

**INSTITUTO COSTARRICENSE DE ELECTRICIDAD
UEN: PROYECTOS Y SERVICIOS ASOCIADOS**

CENTRO DE SERVICIO EXPLORACIÓN SUBTERRÁNEA

ÁREA DE AMENAZAS Y AUSCULTACIÓN SISMOVOLCÁNICAS

BOLETÍN DEL



AÑO 11, N° 20-21, SAN JOSÉ, COSTA RICA

PUBLICADO EN DICIEMBRE DE 1999

ISSN 1015-4396

**Instituto Costarricense de Electricidad
U.E.N. Proyectos y Servicios Asociados**

**Centro de Servicios Exploración Subterránea
Área de Amenaza y Auscultación Sismovolcánicas**

**Boletín del Observatorio Sismológico y Vulcanológico
de Arenal y Miravalles**

OSIVAM

**Editores:
Guillermo E. Alvarado
Luis A. Madrigal
Ivonne Arroyo**

Año 11, N° 20-21

San José, Costa Rica

**Impreso en los Talleres de Publicaciones del ICE
Diciembre de 1999**

ISSN 1015-4396

Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM)*
Instituto Costarricense de Electricidad
UEN: Proyectos y Servicios Asociados
Centro de Servicio Exploración Subterránea
Área de Amenaza y Auscultación Sismovolcánicas
Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica

Teléfonos (Telephones): (506) 220 7741; 695 6522

Fax: (506) 220 8212; 695 5193

e-mail: gainduni@cariari.ucr.ac.cr

guialva@msmail.ice.go.cr

igarroyo@cariari.ucr.ac.cr

ilbosc@msmail.ice.go.cr

El Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) es parte del Área de Amenaza y Auscultación Sismovolcánicas, de la U.E.N. Proyectos y Servicios Asociados del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), la cual, conjuntamente con la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica de la Escuela Centroamericana de Geología (Universidad de Costa Rica), constituyen la Red Sismológica Nacional (RSN:ICE-UCR).

The Arenal and Miravalles Seismological and Vulcanological Observatory (OSIVAM) is part of the Area of Seismovolcanic Hazard and Monitoring of the Projects and Associated Services Unit of the Costa Rican Institute of Electricity (ICE), which together with the Section of Seismology, Vulcanology and Geophysical Exploration of the Central American School of Geology (University of Costa Rica), constitutes the National Seismological Network (RSN:ICE-UCR)

*Miembro de la Organización Mundial de Observatorios de Volcanes (WOVO)

*Member of the World Organization of Volcano Observatories (WOVO)

Índice

- Gerardo J. Soto, Dina L. López, José F. Fernández & Guillermo E. Alvarado
**Caracterización geoquímica de las aguas termales del volcán Arenal
(Costa Rica) dentro de su marco geovulcanológico** 1-20
- Ivonne Arroyo, Rafael Barquero, Luis Madrigal & Francisco Arias
**Sinopsis de la actividad del volcán Arenal
durante los años 1998 y 1999** 21-32
- Waldo D. Taylor & Rafael Barquero
**Auscultación sismológica del Campo Geotérmico Miravalles, Tenorio
y del volcán Arenal durante el año de 1998** 33-47
- Carlos Leandro & Guillermo E. Alvarado
**Estudio Geológico-Geofísico de una sección Oriental y
Occidental en el volcán Arenal** 48-58
- Mauricio Mora
**Análisis del tremor en el volcán Arenal, Costa Rica
en el ámbito de la frecuencia** 59-73

**Las opiniones vertidas por los autores de los artículos son de su propia
y entera responsabilidad, y el Boletín del OSIVAM no toma necesariamente
éstas como su posición oficial**

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS TERMALES DEL VOLCÁN ARENAL (COSTA RICA) DENTRO DE SU MARCO GEOVOLCANOLÓGICO

GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF THE THERMAL WATERS OF THE ARENAL VOLCANO (CR) WITHIN ITS GEOVOLCANOLOGICAL FRAMEWORK

Gerardo J. Soto¹

Área de Amenazas y Auscultación Sismovolcánicas, ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica.

