidad correspondería a una actividad tectónica netamente superficial.

Las características de la sismicidad registrada por la tercera y cuarta red sísmica instalada por el IGP, serán analizadas en el capítulo 6.

5.2.2. Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín (IGUNSA)

Entre los estudios de sismicidad realizados por el IGUNSA en la región del volcán Sabancaya, destacan principalmente los de Gonzáles et al. (1996) y Lazo (1996). El primero utilizó información sísmica registrada por una red sísmica compuesta por 3 estaciones que funcionaron durante el periodo 1990-1994 en las localidades de Cabanaconde, Maca y Sallalli. En cambio, Lazo (1996) utilizó información sísmica histórica e instrumental ocurrida en la región Sur de Perú entre los años 1940-1995, todos con magnitudes mayores a 6.0 mb. Los principales resultados obtenidos por estos autores son descritos a continuación.

González et al. (1996).- Durante el periodo 1990-1994, la red sísmica local instalada en las localidades de Cabanaconde, Maca y Sallalli logró registrar 44 sismos ocurridos posiblemente en la RVS. En la Figura 13a, se observa que la distribución en superficie de estos sismos permitió identificar la presencia de un agrupamiento importante de sismos en el extremo Norte y NE del volcán Hualca Hualca. En los alrededores del volcán Sabancaya, se observa únicamente la presencia de 4 sismos; por lo tanto, no es posible asociar a estos sismos con la actividad volcánica del Sabancaya. Asimismo, el autor indica que la sismicidad abarca un área aproximada de 100 km² y que en sus extremos la ausencia de sismos es total. En la Figura 13b, se presenta la distribución de los sismos en profundidad según la línea B-B' y en ella se observa que los sismos se distribuyen a profundidades comprendidas entre 3 y 9 km aproximadamente, notándose un agrupamiento de sismos en el extremo derecho de la línea de referencia del volcán Hualca Hualca y de manera dispersa en el extremo izquierdo. Considerando la distribución de los sismos en superficie y en profundidad, los autores sugieren que podrían estar relacionados con la profundidad, orientación y geometría de la cámara magmática del volcán Sabancaya.

Lazo, M. (1996).- A diferencia de los estudios anteriores, el autor realiza un análisis regional de la actividad sísmica ocurrida en la Región Sur de Perú y para ello utilizó información sísmica histórica e instrumental obtenida de los catálogos SISRA, SISAN y NEIC para el periodo 1940-1995, todos los sismos con magnitudes e intensidades mayores a 5.0 mb y VIII MM. La Región del Volcán Sabancaya es llamada por el autor como “Zona Sísmica del Colca” y los resultados obtenidos se resume en la Figura 13c, la misma que muestra la curva de frecuencia sísmica para la falla San Agustín (FSA) y la Zona Sísmica del Colca (ZSC), periodo 1940-1995. Para el análisis de la actividad sísmica, el autor destaca los sismos ocurridos en la ciudad el Cuzco en los años 1950 y 1986, el enjambre sísmico de 1980-1981 en la zona de Ayacucho y el sismo de Maca en 1991 y Sepina en 1992. Según el autor, el sismo de Cuzco de 1950 habría ocurrido en un periodo de actividad sísmica moderada como culminación de un proceso de migración sísmica de Oeste a Este. Después de un silencio de 4 años, este sismo habría sido seguido por una actividad moderada que se extiende hasta 1973. Posteriormente se observa una calma que precede al enjambre de 1980-1981. En los años sucesivos la sismicidad habría migrado en dirección Sur y SE para luego ser moderada antes de la ocurrencia del sismo de Cuzco de 1986. Los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992), al igual que el sismo de Cuzco (1986) habrían sido precedidos también por pequeños enjambres, que en el caso de los sismos de Maca y Sepina fueron atribuidos erróneamente a la actividad eruptiva del volcán Sabancaya. De acuerdo a estas observaciones, el autor considera que la actividad

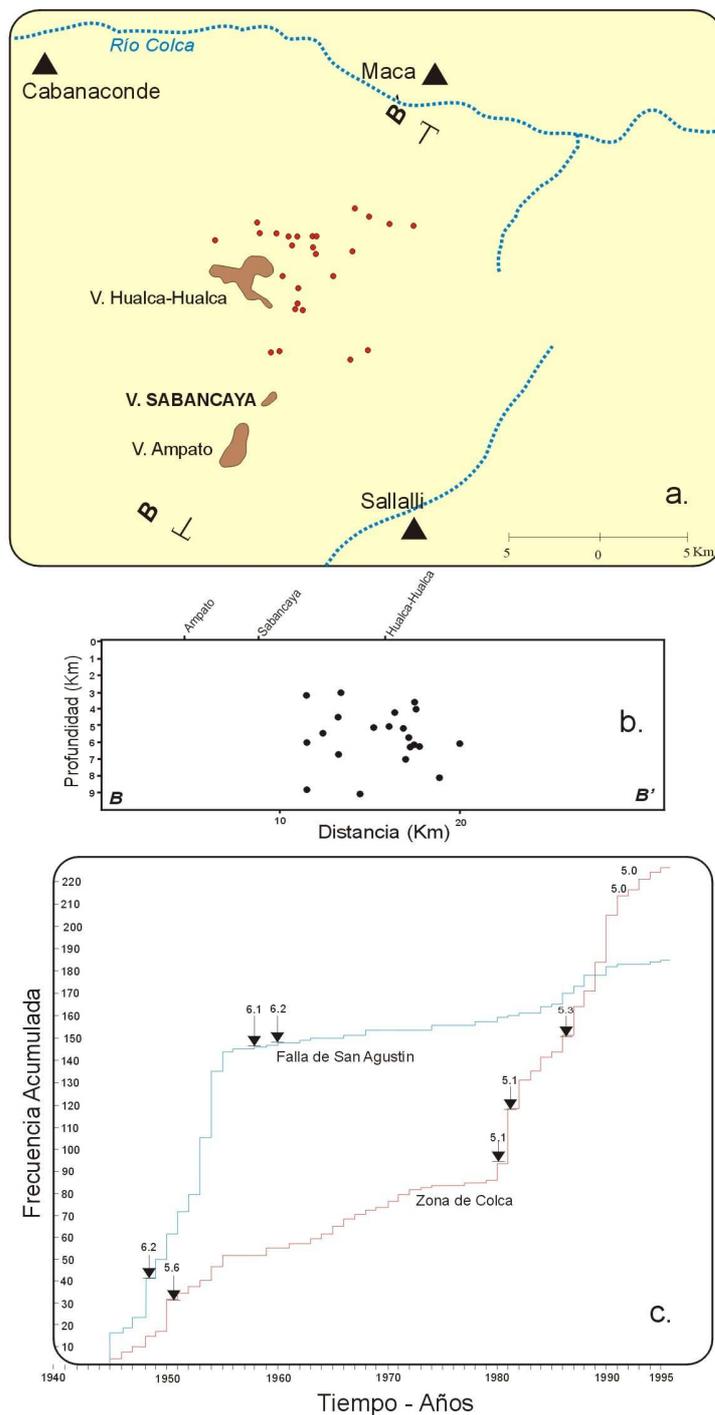


Figura 13.- Distribución de la actividad sísmica correspondiente al periodo 1990-1994 (González et al., 1996). a) En superficie; b) En profundidad y c). Frecuencia de sismos ocurridos en la falla San Agustín y la Región del Volcán Sabancaya durante el periodo 1940-1995 (Lazo, 1996).

sísmica en la ZSC ocurre a profundidades menores a 10 km y se deberían a procesos netamente tectónicos. El enjambre sísmico iniciado en 1980 y que se prolongó hasta 1995 habría generado las condiciones necesarias para la reactivación del volcán Sabancaya.

El análisis de la actividad sísmica realizado por personal del IGP y el IGUNSA ha permitido plantear las siguientes hipótesis:

- Los sismos ocurridos en la RVS se deben a procesos tectónicos netamente superficiales desarrollados en Pampa Sepina.
- Los sismos ocurridos en la RVS esta relacionada con la posible profundidad y geometría de la cámara magmática del volcán Sabancaya.
- La actividad sísmica en la RVS es parte de la constante deformación regional, siendo este la que originó la reactivación del volcán Sabancaya.

A fin de evaluar estas hipótesis, se ha realizado el análisis detallado de la sismicidad local registrada por la RSTS y se ha planteado otras 2 hipótesis que engloba las anteriores y que a entender de los autores, pueden tener mayor aceptación.

6. SEÑALES SISMICAS REGISTRADAS EN EL VOLCAN SABANCAYA

En la actualidad, el Instituto Geofísico del Perú cuenta con un gran número de sismogramas análogos (papel ahumado) y registros digitales que pueden permitir analizar en detalle el posible proceso eruptivo del volcán Sabancaya. Estos sismogramas fueron obtenidos de las redes sísmicas temporales y de telemetría que fueron instaladas durante los periodos 1990-1992, 1993-1995 y Julio del 2002. El total de la información disponible corresponde a los registros obtenidos durante las fases eruptiva y explosiva que experimentó el volcán Sabancaya entre los años 1990 y finales de 1995. Durante todo el periodo de registro no ha sido posible correlacionar cada una de las señales registradas con alguno de los sucesos que ocurrieron durante el proceso eruptivo del volcán Sabancaya debido a problemas logísticos. Esta información habría ayudado en muchos casos a identificar el posible origen de cada una de las señales.

En general, el análisis de las señales registradas durante el proceso eruptivo del volcán Sabancaya puede ser realizado mediante dos procedimientos. El primero, considera la comparación directa de las formas de las señales registradas con otras previamente reconocidas y clasificadas, tal como sugiere Minakami (1974). Así, las señales pueden ser reconocidas como de Tipo-A, Tipo-B, Tipo-C, Periodo Largo (LP), Explosiones y Tremores. Un segundo procedimiento puede ser realizado a partir del análisis frecuencial de la señal y de acuerdo a su variación pueden ser asociados a uno u otro proceso geofísico que se habrían desarrollado durante el proceso eruptivo de un volcán. Para la utilización de este procedimiento es necesario contar con el total de la señal en formato binario o digital.

En este estudio, el total de la información sísmica esta contenida en registros analógicos (papel ahumado), a excepción de la información obtenida en Julio del 2002. Para el análisis de las señales se ha procedido a utilizar básicamente la clasificación propuesta por Minakami (1974), complementado con los de Gil-Cruz y Chouet (1999), Tsuruga et al. (1997) Lahr et al. (1994), Malone (1985) y Latter (1979).

6.1. Periodo 1990-1995

6.1.1. Señales Tipo-A

Este tipo de señales son conocidas también como volcano-tectónicas y en general, han sido registrados durante todo el proceso eruptivo del volcán Sabancaya (periodo 1990-1995). Durante la primera fase eruptiva, caracterizada por la abundante emisión de fumarolas, se llegó a registrar hasta 400 señales de Tipo-A por día principalmente en la estación de Cajamarca (CAJ) debido a que se encontraba muy cerca del cráter del volcán. Esta frecuencia de señales de Tipo-A fue decayendo paulatinamente hasta que en 1995 se llegó a registrar únicamente 10 señales por día. La diferencia entre los tiempos de llegada de las fases P y S ($T_s - T_p$) oscilan entre 2 y 3 segundos, equivalentes a distancias del orden de 10 a 15 km aproximadamente desde la estación. En la Figura 14a, se presenta ejemplos de señales Tipo-A registradas el día 7 de Febrero de 1991 en la estación CAJ y en la cual se observa claramente las fases P y S. Otros ejemplos de señales Tipo-A, son mostrados en las Figuras 14b-c y corresponden a los registros obtenidos durante los años 1993 y 1995 en la estación de Patapampa (PAT) y en la cual se observa claramente la diferencia en la frecuencia de señales en cada periodo de tiempo. Esta diferencia podría deberse probablemente a la disminución de la actividad eruptiva del volcán Sabancaya y de la deformación superficial en Pampa Sepina.

6.1.2. Señales Tipo-B

Estas señales sísmicas fueron registradas por todas las estaciones de la RSTS durante la segunda etapa del proceso eruptivo (fase explosiva) del volcán Sabancaya y que estuvo caracterizada por la emisión de fumarolas, caída de ceniza y pequeños bloques de rocas. En la Figura 15, se muestra ejemplos de señales de Tipo-B registradas el día 20 y 29 de Noviembre de 1993 en las estaciones de Pucarilla (PUC) y Jollo-Jello (JOL). En ambos registros se observa que las señales de Tipo-B se encuentran acompañadas de otras cuyo origen no ha podido ser reconocido.