Dina L. López

Department of Geological Sciences, Ohio University, Athens, OH 45701, U.S.A.

José F. Fernández

Laboratorio Químico, Área de Hidrología, ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica.

Guillermo E. Alvarado

Área de Amenazas y Auscultación Sismovolcánicas, ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica.

¹Actual dirección: Kotokuji-dai 5-1-16-24, Kagoshima-shi 891-0103, Japón.

Soto, G.J., López, D.L., Fernández, J.F. & Alvarado, G.E., 1999. Caracterización geoquímica de las aguas termales del volcán Arenal (Costa Rica) dentro de su marco geovolcanológico. Boletín OSIVAM, 11 (21-22): 1-20, 1998; San José.

Resumen

El volcán Arenal es un estratovolcán joven (al menos unos 7000 años) que se mantiene activo desde su erupción explosiva en julio de 1968. En sus faldas se localizan cuatro manantiales termales: Fuente Doris y Quebrada Guillemina al NNE-NE; Tabacón y Quebrada Lava al NNW-NW, con temperaturas máximas de descarga entre 38 y 61 °C. La posición de estas fuentes termales se relaciona con varias fallas activas en el área, así como con contactos litológicos.

Las fuentes del NNE-NE son aguas bicarbonatadas con temperaturas y salinidades más bajas que las aguas cloruradas-neutrales emanadas en la falda NNW-NW. Ambos tipos de aguas se ubican en una línea de mezcla simple en los gráficos composicionales. La composición catiónica de las aguas refleja la interacción entre el fluido y las andesitas basálticas con bajo contenido en K del Arenal. Los isótopos D y ¹⁸O de esta agua muestran una transición desde la curva de las aguas meteóricas hacia el campo de las aguas magmáticas andesíticas.

Basados en el monitoreo geoquímico y sismológico del volcán entre 1989 y 1994, se observa una correlación temporal entre la temperatura de los manantiales, el total de sólidos disueltos y la concentración de sulfatos y cloruros, así como entre el promedio de eventos sismovolcánicos diarios registrados, la precipitación pluvial y las mareas terrestres.

Se sugieren dos fuentes de aporte de calor y especies químicas al sistema hidrogeológico del volcán Arenal: (1) Una externa formada por la columna eruptiva y los productos depositados por las erupciones en la superficie, que proporcionan especies químicas y calor a las aguas meteóricas que se infiltran e incorporan al agua subterránea, y (2) Una interna constituida por el cuerpo magmático que libera gases primarios que se incorporan al agua subterránea, la cual sigue una ruta preferencial hacia la superficie a través de fallas activas. La importancia de esta fuente interna

se manifestó en el incremento de la temperatura del manantial del Río Tabacón en 1967, tres meses antes de la reactivación del volcán en julio de 1968.

Abstract

Arenal volcano is a young stratovolcano (at least 7000 years old) when has been active since its first explosive eruption on July 1968. In its flanks there are four hot springs: Fuente Doris and Quebrada Guillemina at NNE-NE; Tabacón and Quebrada Lava at NNW-NW, with maximum discharge temperatures between 38 and 61 °C. The location of these hot springs is related with several active faults in the area, and lithologic contact as well.

The spring at NNE-NE are bicarbonate waters with temperatures and salinities lower than the chloride - neutral waters from the NNW-NW. Both types of water can be located in the line of simple mix of the compositional graphs. The cationic composition of water shows the interaction between the fluid and the basaltic andesitic lavas with low K content from Arenal. The D and ¹⁸O isotopes of these water show a transition from the meteoric waters curve toward the field of magmatic andesitic water.

Based on geochemical and seismological monitoring of Arenal volcano between 1989 and 1994, we can observe a temporal correlation between hot spring temperatures, total dissolved mass and the sulfate and chloride concentration, and also between the daily average of volcanic earthquakes, pluvial precipitation and earthtides.

Two sources for the heat and chemical species of the hydrogeological system of Arenal volcano are suggested: (1) An external one formed by the eruptive column and the products deposited by eruption on the surface which provide chemical species and heat to the meteoric water that infiltrated and mix with subterranean water and (2) An internal one composed by a magmatic body which frees primary gas which mix with the subterranean water, this one follows the preferential route toward the surface through the active faults. The importance of this internal source was evidence with the temperature increase at Río Tabacón in 1967, three months before the reactivation of the volcano in July 1968.

Introducción

El volcán Arenal se localiza entre las cordilleras de Guanacaste y Central (Fig. 1). Es un estratovolcán de 1600 m de altitud, cuyo edificio se eleva 1100 m sobre el área circundante. Su actividad volcánica se remonta al menos a los últimos 7000 años, y su última erupción,

iniciada en 1968, aún continúa, habiendo producido un total de medio kilómetro cúbico de lavas y tefras. Los productos del volcán son principalmente andesitas basálticas calcoalcalinas pobres en potasio y ricas en alúmina, y lavas de alta viscosidad (Borgia *et al.*, 1988).

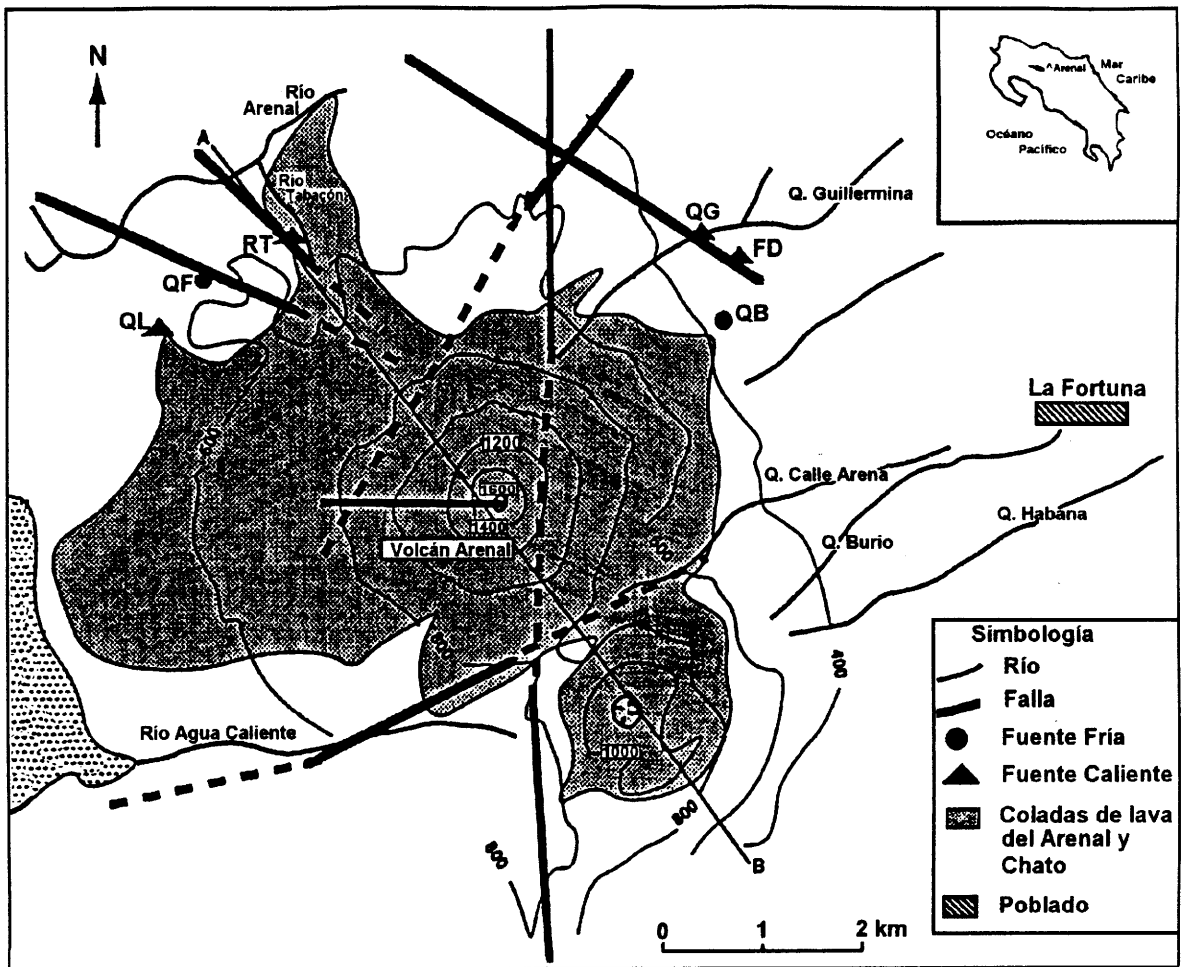


Figura 1: Mapa geoestructural simplificado del volcán Arenal y sus fuentes calientes y frías.

El volcán tiene cuatro manantiales de alta temperatura (entre 37-61 °C) en sus faldas NNW-NW y NNE-NE: Río Tabacón (RT); Quebrada Lava (QL); Fuente Doris (FD) y Quebrada Guillermina (QG); Fig. 1 y Tabla 1). Al menos uno de ellos, el Río Tabacón, mostró un incremento en su temperatura y descarga, varios meses antes de la erupción del 29 de julio de 1968 (Alvarado & Barquero, 1987). Otras fuentes que se han muestreado son manantiales fríos, tales como la Quebrada Fría (QF) y la Bambú (QB). Sin embargo, el impacto del presente ciclo eruptivo en el sistema de aguas subterráneas, no ha sido estudiado en detalle, y sólo pocos estudios se han

enfocado sobre la descarga de los manantiales calientes en las faldas del volcán (v.gr.: Bigot & Barquero, 1986, Marini *et al.*, 1990).

Durante los últimos años, se ha llevado a cabo periódicamente una gran cantidad de análisis químicos de las aguas de estos manantiales, que han provisto una importantísima base de datos para el estudio de las variaciones espaciales y transitorias de la composición química y la temperatura de descarga que ocurren en estas fuentes. El propósito de este estudio es el de entender los procesos que generan las aguas termales en el volcán Arenal, y su posible relación con la actividad del