6.1.3. Señales de Periodo Largo (LP)

Así como las señales de Tipo-B, las de Periodo Largo han sido registradas por la RSTS durante la segunda etapa eruptiva (fase explosiva) del volcán Sabancaya. En la Figura 16a-b se

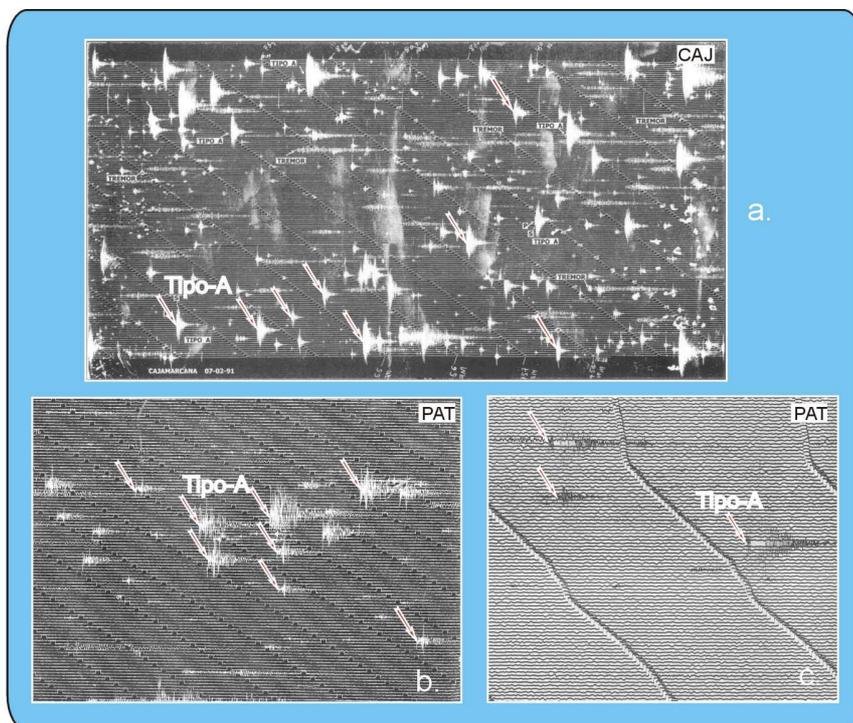


Figura 14.- Ejemplos de señales sísmicas de Tipo-A registradas en: a). La estación Cajamarca (CAJ) (1991), b y c). Estación de Patapampa (PAT), periodo 1993 y 1995 respectivamente.

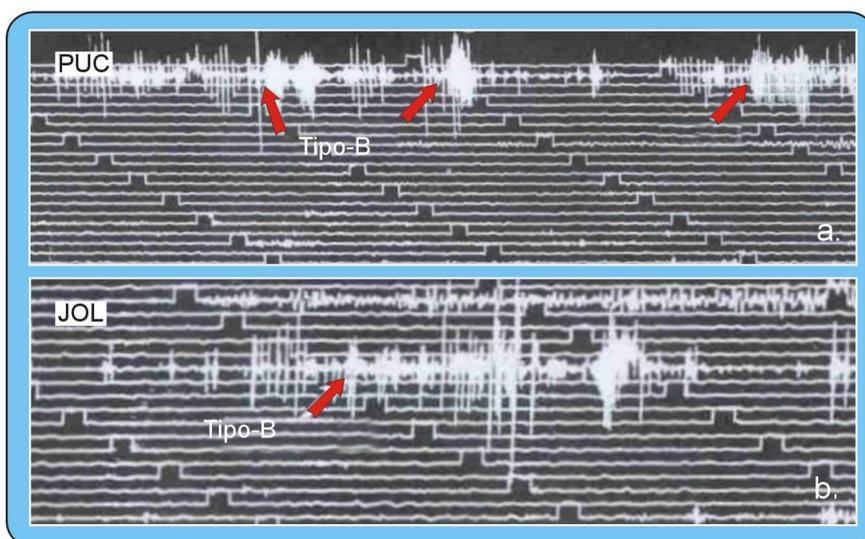


Figura 15.- Ejemplos de señales sísmicas de Tipo-B registradas durante el año 1993 en las estaciones de: a). Pucarilla (PUC) y b). Jollo-Jello (JOL).

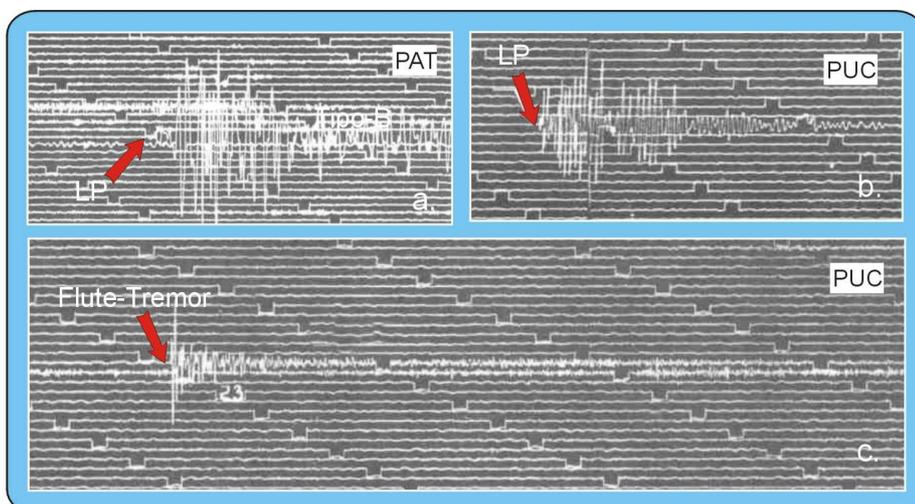


Figura 16.- Ejemplos de señales sísmicas de Tipo LP registradas en el año 1993 en las estaciones de: a). Patapampa, b). Pucarilla y c). Registro de una señal “Flute-Tremor” en la estación de Pucarilla

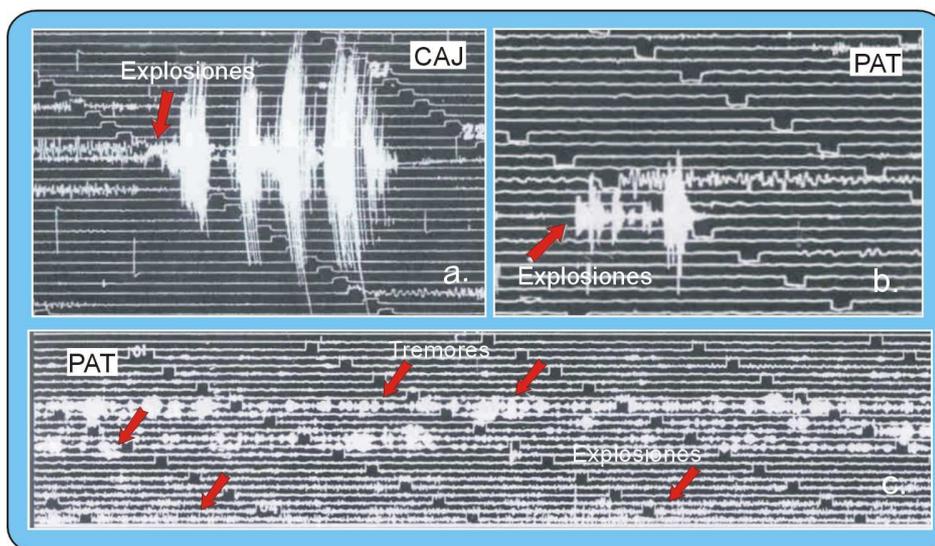


Figura 17.- a). Ejemplos de señales de explosiones registradas en 1992 y 1993 en las estaciones diversas de: a). Cajamarca, b). Patapampa y c). Ejemplos de señales de tremores registradas en la estación de Patapampa durante el día 8 de Octubre de 1993.

muestra ejemplos de señales LP registradas el 11 de Octubre y 26 de Noviembre de 1993 en las estaciones PAT y PUC respectivamente, con la particularidad de que ambas señales presentan el mismo tren de ondas. Asimismo, el 19 de Octubre de 1993 en la estación PUC se registró una señal muy particular después de un LP (Figura 16c), similar a la identificada por Chouet (1999) en el volcán Galeras (Colombia). El autor indica que durante el registro de este tipo de señal, el volcán emitía ondas sonoras que se asemejaban al sonido de una flauta; por lo que, el autor consideró llamarla “señal Flute-Tremor”. El origen de este tipo de registro podría estar relacionado a las emisiones de nubes de gas y vapor de agua acompañadas por ondas sonoras.

6.1.4. Señales de Explosiones

Las explosiones volcánicas se han sucedido con mayor intensidad durante la segunda etapa de erupción del volcán Sabancaya. La amplitud y duración de dichas explosiones dependió básicamente de la fuerza con la que han sido emitidas. En la Figura 17a se presenta ejemplos de señales de 4 explosiones sucesivas registradas el 25 de Febrero de 1992 en la estación CAJ. Asimismo, el 25 de Noviembre de 1993 se registraron explosiones en la estación PAT (Figura 17b). En ambas figuras, las explosiones presentan formas de onda muy similares y deben su origen a la expulsión violenta de pequeños bloques de rocas y cenizas acompañadas de gas.

6.1.5. Señales de Tremores

Durante el proceso eruptivo del volcán Sabancaya, se han registrado diversas señales de tremores con formas muy complejas y por observaciones realizadas in situ por algunos testigos, estas deberían su origen a la emisión continua de fumarolas, caída de cenizas y pequeños bloques de rocas acompañadas de ruido intermitente. En la Figura 17c, se muestra diversos ejemplos de tremores registrados el día 8 de Octubre de 1993 en la estación PAT.

6.2. Periodo 1 al 15 de Julio del 2002

6.2.1. Señales Tipo-A

Durante el monitoreo sísmico del volcán Sabancaya en el año 2002 (1 al 15 de Julio) numerosas señales sísmicas de Tipo-A fueron registradas por las estaciones de la red temporal de banda ancha. Así por ejemplo, en algunos días se llegó a registrar hasta 5 señales en la estación

SABA-2, la más cercana al cráter del volcán (3 km aproximadamente). La frecuencia en el registro de señales de Tipo-A fue aumentando paulatinamente hasta que en los últimos días de monitoreo se llegaron a registrar hasta 30 sismos por día (14 y 15 de Julio). En las Figuras 18a-b se presenta ejemplos de señales Tipo-A registradas el día 3 y 10 de Julio de 2002 en las estaciones SABA-1 y SABA-2 respectivamente. En estas figuras se observa claramente que las señales presentan fases muy impulsivas con $T_s-T_p < 1.1$ segundos equivalentes a distancias del orden de 6 km aproximadamente. En la Figura 18c, se muestra varios ejemplos de señales Tipo-A registradas el 15 de Julio de 2002 en la estación SABA-2. La ventana mostrada corresponde solamente a 8 minutos de registro. En la Figura 18d, se presenta varios ejemplos de señales Tipo-A registradas el día 3 de Octubre de 1992 durante la erupción del volcán Stromboli (Italia) y al ser comparadas con las señales obtenidas en el volcán Sabancaya, se observa que las formas de onda son similares en ambos casos.

6.2.2. Señales Tipo-B

Este tipo de señales fueron registradas en gran número durante los últimos días de operatividad de las estaciones sísmicas (días 13, 14 y 15 de Julio). En las Figuras 19a-b, se muestran ejemplos de señales Tipo-B registradas durante los días 7 y 14 de Julio en las estaciones SABA-1 y SABA-2 respectivamente. Tal como se observa en dichas figuras, las señales se caracterizan por presentar al inicio de su registro bajas frecuencias, siendo posible identificar únicamente la fase P. El tiempo de duración de ambos registros es de 15 y 14 segundos aproximadamente. En la Figura 19c-d, se muestra ejemplos de señales Tipo-B registradas en los volcanes Merapi (Italia) y Redoubt (Alaska), siendo todas similares a las señales obtenidas en el volcán Sabancaya y que según McNutt (2000a) se deberían a la circulación del magma a través de los conductos volcánicos para luego ser expulsados hacia la superficie.

6.2.3. Señales de Periodo Largo (LP)

Estas señales fueron menos numerosas que las dos anteriores y han sido registradas en las estaciones SABA-1 y SABA-2. En la Figura 20a, se presenta la señal registrada el 12 de Julio de 2002 a las 20:24 GMT con la particularidad de que en este registro se puede diferenciar claramente una señal de alta frecuencia al inicio y posteriormente el predominio de la señal de periodo largo o de baja frecuencia. Este tipo de señal fue observada también por Lahr et al., (1994) y Miller et al. (1998) durante la actividad de los volcanes Redoubt (Alaska) y Soufriere (Montserrat-India), tal

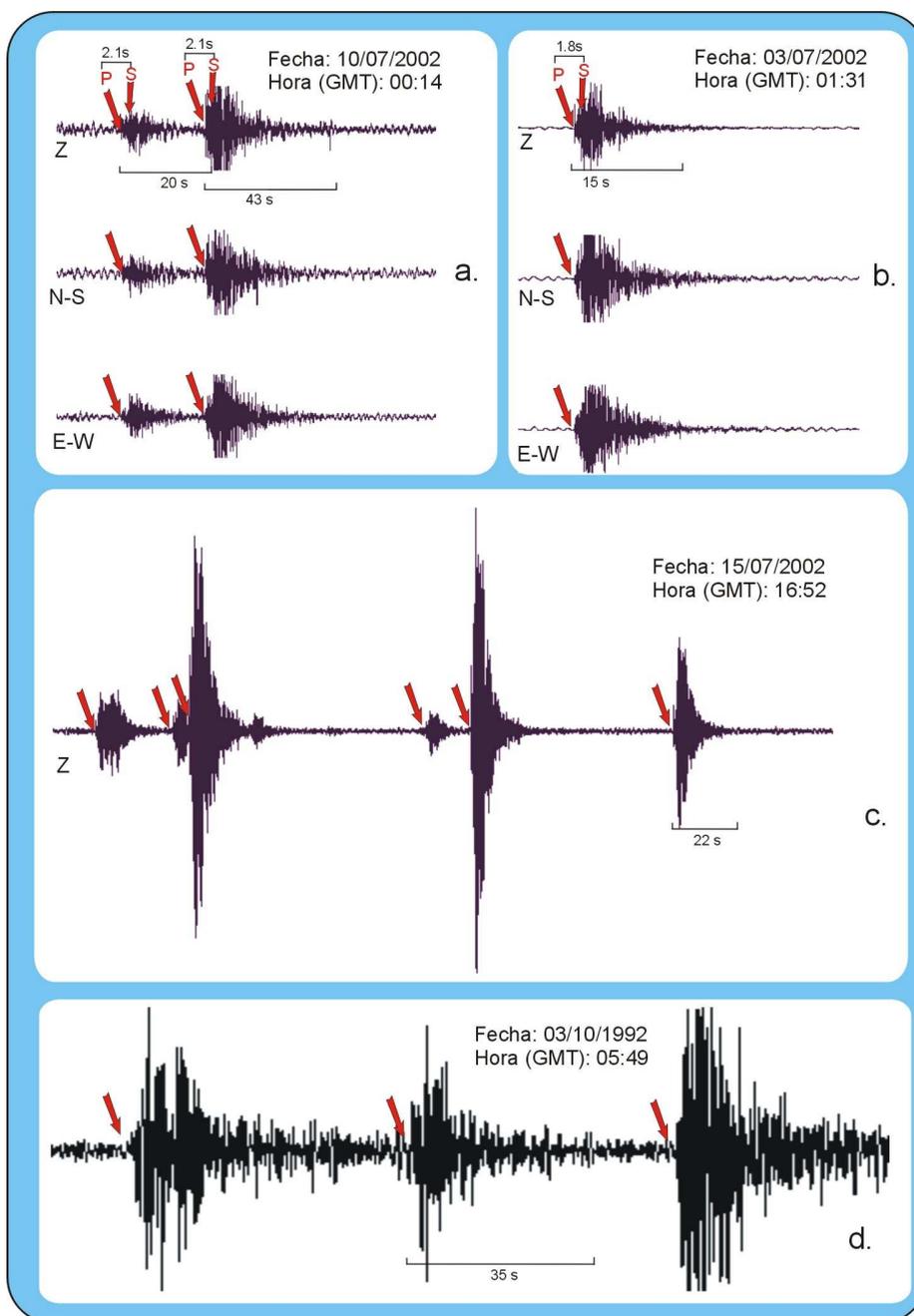


Figura 18.- Ejemplos de señales Tipo-A registradas en el volcán Sabancaya por las estaciones de banda ancha instaladas en la RVS: a). SABA-1, b- c) . SABA-2. Z: componente vertical, NS y EW: Norte-Sur y Este-Oeste respectivamente y d). Registros del volcán Estrómboli (Italia).

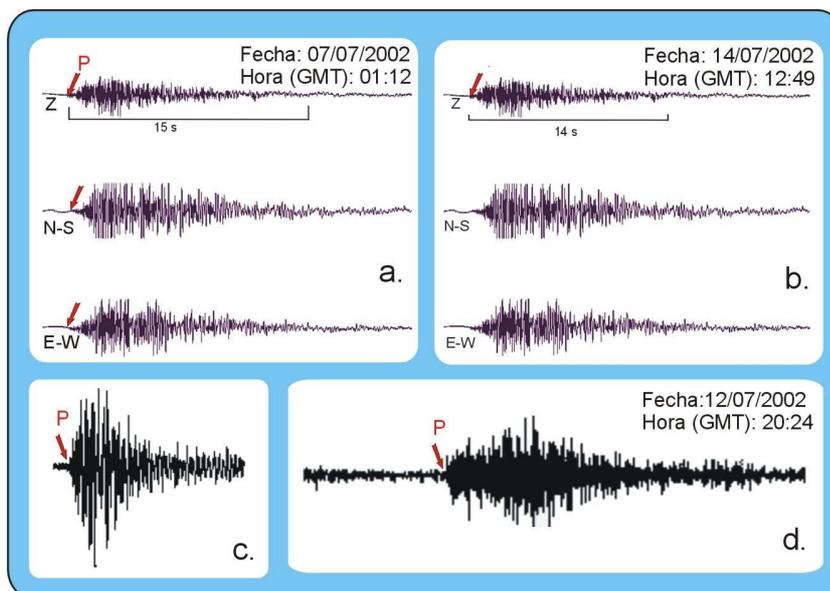


Figura 19.- Ejemplos de señales sísmicas de Tipo-B registradas en las estaciones de banda ancha de la RVS: a). SABA-1 y b). SABA-2, c). Volcán Merapi (Italia) y d). Volcán Redoubt (Alaska). Z: componente vertical, N-S y E-W: componentes Norte-Sur y Este-Oeste respectivamente. Otros, ver Figura 18.

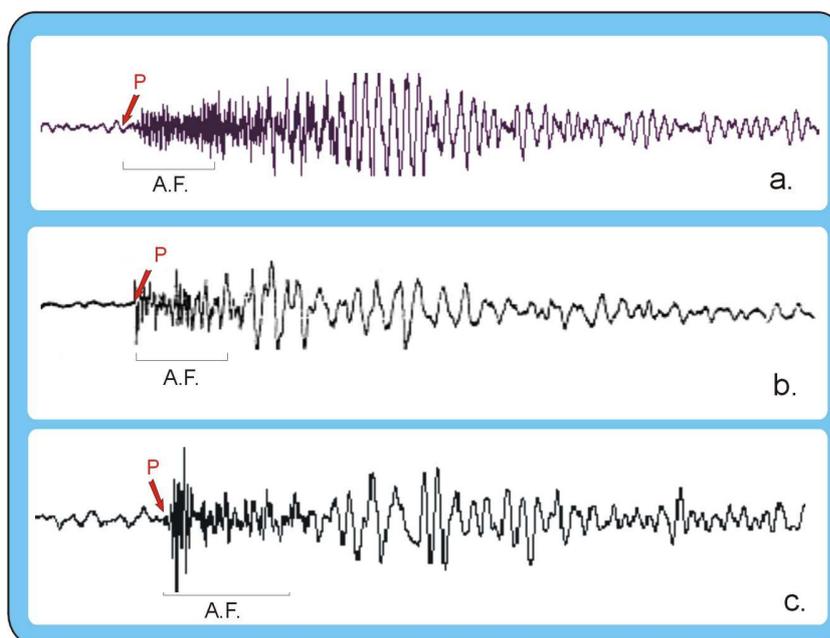


Figura 20.- Ejemplos de señales de Periodo Largo (LP): a). Señal registrada por la estación SABA-2 del volcán Sabancaya (Arequipa) y b). Señal registrada en el volcán Redoubt (Alaska) y c). Volcán Isla Decepción (Isla Atlántica). A.F: señal de alta frecuencia.

como se muestra en la Figura 20b. Un ejemplo similar es mostrada en la Figura 20c y corresponde a la registrada en el volcán Isla Decepción en la Isla Antártica y que según Ibañez et al. (2000), la presencia de una señal de alta frecuencia al inicio de otra de periodo largo obedece a la ocurrencia simultanea de fracturamientos de rocas en la cámara magmática (Tipo-A) y a la presencia de gases y emisión de ondas sonoras (Tipo LP). Obsérvese que las formas de onda de las señales de tipo LP en las figuras 20b-c son semejantes a las registradas en el volcán Sabancaya (Figura 20a), lo que sugiere que los fenómenos antes descritos (traslado, acumulación de magma, presencia de gas, etc) podrían estar ocurriendo en el volcán Sabancaya.

6.2.4. Señales de Tipo Tremor y Explosión

A diferencia del periodo 1990-1995, durante el periodo 2002 el registro de señales de tipo Tremor y Explosión fueron mínimas. En la estación SABA-2 por ejemplo, el 12 de Julio del 2002 a las 23:03 (GMT) se registró una explosión antecedida por un pequeño tremor (Figura 21a) con una duración de 18 y 22 segundos aproximadamente. Otro ejemplo de explosión antecedido por tremor ha sido registrado el 13 de Julio de 2002 a las 04:16 (GMT) con una duración de 20 y 23 segundos aproximadamente (Figura 21a). Un ejemplo de este tipo de señal es mostrada en la Figura 21b y corresponde a un tremor registrado en el volcán San Cristóbal de Costa Rica durante la erupción de 1980 (Malone, 1985). Según el autor, esta explosión se debió a emisiones de gases y vapor de agua.

El análisis realizado, ha permitido observar que las señales de Tipo-A, Tipo-B y LP son las que se han registrado en mayor número durante los periodos 1990-1992, 1993-1995. Las primeras señales presentan una diferencia en tiempos de llegada ($T_s - T_p$) entre 2.2 y 5 segundos aproximadamente siendo estas equivalentes a distancias del orden de 10 y 14 km desde la estación Cajamarca (CAJ) y Pucarilla (PUC). A esta distancia se ubica el volcán Sabancaya lo que sugiere que el volcán se encontraría sometido a procesos continuos de fracturamiento de rocas, circulación de fluidos y gases dentro del conducto volcánico; por lo que se requiere un monitoreo continuo ya que en la actualidad parece ser el último volcán sumamente activo. Las señales Tipo-A registradas durante el periodo comprendido entre el 1 y 15 de julio del 2002, aparentemente presentan diferencias entre los tiempos de llegada $T_s - T_p = 0.8$ y 2 segundos siendo estas equivalentes a distancias del orden de 4 y 12 km desde las estaciones SABA-2 y SABA-1. Al igual que los periodos anteriores, el registro de la señal Tipo-A generadas por fracturamiento de rocas en la cámara magmática o circundantes a ella, junto a las de Tipo-B cuyo origen es asociado al

Moviendo de fluidos en la cámara magmática, son las más numerosas; por lo tanto, se considera que el volcán Sabancaya se encuentra activo.

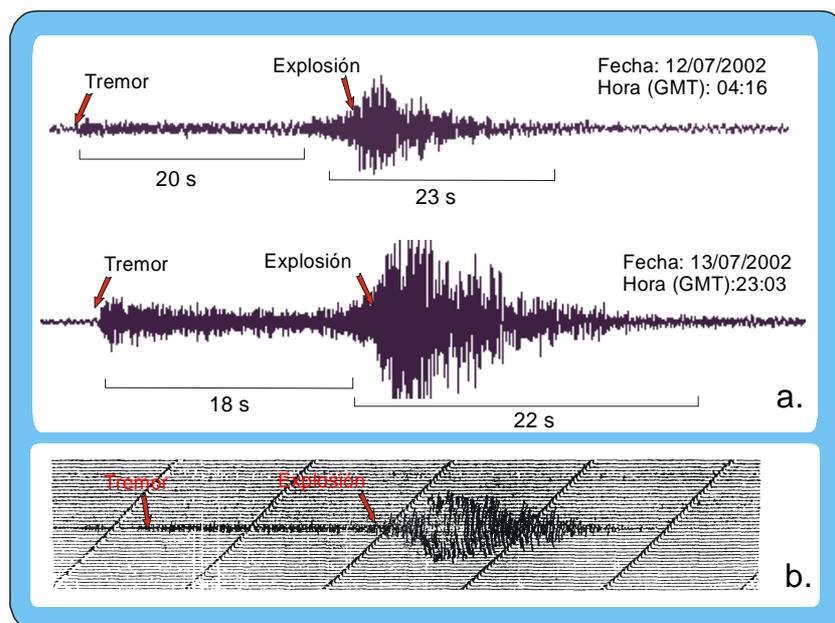


Figura 21.- Ejemplos de señales sísmicas de Explosión antecedida por un pequeño Tremor registradas en la estación SABA-2 (volcán Sabancaya) y b). Volcán San Cristóbal (Costa Rica).

7. SISMICIDAD EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN SABANCAYA (1993-1995)

7.1. Los Datos

Para el desarrollo del presente estudio, se hará uso de la información sísmica registrada por la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya (RSTS) que operó con 3 estaciones durante el periodo comprendido entre 1993-1995. Esta red ha registrado numerosas señales sísmicas que podrían estar asociadas al proceso eruptivo del volcán Sabancaya o posibles deformaciones superficiales presentes en toda la región. Sin embargo, de todas estas señales, para el desarrollo del presente estudio se ha seleccionado únicamente aquellas que estarían relacionadas con procesos netamente tectónicos; es decir, señales de Tipo-A según la clasificación de Minakami (1974). Para el total de las señales seleccionadas, se procedió a realizar la lectura de los tiempos de llegada de las fases P y S, a fin de contar con la información necesaria para realizar el cálculo de los parámetros hipocentrales de todos los sismos seleccionados. Asimismo, se ha leído la duración total del registro de la señal de cada sismo en las estaciones de la RSTS para realizar una estimación de la magnitud del sismo. En general, las fases que corresponden a la onda P fueron identificadas con facilidad, a excepción de las que presentaban amplitudes pequeñas o emergentes; mientras que, la fase S no fue identificada en todas las estaciones debido a que estuvieron saturadas o se presentaban ruidosas.

Debido a que el área de estudio es relativamente pequeña, se vió por conveniente considerar únicamente aquellos sismos que presentan una diferencia de tiempos de llegada $T_s - T_p \leq 5$ segundos, lo que permitiría crear una base de datos con distancias menores de 25-30 km desde cada estación sísmica; por lo tanto, habrían ocurrido dentro del área de estudio. Asimismo, los datos para cada sismo deben contar con 5 fases como mínimo; es decir, 3 fases P y 2 fases S (requerimiento del algoritmo de localización hipocentral). Según este criterio, se ha correlacionado y seleccionado 212 sismos, los mismos que han sido divididos en 2 grupos de acuerdo al número de fases P y S leídas para cada sismo.

7.1.1. Grupo A

Dentro de este grupo se ha considerado 38 sismos para los cuales se ha identificado correctamente 3 fases P y 3 fases S. En la Figura 22a, se muestra como ejemplo de un sismo registrado el día 13 de Setiembre de 1993 a las 00:02 (GMT) en las estaciones de Patapampa (PAT), Pucarila (PUC) y Jollo-Jello (JOL). En todos los registros, las fases P y S son impulsivas.

7.1.2. Grupo B

Este grupo esta compuesto por 174 sismos para los cuales ha sido posible identificar 3 fases P y 2 fases S. En la Figura 22b, se muestra como ejemplo el sismo registrado el 12 de Octubre de 1993 a las 05:38 (GMT) y en donde se observa que la fase S en el registro de la estación PUC no puede ser identificada.

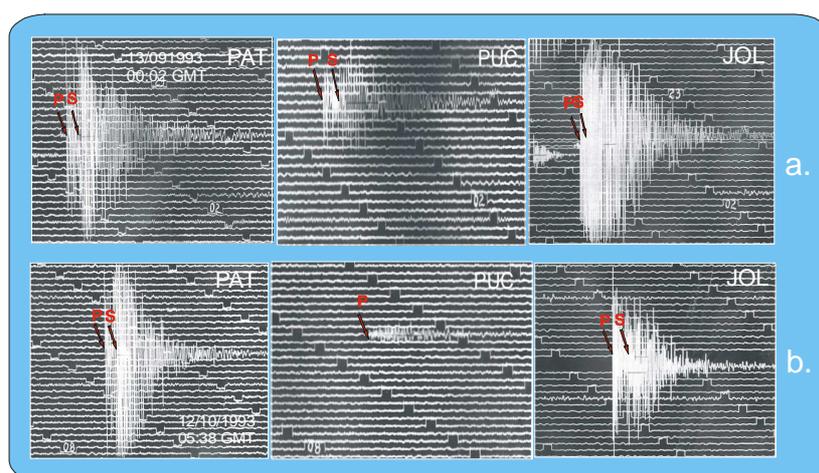


Figura 22.- Ejemplos de sismos tectónicos de $T_s-T_p < 5$ segundos registrados por las estaciones que conforman la RSTS. a). Sismos del Grupo A y b). Sismos del Grupo B. Las flechas indican los tiempos de llegada de las fases P y S.

7.2. Localización Hipocentral

La localización hipocentral de los sismos resulta ser uno de los problemas más complejos de la sismología y para su solución se ha creado distintos algoritmos de localización, los mismos que permiten conocer las coordenadas geográficas del epicentro, el tiempo origen y la profundidad

del foco a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada una de las estaciones sísmicas utilizadas en los cálculos. Para ello debe considerarse que las ondas sísmicas se propagan en un medio supuestamente conocido (un semi-espacio), siendo la velocidad de la onda P constante durante todo el recorrido de la misma.



Según el método desarrollado por Geiger (1912), los rayos sísmicos se propagan en línea recta desde el foco sísmico hasta la estación i , así la expresión teórica del tiempo de llegada de la onda P será:

$$t_i = t_{or} + t_{(r,r_i)} \quad t_{(r,r_i)} = \frac{1}{2} \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + z^2}$$

para $i = 1, n$

donde: t_{or} es el tiempo de origen, $t_{(r, r_i)}$ es el tiempo de propagación en un semi-espacio entre el foco y la estación i , $r = (x, y, z)$ son las coordenadas del foco sísmico, $r_i = (x_i, y_i, 0)$ las coordenadas de la estación i y n el número de estaciones.

Considerando la no-linealidad de la ecuación anterior, es necesario expresarla en series de Taylor alrededor del punto t_{or}^0, x^0, y^0, z^0 definido como hipocentro de ensayo inicial,

$$t_i = t_i^0 + \frac{\partial t_i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t_i}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t_i}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial t_i}{\partial t_{or}} \Delta t_{or}$$

Por ejemplo:

$$\frac{\partial t_i}{\partial x} = \frac{(x - x_i)}{v_p} [(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + z^2]^{1/2} \quad \frac{\partial t_i}{\Delta t_{or}} = 1$$

$$\Delta x = x - x^0, \quad \Delta y = y - y^0, \quad \Delta z = z - z^0, \quad \Delta t_{or} = t_{or} - t_{or}^0$$

El objetivo de este método es reducir las diferencias existentes entre los valores teóricos t_i y los observados t_i' a fin de encontrar una solución satisfactoria. Las discrepancias entre estos valores pueden ser evaluadas a partir de:

$$x^2 = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2} (t_i - t_i')^2$$

donde: σ_i es la desviación típica que describe el grado de exactitud de la solución.

A fin de encontrar un valor mínimo para la función anterior es necesario considerar también la siguiente condición:

$$\frac{\partial x^2}{\partial \Delta x} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta y} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta z} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta t_{or}}$$

Esta función permite realizar una mejor aproximación de las diferencias existentes entre los valores teóricos t_i y los observados t_i' , permitiendo así obtener una buena localización hipocentral. El procedimiento descrito anteriormente ha sido integrado a un proceso iterativo y con la ayuda de la informática se ha procedido a crear diferentes algoritmos a fin de optimizar la localización hipocentral de los sismos. Entre los algoritmos mas conocidos se puede mencionar al Hypo71, Hypoellipse, Hypoinverse y Fasthypo.

7.2.1. Algoritmo

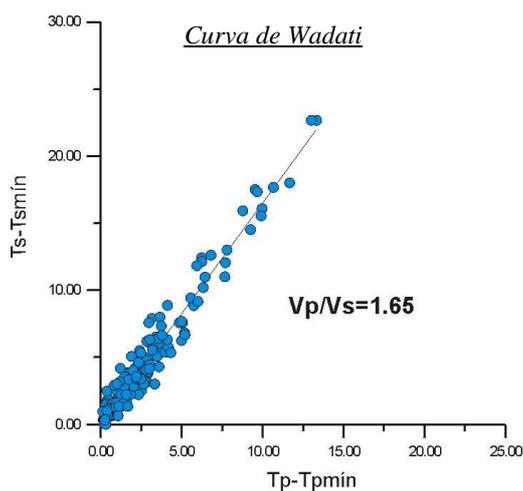
Para el cálculo de los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en la Región del Volcán Sabancaya entre los años 1993 y 1995 se ha utilizado los algoritmos Hypo 71 (Lee and Lahr, 1974) y Hypoellipse (Lahr, 1998). El primero fue usado para realizar localizaciones preliminares y el segundo para las finales debido a que el algoritmo Hypoellipse, a diferencia del Hypo71, permite la utilización simultánea de varios modelos de velocidad y corregir de manera automática la diferencia de altitud existente entre cada estación, utilizando para ello la velocidad de la primera capa del modelo de velocidad. Sin embargo, este algoritmo al igual que cualquier otro, para optimizar la localización de los sismos requiere además de los tiempos de llegada de las ondas

sísmicas, de las coordenadas de las estaciones, la relación de velocidades (V_p/V_s), un modelo de velocidad y de un procedimiento adecuado para el cálculo de la magnitud.

7.2.2. Relación de Velocidades (V_p/V_s)

En general, todos los algoritmos de localización hipocentral utilizan diversos modelos de velocidad para los cuales solo se conoce la velocidad de la onda P y asumen que la velocidad de la onda S es igual a $V_p/V_s=1.73$. Este valor corresponde para una tierra plana, homogénea e isotrópica. Para estudios locales es necesario corregir el valor de la relación V_p/V_s a fin de tener valores reales para la velocidad de la onda S, mas aún si el área de estudio es pequeña. Obviamente, la variación de V_p/V_s dependerá básicamente de las propiedades físicas del medio en el cual se propagan las ondas sísmicas

Para obtener el valor de V_p/V_s se ha utilizado un total de 120 sismos registrados en todas las estaciones de la RSTS. El procedimiento que frecuentemente se sigue permite ajustar una curva conocida como “Curva de Wadati” a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S de un número determinado de sismos a las estaciones de cualquier red sísmica. Los valores utilizados en el ajuste corresponden a la diferencia en tiempos entre el valor del tiempo de llegada mínimo con respecto a los valores mayores para cada sismo, tanto para la onda P como para la S ($T_s-T_{s\min}$ vs. $T_p-T_{p\min}$).



Conocidos estos valores, se construye la curva de Wadati. En la figura, los resultados muestran una distribución de puntos que siguen una recta con pendiente igual a 1.65 equivalente a V_p/V_s . Este valor para la relación de velocidades es similar a otros valores obtenidos en diversos estudios de microsismicidad superficial realizados en la región Centro y Sur de Perú (Dorbath et al., 1991; Lindo, 1993; Tavera et al., 2000).

7.2.3. Modelo de Velocidad

Todos los programas de localización hipocentral requieren de un modelo de corteza en la cual se pueda controlar la variación de la velocidad de las ondas sísmicas en función de la profundidad. Estos modelos de corteza se asemejan a una serie de capas planas en las cuales la velocidad de la onda P es constante y cuyo número dependerá básicamente de la geometría y cobertura de la red sísmica utilizada.

Para el Perú no existen muchos modelos de velocidad experimentales que permitan conocer la variación de la velocidad de las ondas en el interior de la corteza. Para las regiones Centro y Sur de Perú, solo se cuenta con modelos de velocidad a escala regional, siendo estos propuestos por James (1971), Ocola y Meyer (1973), Grange (1984) y Dorbath et al. (1991). A escala local no existen modelos de velocidad, de ahí que muchos autores adopten el criterio de evaluar los resultados que se podrían obtener en el cálculo hipocentral utilizando los modelos antes mencionados y así, después de realizar ligeras modificaciones en cuanto al número de capas o variaciones en la velocidad de la onda P, escoger el modelo que permita obtener errores mínimos en los valores de los parámetros hipocentrales del sismo.

Para la localización hipocentral de los sismos ocurridos en la RVS, se ha evaluado los modelos de velocidad propuestos por James (1971), Grange (1983) y Dorbath et al. (1991) (Tabla 1). Estos modelos han sido utilizados en otros estudios realizados en Perú en áreas con características similares a la Región del Volcán Sabancaya. De estos modelos, el de James (1971) fue determinado a partir de las características físicas de la dispersión de las ondas Rayleigh y Love y ha sido utilizado en el estudio de sismicidad local en la Región Central de Perú (Lindo, 1993). El modelo de Grange (1983) fue obtenido a partir de estudios de tomografía sísmica y utilizado por el mismo autor en el estudio de la sismicidad registrada por una red regional en el Sur de Perú. Asimismo, Dorbath et al. (1991) realizó algunas modificaciones al modelo de velocidad propuesto por Grange (1983) a fin de utilizarlo en el estudio de la sismicidad local ocurrida en la Región Central de Perú. A fin de dar mayor peso a las capas superficiales, el autor aumentó el espesor de la primera capa a 15 km con una velocidad constante de 5.2 km/s.

Tabla 1.- Modelos de Velocidad evaluados en este estudio. Vp es la velocidad de la onda P y Prof la profundidad del nivel inferior de la capa

MODELO 1 (M1)		MODELO 2 (M2)		MODELO 3 (M3)	
James (1971)		Grange (1984)		Dorbath et al., (1991)	
Vp (Km./s)	Prof. (Km.)	Vp (km./s.)	Prof (km)	Vp (km./s.)	Prof.(km.)
5.5	0.0	5.5	0.0	5.2	0.0
6.0	5.0	6.0	5.0	6.2	15.0
6.6	25.0	6.8	30.0	6.8	30.0
7.9	60.0	8.0	50.0	8.0	50.0
8.0	100.0				

El objetivo de evaluar estos 3 modelos de velocidad, es para seleccionar el que permita obtener errores mínimos en el cálculo de los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en la Región del Volcán Sabancaya. La base de datos utilizados considera a los sismos del Grupo A, el algoritmo Hypoellipse y la relación Vp/Vs de 1.65. Los resultados obtenidos para un grupo de 10 sismos se presentan en la Tabla 2. Estos resultados sugieren, que en general las coordenadas epicentrales (latitud y longitud) de cada sismo no varían mucho entre uno u otro resultado, siendo los errores “erh” mínimos en todos los casos. Contrariamente, los resultados obtenidos para la profundidad del foco con cada modelo de velocidad son muy variables y muestran diferencias considerables (“erz”). Sin embargo, para todos los sismos se observa que los resultados obtenidos con el modelo 3 presentan siempre menor error en los valores de los parámetros hipocentrales (en *negrita y cursiva*); por lo tanto, se ha optado por utilizar este modelo para el cálculo hipocentral de todos los sismos que constituyen la base de datos a utilizarse en este estudio.

7.2.4.- Magnitud

Para estimar la magnitud de los sismos ocurridos en la Región del Volcán Sabancaya, se ha utilizado la duración total de la señal del sismo leída en cada una de las 3 estaciones que integran la RSTS y la relación propuesta por Klein (1978).

$$ML = -1.1 + 2 \log(T) + 0.007(D) + 0.0035(Z)$$

donde, ML es la magnitud local, T la duración de la señal en segundos, D la distancia epicentral en kilómetros y Z la profundidad del foco del sismo en kilómetros.

La magnitud obtenida del sismo corresponde al valor promedio del obtenido para cada estación sísmica.

Tabla 2.- Comparación entre los parámetros hipocentrales obtenidos para 10 sismos de la Región del Volcán Sabancaya utilizando los modelos de velocidad de la Tabla 1. N° es el número de sismo; Prof la profundidad del foco en km; ML es la magnitud; rmc la raíz media cuadrática; st el número de estaciones; erh y erz el error en la componente horizontal y vertical en km; M1, M2 y M3 corresponden a los modelos de la Tabla 1.

M	Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	mb	rmc	st	erh	erz	N ^o
M1	1993/07/17	4:14: 9.51	-15.689	-71.796	11.8	2.2	0.2	3	0.63	1.80	1
M2	1993/07/17	4:14: 9.51	-15.679	-71.791	13.8	2.2	0.2	3	1.16	2.25	
M3	1993/07/17	4:14: 9.51	-15.680	-71.791	13.8	2.2	0.2	3	0.30	2.29	
	1993/07/29	2:38:52.76	-15.731	-71.822	8.2	2.3	0.2	3	0.51	18.43	2
	1993/07/29	2:38:52.83	-15.724	-71.822	11.3	2.3	0.2	3	0.91	2.56	
	1993/07/29	2:38:52.81	-15.725	-71.822	11.3	2.3	0.2	3	0.97	2.35	
	1993/08/01	17: 8: 9.59	-15.710	-71.805	5.9	2.2	0.2	3	0.47	2.04	3
	1993/08/01	17: 8: 9.59	-15.702	-71.801	8.3	2.2	0.2	3	0.97	3.62	
	1993/08/01	17: 8: 9.59	-15.701	-71.800	8.7	2.2	0.2	3	1.07	2.99	
	1993/08/22	22:34:15.68	-15.722	-71.801	10.8	2.1	0.1	3	0.53	2.11	4
	1993/08/22	22:34:15.67	-15.717	-71.797	13.3	2.2	0.1	3	0.97	2.19	
	1993/08/22	22:34:15.63	-15.717	-71.797	13.2	2.2	0.1	3	0.04	2.11	
	1993/08/26	3:53:26.10	-15.820	-71.839	10.0	2.1	0.1	3	0.65	2.16	5
	1993/08/26	3:53:26.09	-15.832	-71.842	12.4	2.1	0.1	3	0.90	2.00	
	1993/08/26	3:53:26.10	-15.832	-71.842	12.4	2.1	0.1	3	0.19	1.89	
	1993/09/02	2: 6:54.44	-15.927	-71.821	26.3	2.4	0.0	3	0.86	0.87	6
	1993/09/02	2: 6:54.49	-15.935	-71.821	27.0	2.4	0.0	3	1.42	1.31	
	1993/09/02	2: 6:54.63	-15.940	-71.821	27.5	2.4	0.0	3	1.39	0.30	
	1993/09/02	15: 6: 3.06	-15.824	-71.823	8.5	2.5	0.1	3	0.89	2.97	7
	1993/09/02	15: 6: 3.06	-15.825	-71.823	8.8	2.5	0.1	3	0.79	2.42	
	1993/09/02	15: 6: 3.05	-15.813	-71.823	6.2	2.5	0.1	3	0.38	1.74	
	1993/09/02	23: 4:20.55	-15.806	-71.830	9.4	2.3	0.1	3	0.65	2.91	8
	1993/09/02	23: 4:20.55	-15.816	-71.831	12.2	2.3	0.1	3	0.83	2.12	
	1993/09/02	23: 4:20.54	-15.816	-71.831	12.2	2.2	0.1	3	0.81	1.98	
	1993/09/03	5:24:53.86	-15.716	-71.859	13.8	2.9	0.1	3	1.05	2.16	9
	1993/09/03	5:24:53.84	-15.716	-71.859	13.7	2.9	0.1	3	1.14	2.13	
	1993/09/03	5:24:53.86	-15.721	-71.854	11.6	2.8	0.2	3	0.56	1.85	
	1993/10/30	7:58:42.98	-15.691	-71.818	5.5	2.3	0.2	3	0.52	3.44	10
	1993/10/30	7:58:42.97	-15.680	-71.816	7.6	2.3	0.2	3	1.09	4.51	
	1993/10/30	7:58:42.94	-15.678	-71.816	8.0	2.3	0.2	3	1.25	2.25	

El cálculo de los parámetros hipocentrales de los 212 sismos ocurridos en la RVS ha permitido observar que los del Grupo A (38 sismos) presentan errores menores a los 1.5 km en su coordenadas geográficas y profundidad del foco; mientras que, los que conforman el Grupo B (174 sismos) presentan errores entre 1.5 y 2.5 km. La magnitud de los sismos de ambos grupos oscila entre 2.0 y 3.0 ML

7.3. Análisis de la Sismicidad Local

Antes de realizar el análisis de la distribución espacial de la sismicidad local registrada por la RSTS durante el periodo 1993-1995 (Grupos A y B), se necesario tener en cuenta lo siguiente:

- El análisis de las imágenes satelitales tomadas en la RVS antes de la erupción del volcán Sabancaya (año 1986), permitieron observar en toda la región la ausencia de alguna evidencia de deformación superficial importante.
- El análisis de imágenes satelitales tomadas en la RVS después del proceso eruptivo de dicho volcán (año 1993), permitieron observar el incremento de un número importante de lineamientos principalmente sobre el área conocida como Pampa Sepina. Estos lineamientos no muestran geometrías claras; sin embargo, algunas de ellas fueron correctamente identificados sobre el terreno.

A continuación, se realiza un análisis detallado de la distribución en superficie y en profundidad de la sismicidad local ocurrida en la Región del Volcán Sabancaya a fin de conocer su posible origen y relación con la actividad volcánica y tectónica existente en el área de estudio.

7.3.1. Distribución de la Sismicidad Local en Superficie

En la Figura 23a, se presenta la distribución en superficie de la sismicidad ocurrida en la Región del Volcán Sabancaya y en ella se observa que los sismos del Grupo A (círculos en color rojo) se ubican principalmente en la zona denominada como Pampa Sepina y sobre los lineamientos y fallas presentes en su extremo Norte, pero sin mostrar un patrón definido. Asimismo, un pequeño grupo de estos sismos se distribuye de manera muy dispersa al Sur del volcán Sabancaya sin mostrar una tendencia clara, al igual que los 4 sismos que se ubican sobre el volcán Hualca Hualca. Sobre el volcán Sabancaya no se observa la presencia de sismos.

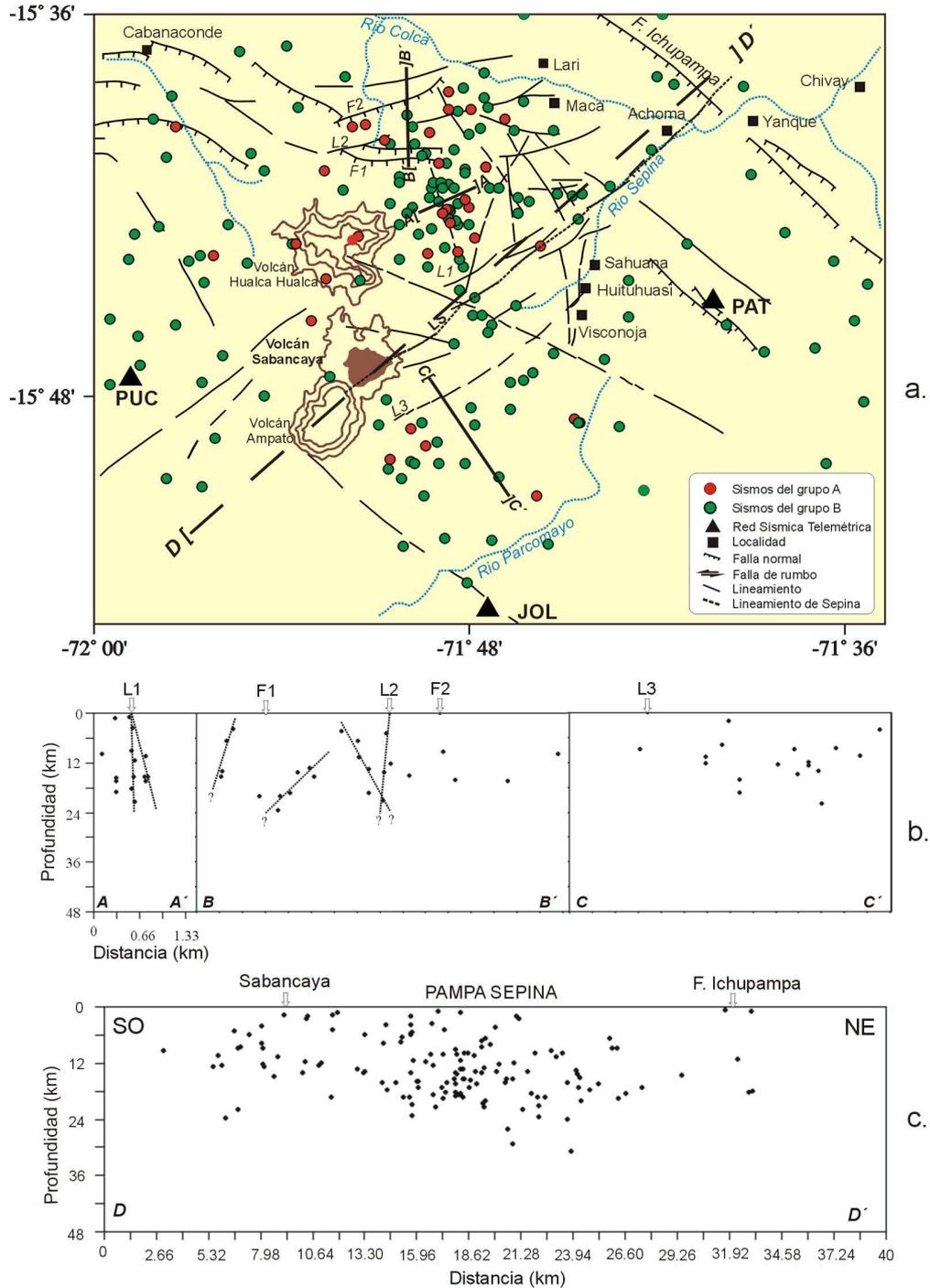


Figura 23.- a). Distribución de la actividad sísmica ocurrida en la región del volcán Sabancaya durante el periodo 1993 y 1995. b). Secciones verticales de sísmicidad según las direcciones indicadas en la Figura 24a. L1 y 2; lineamientos 1 y 2; F1 y 2; fallas 1 y 2; A-A', B-B', C-C' y D-D' dirección de las secciones verticales.

Asimismo, los sismos del Grupo B (círculos en color verde) se ubican sobre todo el área de Pampa Sepina y prácticamente se encuentran circunscritas por las estaciones de la RSTS y el río Colca. La mayor concentración de sismos se ubica sobre un lineamiento ubicado al Este del volcán Hualca-Hualca con una aparente orientación en dirección N-S. Agrupamientos secundarios pueden observarse sobre otros lineamientos, pero al ser menor el número de sismos no es posible correlacionarlos. Fuera del área de cobertura de la RSTS y próximo a la falla Ichupampa, se observa la presencia de un número importante de sismos distribuidos de manera paralela a las trazas de falla, pudiendo tener su origen en la deformación de las mismas. Asimismo, en esta misma figura se observa que sobre los volcanes Ampato, Sabancaya y Hualca Hualca la ausencia de sismos del Grupo B es total, lo cual sugiere que durante el período de estudio la sismicidad local no tendría relación con la actividad volcánica. En el resto del área de la RVS, los sismos se distribuyen de manera dispersa sin mostrar patrón alguno.

De la distribución de los sismos que integran los Grupos A y B se puede concluir lo siguiente:

- *Los sismos locales se concentran principalmente sobre todo el área conocida como Pampa Sepina; es decir, en el extremo Este y NE del volcán Sabancaya. Esta sismicidad muestra un gran número de agrupamientos, siendo el más importante, el que se ubica en la parte central de Pampa Sepina con una aparente orientación N-S. El resto de sismos se distribuyen sin mostrar un patrón definido sobre los demás lineamientos y de manera muy dispersa en los alrededores de las estaciones que integran la RSTS.*
- *La ausencia de sismicidad sobre el volcán Sabancaya es notable, lo que sugiere que durante el período de estudio (1993-1995), el extremo NE del volcán Hualca Hualca conocido como Pampa Sepina soportó la mayor deformación y no el volcán Sabancaya como describían algunos autores (González et al., 1996).*

7.3.2. Distribución de los Sismos en Profundidad

Para el análisis de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos, se ha elaborado 4 secciones verticales sobre los lineamientos en donde se ha observado la presencia de importantes agrupamientos de sismos y otra sección paralela al río Sepina que considera el total de la

sismicidad ocurrida en la RVS. Estas secciones son mostradas en la Figura 23b-c y las características principales de cada una de ellas son descritas a continuación:

Sección A-A'.- Esta sección considera al agrupamiento mayor de sismos ubicados en la parte central de Pampa Sepina. En la sección se observa que los sismos se distribuyen hasta una profundidad de 20 km aproximadamente formando 2 alineamientos aparentes, uno vertical con dirección N-S y otro con una pequeña pendiente en dirección N-E que probablemente siguen la geometría en profundidad del lineamiento L1; mientras que, en el extremo izquierdo de este lineamiento los sismos se distribuyen de manera dispersa.

Sección B-B'.- Esta sección considera a los sismos ubicados entre las fallas F1 y F2 con profundidades del orden de 24 km. Estos sismos se distribuyen de manera dispersa por debajo de F1 y F2; mientras que, por debajo del lineamiento L2 se observa una aparente alineación de sismos. Asimismo, entre F1 y L2 se observa 2 probables alineamientos que difícilmente podrían ser correlacionados con algún elemento en superficie.

Sección C-C'.- Esta sección considera todos los sismos ubicados en el extremo SE del lineamiento L3, todos con profundidades del orden de 24 km. Por debajo del lineamiento L3 se observa solamente un sismo y en su extremo derecho, la sismicidad se distribuye sin mostrar patrón alguno.

Sección D-D'.- Esta sección considera el total de la sismicidad local ocurrida en la Región del Volcán Sabancaya (Figura 23c) vista desde el extremo SE, paralelo al río Sepina. En dicha sección se observa que toda la sismicidad se distribuye hasta una profundidad de 24 km, siendo este nivel de profundidad menor por debajo del volcán Sabancaya y la falla Ichupampa. Asimismo, se observa que la mayor concentración de sismos se producen en el centro de la sección y que en superficie corresponde a la zona conocida como Pampa Sepina. En el extremo izquierdo de la falla Ichupampa, el número de sismos disminuye considerablemente. Por debajo del volcán Sabancaya, no se observa la presencia de actividad sísmica.

El análisis de la distribución espacial de los sismos locales ocurridos en la RVS entre 1993 y 1995, ha permitido observar que la deformación superficial se habría producido en el área conocida como Pampa Sepina y no en el Complejo Volcánico. Por lo tanto, esta sismicidad no estaría asociada al proceso eruptivo del volcán Sabancaya.

8. INTERPRETACION SISMOTECTONICA

Los resultados obtenidos en este estudio, han permitido observar que la actividad sísmica registrada en la RVS durante el periodo 1993-1995 se distribuye principalmente sobre toda el área conocida como Pampa Sepina y circunscrita por las estaciones de la RSTS, por el complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Halca Hualca y por el río Colca. En general, estos resultados son similares con los obtenidos inicialmente por otros autores (Rodríguez et al., 1992; González, 1996; Lazo, 1996), aunque existen discrepancias importantes en las hipótesis planteadas para explicar su probable origen. Así por ejemplo, Rodríguez et al. (1992) sugiere que los sismos locales ocurridos en la RVS están asociados a procesos netamente tectónicos desarrollados en los alrededores del volcán; mientras que, González et al. (1996) sostiene que la sismicidad estaría relacionada con la reactivación del volcán Sabancaya habiendo conocer la probable profundidad, orientación y geometría de la cámara magmática.

Paralelamente a estos estudios, Thouret et al. (1995a y 1995b) han realizado estudios de geología y tectónica a fin de conocer y describir la actividad eruptiva histórica y reciente del volcán Sabancaya. Los resultados obtenidos han ayudado básicamente a brindar mayor información para conocer la sismotectónica de dicho volcán.

Debido a la complejidad del proceso eruptivo del volcán y a la falta de estudios netamente geofísicos como prospección gravimétrica y eléctrica, los resultados obtenidos en los estudios de sismicidad no han brindado información suficiente como para conocer en detalle el desarrollo del proceso eruptivo del volcán Sabancaya y proponer una posible geometría simple o compleja para la cámara magmática del mismo o para delimitar el área de mayor deformación superficial. Además, no se tiene cuantificada de manera precisa la historia sísmica del volcán y sus alrededores desde 1986 a 1992, periodo en el cual según Thouret, et al., (1995a, 1995b) se habría desarrollado hasta 3 diferentes fases eruptivas, las cuales se verían reflejadas en el registro de una gran variedad de señales durante uno y otro periodo. De los estudios geológicos realizados por Thouret et al. (1995a, 1995b) y de la continua evaluación visual del proceso eruptivo del volcán Sabancaya por Rodríguez et al. (1992), se rescatan las siguientes apreciaciones:

- Presencia de importante actividad fumarólica que alcanzó alturas del orden de 2 km.

- Decaimiento exponencial con el tiempo de la altura de las fumarolas.
- La expulsión de pequeños bloques de rocas a distancias cortas.
- La ocurrencia continua de sismos de diferente magnitud.
- El desarrollo de importante deformación superficial en Pampa Sepina (extremo NE del volcán Sabancaya).

Estas apreciaciones y los resultados obtenidos en este estudio permiten plantear 2 principales hipótesis:

La primera, considera que la cámara magmática del volcán Sabancaya involucrada en su proceso eruptivo, fue de menor volumen y posiblemente estuvo alimentada de magma por medio de conductos ramificados, los cuales podrían ser mayores en número y longitud en dirección NE por debajo de Pampa Sepina. La profundidad de estos conductos es difícil de estimar. Por lo tanto, la deformación superficial presente en Pampa Sepina y que produjo el importante índice de sismicidad, tendría su origen en los esfuerzos generados por la presión que ejercía el magma durante su propagación por los conductos antes de llegar a la cámara magmática del volcán Sabancaya, tal como se muestra en la Figura 24. Se debe considerar que en el extremo NE del volcán existen capas sedimentarias del Cuaternario de gran potencia; mientras que, en el extremo SO los terrenos son más compactos probablemente debido a la existencia de materiales volcánicos de antiguas erupciones (Terciario). Por lo tanto, cualquiera fuese la geometría de la cámara magmática del volcán Sabancaya los terrenos sedimentarios serían más fáciles de deformarse ante la presencia de esfuerzos que tendrían que estar muy cerca por debajo de la superficie.

Una segunda hipótesis, considera que el área de Pampa Sepina, antes del inicio del proceso eruptivo del volcán Sabancaya, soportó una importante deformación con la ocurrencia de un gran número de sismos de diferentes magnitudes. Los habitantes de las localidades más cercanas al volcán (Cajamarcana, Huituhuasi, Visconaja) informaron que antes del proceso eruptivo del volcán la actividad sísmica fue intensa. Esta deformación habría llegado a su punto más crítico con la ocurrencia de los sismos de Maca (5.4mb) y Sepina (5.0mb) en los años 1991 y 1992, ambos a profundidades menores a 10 km. Posterior a estos sismos, la actividad sísmica disminuye considerablemente y a finales del año 1995 prácticamente el número de sismos registrados por día fueron mínimos (3 sismos), comparados con los registrados durante el año 1990 (100 sismos por día). En esta hipótesis, la deformación superficial presente en Pampa Sepina habría involucrado al área del complejo volcánico produciendo la reactivación del volcán Sabancaya.

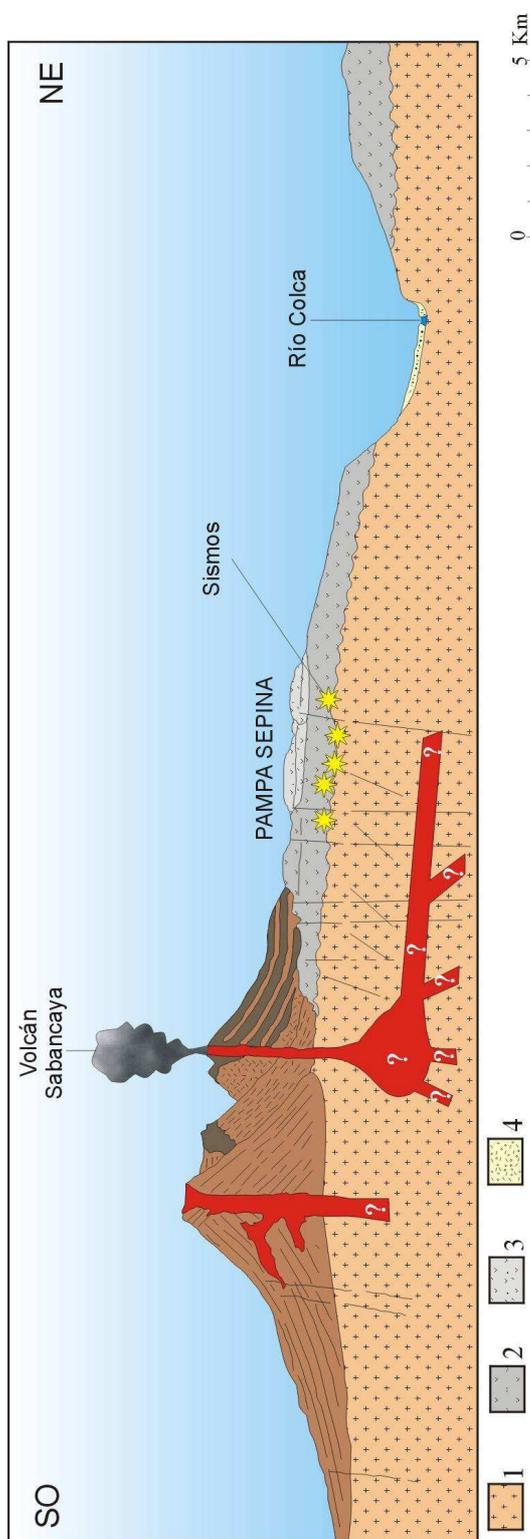


Figura 24.- Esquema Sismotectónico propuesto para la región del volcán Sabancaya. La orientación de la sección es en dirección NE-SO. Los círculos en rojo indica el área de mayor sismicidad y las flechas la dirección de los esfuerzos de deformación originados por las ramificaciones de los conductos magmáticos (esquema modificado de Huamán, 1995). 1: terrenos Pre-Terciarios; 2: Volcanismo Cuaternario (grupo Tacaza); 3: volcanismo Cuaternario-Pleistoceno; 4: depósitos fluvio-lacustres.

9. LOS SISMOS DE MACA (1991) Y SEPINA (1992)

En el área conocida como Pampa Sepina, ubicada entre el Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, el cañón del Colca y el río Sepina, ocurrieron 2 sismos con foco superficial y magnitudes moderadas. El primer sismo ocurrió el 23 de Julio de 1991 a las 14h 45m hora local y su epicentro fue localizado a 6 km al SE de la localidad de Maca (IGP). La profundidad estimada para este sismo fue de 3.6 km y una magnitud de 5.4mb. Este sismo produjo en superficie importantes asentamientos y deslizamientos de tierra, además de numerosos desprendimientos de roca a lo largo de las pendientes del río Colca. Las localidades mas afectadas, fueron las de Lari y Maca, en donde el 20% y 80% de las viviendas fueron destruidas, además de 14 personas fallecidas y numerosos heridos. La evaluación de daños in situ permitió considerar que estas localidades soportaron una intensidad máxima de VIII grados en la escala de Mercalli Modificada (Rodríguez y Huamán, 1992). El segundo sismo ocurrió el 01 de Febrero de 1992 a las 12h 22m hora local, con una magnitud de 5.0mb y foco superficial (5.0 km). El epicentro del sismo fue ubicado a 3 km de las localidades de Hituhuasi y Visconoja en Pampa Sapina. Después de este sismo, aproximadamente 300 réplicas fueron registradas el mismo día por la estación sísmica de Cajamarca (CAJ) ubicada en la localidad del mismo nombre y a 11 km del epicentro del sismo. Días después, las réplicas continuaron afectando toda la región y produciendo varias fracturas abiertas en superficie. Al igual que el sismo de Maca, el de Sepina produjo caída de rocas y asentamiento de tierras en el valle de Sepina. Las localidades mas afectadas fueron las de Sahuana, Huituhuani y Visconoja, donde la intensidad máxima llegó a VI MM.

9.1. Parámetros Hipocentrales

Los parámetros hipocentrales de los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992), fueron obtenidos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) utilizando estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) y las réplicas registradas por las estaciones instaladas en la RVS durante el periodo 1990-1992. A diferencia del sismo de Maca, para el de Sepina no se contó con mayor información sísmica local, de ahí que su epicentro fue estimado a partir de la información macrosísmica (Imáx.). En la Tabla 1, se presenta los parámetros hipocentrales para ambos sismos

Tabla 1.- Parámetros Hipocentrales de los Sismos de Maca (1991) y Sepina (1992)

Sismo	Hora Origen	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Magnitud (mb)	Prof. (km)
MACA SEPINA	19:45:00.00	-15.69°	-71.79°	5.4	3.6
	17:22:00.00	-15.72°	-71.75°	5.0	5.0

En la Figura 23^a (Capítulo 8), se muestra la distribución de la sismicidad local ocurrida en la Región del Volcán Sabancaya durante el período 1993-1995 y la localización de los epicentros de los sismos de Maca y Sepina. En la figura se observa que los epicentros se ubican sobre el área de mayor deformación conocida como Pampa Sepina; sin embargo, no es posible correlacionarlos con algún lineamiento o falla debido probablemente a que fueron muy superficiales, de ahí los valores altos de intensidad evaluados en las localidades cercanas al epicentro

9.2. Distribución de Intensidades

Los mapas de intensidades para los sismos de Maca y Sepina fueron elaborados por Rodríguez y Huamán (1992) a partir de la información recopilada en cuestionarios obtenidos en diferentes misiones de campo, todos inmediatamente después de ocurridos dichos sismos. La interpretación de la información fue realizada con la escala de Mercali Modificada (MM) y en general, ambos sismos ocasionaron en superficie daños personales y materiales de consideración.

En la Figura 25a, se presenta el mapa de intensidades del sismo de Maca y cuyas isosistas cubren un área de percepción de aproximadamente 10 km²; mientras que, el área de mayor intensidad (VII y VIII MM) se localiza entre las localidades de Lari y Maca. En la figura, se observa que el epicentro del sismo se ubica sobre la isosista de intensidad V; es decir, en Pampa Sepina y la no correspondencia con las áreas de mayor intensidad, es debido a que la mayor destrucción se produjo en la localidad de Maca debido al deslizamiento de un gran volumen de tierra (Antayhua, 2002). La descripción de los efectos producidos por el sismo son:

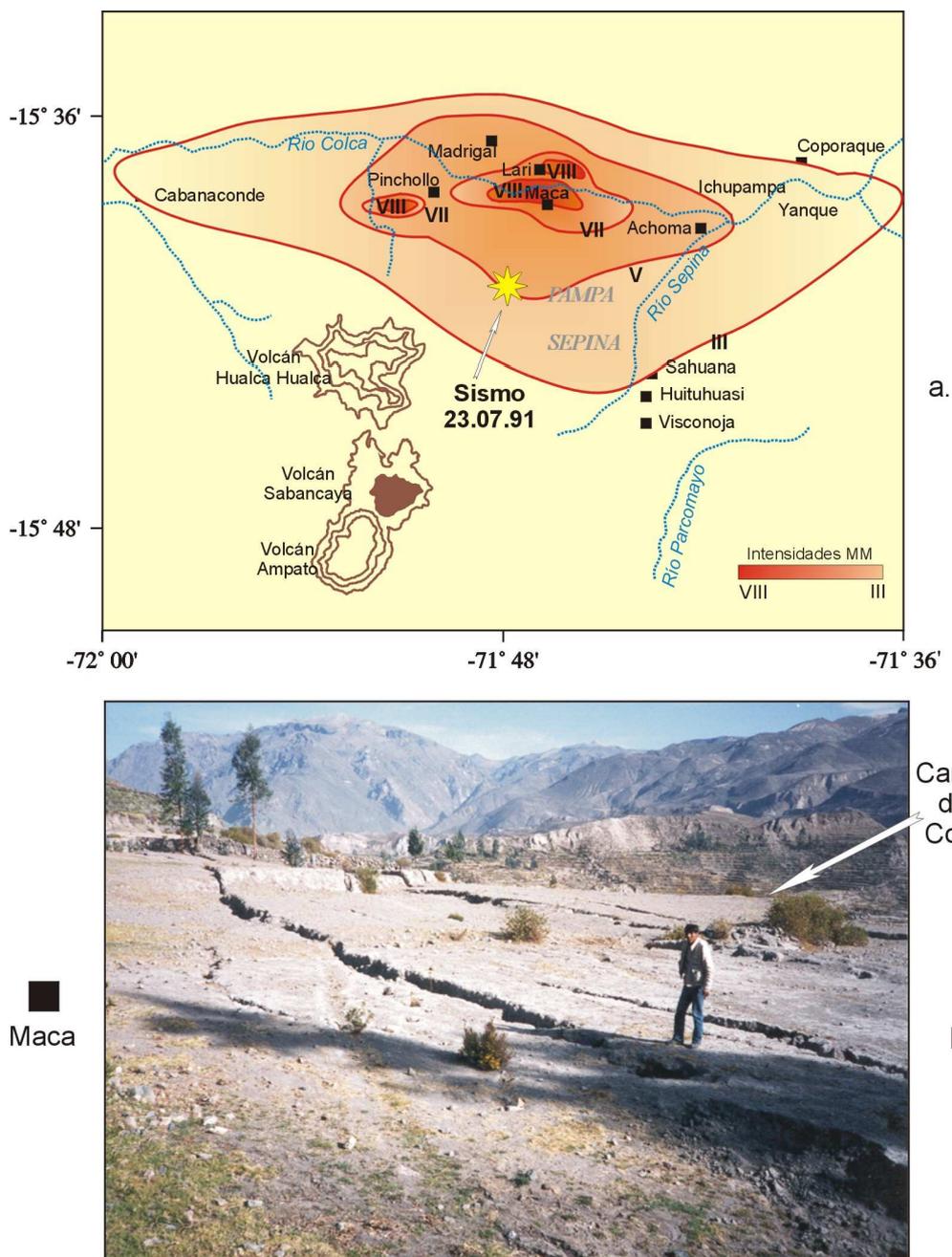


Figura 25.- (a). Intensidades sísmicas regionales para el sismo de Maca del 23 de Julio de 1991 en la escala de Mercalli Modificada. (b). Fotografía que muestra la presencia de fracturamientos paralelos a la orientación del cañón del Colca producidos por el sismo de Maca.

- **Intensidad VII-VIII:** En las localidades de Lari y Maca, se produjeron muchos daños materiales y personales (14 personas fallecidas y muchos heridos) debido principalmente al tipo de suelo (mayormente sedimentarios) sobre las cuales se construyeron las viviendas y al uso de materiales rústicos, tales como rocas, adobe y barro. El daño se incrementó al producirse el deslizamiento de grandes volúmenes de tierra que interrumpieron las vías de acceso a dichas localidades. Asimismo, en superficie se pudieron observar numerosas fracturas de longitud y ancho considerables. Un ejemplo de la presencia de fracturas después de la ocurrencia del sismo es mostrado en la Figura 2b.
- **Intensidad V:** Las localidades de Achoma, Ichupampa, Madrigal y Pinchollo fueron afectadas por la caída de rocas y muchos deslizamientos menores de tierra, los mismos que produjeron el aislamiento de estas localidades debido al daño sufrido en las carreteras.
- **Intensidad III:** En Cabanaconde, Yanque, Coporaque y Pampa Sepina, el sismo fue sentido relativamente fuerte pero sin provocar ningún daño, excepto el susto que tuvieron los habitantes de estas localidades.

El mapa de intensidades del sismo de Sepina se presenta en la Figura 26 (Rodríguez y Huamán, 1992), el mismo que muestra que el sismo fue sentido en un área de aproximadamente 144 km², siendo la intensidad máxima del orden de VII MM evaluada en las localidades de Visconoja, Huituhuasi y Layuni, todas ubicadas en el extremo Sur de Pampa Sepina. El sismo produjo deslizamientos de tierra y caída de rocas sobre las carreteras y canales de regadío. En las localidades de Achoma y Cajamarca, el sismo se percibió con una intensidad de V; en Lari, Maca, Ichupampa y Sallalli con IV; en Pinchollo, Madrigal y Chivay con una intensidad de III y en la localidad de Pujro y la ciudad de Arequipa con una intensidad de II. En este caso, el epicentro del sismo fue ubicado por Rodríguez y Huamán (1992) próximo al área de máxima intensidad, coincidiendo con zonas donde se observa la mayor deformación superficial. A continuación se describe las principales características de los efectos del sismo:

- **Intensidad VI:** Entre las localidades de Visconoja y Huituhuasi se formaron fisuras con longitudes considerables sobre suelos de bofedales. Las viviendas construidas enteramente de rocas, adobe y barro, con cimientos en materiales aluviales, sufrieron el desplome parcial de sus paredes. Entre Huituhuasi y Sahuana, se observaron la presencia de fisuras de 2 a 3 cm de

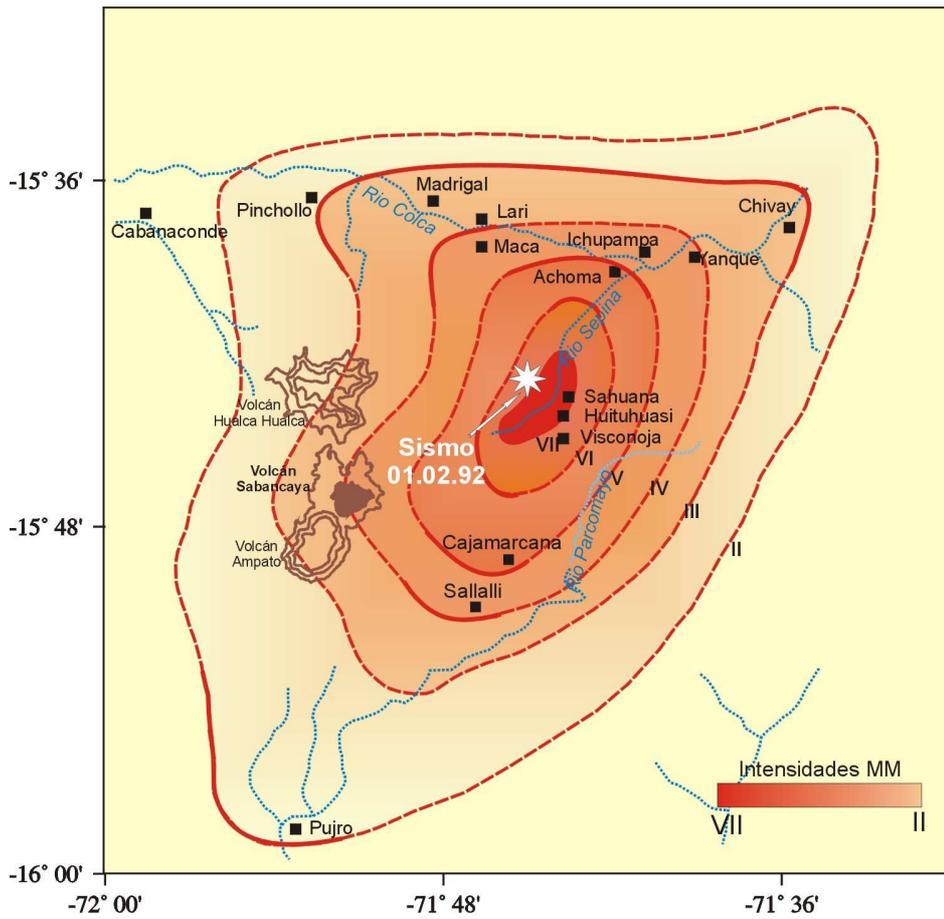


Figura 26.- Intensidades sísmicas regionales del sismo Sepina del 01 de Febrero de 1992 en la escala de Mercalli Modificada.

ancho y numerosas rocas removidas del suelo. Las personas del lugar manifestaron que durante el sismo no se podían mantener de pie y que las paredes de las viviendas se desgranaron, así como la caída de objetos en el interior de las viviendas.

- **Intensidad V:** Entre las localidades de Achoma y Cajamarca, en donde el valle del río Sepina es estrecho con paredes muy empinadas, se habría producido la caída de rocas, escombros y deslizamientos de tierra.
- **Intensidad IV:** Según las encuestas realizadas en las localidades de Cajamarca, Achoma e Ichupampa pocas viviendas habrían sufrido el desplome de sus paredes.
- **Intensidad III:** En las localidades de Madrigal, Pinchollo y Chivay, el sismo fue sentido levemente sin producir ningún daño material.
- **Intensidad II:** El sismo fue sentido muy suavemente por algunos habitantes de la localidad de Pujro y de la ciudad de Arequipa.

1.3. Orientación de la Fuente e Interpretación

A fin de conocer la orientación de la fuente que originó a los sismos de Maca y Sepina se ha elaborado sus mecanismos focales a partir de la distribución del sentido del primer impulso de la onda P identificadas en las estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) del IGP y en algunas estaciones de la Red Sísmica Mundial.

Los resultados muestran que los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992) corresponden a mecanismos de tipo inverso con una gran componente de desgarre y ejes de tensión (T) y presión (P) prácticamente horizontales y orientados en dirección N-S y E-O respectivamente (Antayhua y Tavera, 2002). En la Figura 27, se presenta el mapa tectónico y la distribución de esfuerzos principales (T y P) obtenidos a partir de estudios de microtectónica (Sébrier et al., 1985) y de los mecanismos focales de los sismos de Maca y Sepina. Tal como se observa en la figura, La región del Volcán Sabancaya esta circunscrita principalmente por sistemas de fallas normales originados por procesos de deformación extensiva y cuyos ejes de tensión se orientarían en dirección N-S (fallas Trigal y Solarpampa) y buzamiento en dirección Sur; mientras que, las fallas Huanca e

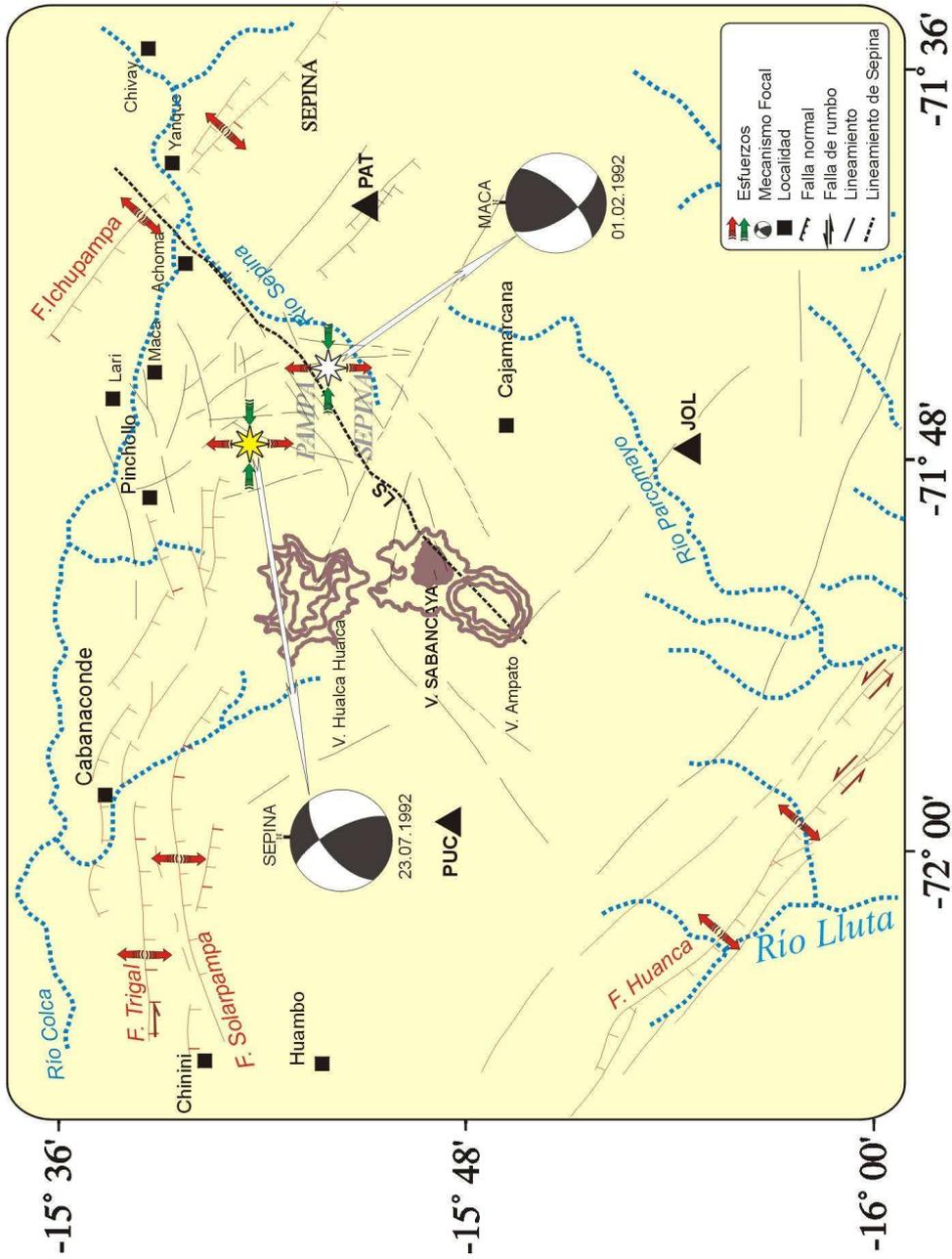


Figura 27.- Mecanismos focales de los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992) y distribución de los esfuerzos obtenidos en la Región del Volcán Sabancaya. Las flechas en color rojo representa los esfuerzos extensivos y en verde los compresivos.

Ichupampa se orientarían en dirección NO-SE y con buzamiento en dirección SO. Esta información sugiere que la Región del Volcán Sabancaya estaría circunscrita principalmente por deformaciones de carácter extensivo, a excepción de su extremo Sur en donde no se observa presencia de fallas.

Esta distribución de los ejes de deformación no es coherente con el patrón de deformación local; sin embargo, es evidente que Pampa Sepina, al estar circunscrita por tres principales sistemas de fallas se puede desarrollar diferentes tipos de deformación pudiendo ser estos de tipo compresional o tensional. En estas condiciones, es difícil establecer un patrón único de deformación local, siendo probable que los sismos de Maca y Sepina debido a su magnitud, culminaron todo el proceso de deformación superficial que se desarrollo en la RVS.

BIBLIOGRAFIA

- Antayhua, Y., Tavera, H., Bernal, I. (2001). Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya (Arequipa). Bol. Soc. Geol. v 91 p. 55-68.
- Antayhua, Y. (2002). Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya y los Sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Tesis de Ingeniero, Univ. Nac. de San Agustín (Arequipa). P. 146.
- Chorowicz, Deffontaines, B., Huaman, R., Guillande, R., Leguern, F y Thouret, J-C. (1992). SPOT Satellite monitoring of the eruption de Nevado Sabancaya Volcano (Southern Peru). Remote Sens. Environ. 42: 43-49.
- Dávila, J., (1998). Volcán Huaynaputina (Sur del Perú): Estudio estratigráfico y sedimentológico de las tefras y efectos de la erupción de 1600 D.C. Tesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 180p., Lima.
- Dorbath, L., Dorbath, C., Jimenez, E., y Rivera, L. (1991). Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Peru. Jour. Of South american Earth Sciecies., 4, 13-24.
- Francis, P y Silva, S. (1989). Aplicacion of the Landsat Thematic Mapper to the identification of potentially active volcanoes: a new satellite technique, Nature, 338: 144-146.
- Gil-Cruz y Chouet (1999). Observations of two spacial kinds of tremor at Galeras volcano Colombia (1989-1991). Annali di Geofisica, 43,3,437-449.
- González, E., Kosaka, M y Minaya, A., (1996). Sismicidad del volcán Sabancaya y el Hualca-Hualca. Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención.
- Huamán, D. (1995). Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica: El caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa). Tesis de Ingeniero, Univ. Nac. San Agustín, Arequipa. 138p.
- Ibañez, J.M., Del Pezzo, E., Almendros, J., La Rocca, M., Alguacil, G., Ortiz, R, and García, A. (2000). Seismo-Volcanic Signals at Deception Island Volcano (Antartica): Wavefield Analysis and source modeling. Jour. Geophys. Res. 105, 13905-13931.
- Klein, F. (1978). Hypocenter location program Hypoinverse. U.S. Geological Survey. Open Fiel Report, 78-694.
- Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A., and Page, R. A. (1994). Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. In: Miller, T. P. and Chouet, B.A. (Eds.), The 1989 - 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska, J. Volcanol. Geotherm. Res., 62, 137-151.
- Lahr, J. (1998). Hypoellipse a computer program for determinating local a regional earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern.

- Latter, I. (1979). Types and classification of volcanic earthquakes, 1976-1978. Geophysical Division Volcanological Observations at Tongariro National Park, Department of Scientific and Industrial Research Report N°150, 60pp.
- Lazo, M. (1996). Características de la actividad sísmica intraplaca continental en el sur de Perú: II Seminario Latinoamericano Volcanes Sismos y Prevención. pp. 82-84.
- Lazo, M., Kosaka, R., Minaya, A., Gonzales, E. y Soto, J. (1991). Evaluación de la actividad sísmica del volcán Sabancaya: VII Congreso Peruano de Geología, Lima: volumen de resúmenes extendidos.19-21.
- Lee, W y Lahr, J. (1975). HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes: U.S. Geological Survey Open-file Report 75-31
- Legros, F. (1995). Volcanes en la región Sur de Perú. 16p.
- Lindo, R. (1993). Sismotectonique des Andes du Perou Central: apport des donnes sismologiques de haute precision. These de doctorat.300
- MacDonals, G. (1972). Volcanoes, Prentice-Hall. Ing, Englewood Cliffs, New Jersey, 510 pp.
- Macedo, O y Lessage, P., (1997). La actividad sísmica de los volcanes activos Sabancaya y Ubinas (Sur de Perú). Resúmenes extendidos del IX Congreso Peruano de Geología. Soc. Geol. del Perú. Vol. Esp., 1, pp. 463-466.
- Mariño, J. (2002). Estudio geológico vulcanologico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur de Perú). Tesis Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, 160p.
- Mattauer, M. (1989). Monts et Merveilles, Beautés et richesses de la Geologie. Hermann Editores de Ciencias y Arte. Paris, Francia
- McNutt, S. R. (2000a). Volcanic seismicity. In: Sigurdsson H. (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press San Diego, 1015-1033.
- Mégard, F., y Philip, H. (1976). Plio-quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes: earth Plan. Sci. Let. 33, 231-238.
- Mering, C., Huamán, R., Chorowicz, B. y Guillande, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images: Tecthon., 259, 153-169
- Miller, A. D., Stewart, R. C., White, R. A., Lockett, R., Baptie, B. J., Aspinall, W. P., Latchman, J. L., Lynch, L. L., and Voight, B. (1998). Seismicity associated with dome growth and collapse at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. Geophys. Res. Let., 25, 3401-3404
- Minakami, T. (1974). Seismology of Volcanoes in Japan: Physical Volcanology. Elsevier, Amsterdam, 1-27p.

- Rivera, M. (1998). El volcán Ubinas (Sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales. Tesis geólogo UNMSM, Lima - Perú, 123 p.
- Rodríguez, A. y Huamán (1992). Actividad de los Volcanes Ubinas y Sabancaya: Inf. Int. IGP. 12p.
- Sébrier, M., Mercier, J., Megard, F., Laubacher, G., Carey-Gailhardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Perú. *Tectonics*, 7, 895-928.
- Tavera, H. y Antayhua, Y. (2000). Señales sísmicas de volcanes activos: ejemplos del volcán Sabancaya, Arequipa (Perú). *Bol. Soc. Geol. Perú*, v. 90: p. 107-119.
- Thouret, J-C., Gourgaud, A., Guillande, R., Y Salas, G. (1995a). La actividad eruptiva del volcán nevado Sabancaya (Sur de Perú): geología, sensores remotos, evaluación y mapeo de zonas de riesgo. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litósfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. Programa PICG, 188. Lima Perú.
- Thouret, J-C., Gourgaud, A., Uribe, M., Rodriguez, A., Guillande, R. y Salas, G. (1995b). Geomorphological and geological survey and remote sensing of the current activity of Nevado Sabancaya strato volcano (South Peru): assessment for hazard-zone mapping. *Z. Geomorph. N-E.*, 39, 4, 515-535.
- Tsuruga, K., Yomogida, K., Hoda, S., Ito, H., Ohminato, T. y Kawakatsu, H. (1997). Spatial and variations of volcanic earthquakes at Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75, 337-358.
- Uribe, M. (1995). Evaluación de la actividad sísmica en relación con el proceso eruptivo del volcán Sabancaya y el valle del Colca. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litosfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. Programa PICG 288. Lima Perú.
- Vicente, J., Sequeiros, F., Valdivia, A. y Zavala J., (1979). Sobre el escurrimiento Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Perú*, T. 61 pp. 67-99, 12 fig.
- Wadati, H. (1933). In: Bath. M. (1973), *Introduction of seismology*. Birkhauser Verlag Vasel, 395p.