volcán. El estudio se enfoca en dos partes. La primera en la química de las aguas termales descargadas, con el propósito de entender y caracterizar el tipo de fuente y la relación de su localización con el entorno geoestructural del volcán. La segunda contempla el comportamiento transitorio de la composición y la temperatura, cuyas

variaciones son interpretadas considerando los diferentes procesos físicos que ocurren dentro y fuera del volcán y su entorno. Los primeros resultados de la presente investigación fueron dados a conocer en los trabajos de López *et al.* (1995) y Soto *et al.* (1996).

Marco geológico del volcán sus fuentes termales

El volcán Arenal se localiza en un punto de intersección de varias fallas holocenas activas ([3000 años), con orientaciones predominantes N-S, NW-SE y WNW-ESE (Fig. 1). Los manantiales del volcán se localizan preferencialmente en la intersección de los planos de falla con la superficie (RT, FD, QG y QF) o cerca del contacto litológico entre depósitos piroclásticos antiguos y lavas más recientes (QL y QB). Los manantiales calientes se sitúan en la región del volcán que parece más densamente fallada, lo que sugiere un flujo subterráneo preferencial a lo largo de las fallas.

El edificio volcánico está conformado por una armazón de lavas que predomina en su parte oriental, y depósitos piroclásticos y epiclásticos interdigitados con aquéllas, que

predominan en su parte occidental, y que son de relativa baja permeabilidad. La permeabilidad primaria de las lavas es baja, pero debido a su estructura en bloques, la permeabilidad intersticial permite una alta infiltración y circulación de agua. Adicionalmente, la permeabilidad vertical a lo largo de las fallas que intersecan al volcán, puede ser bastante alta, como lo sugiere la localización de las fuentes termales. La precipitación pluvial anual en el volcán es alta, y frecuentemente excede los 5 m por año. La alta pluviosidad y la cobertura rocosa altamente permeable del volcán, favorecen varios procesos: la infiltración del agua y el transporte advectivo de calor y especies químicas dentro del edificio volcánico.

Geoquímica de las aguas

Métodos de muestreo y analíticos

Las seis fuentes mencionadas se han muestreado desde 1985 para caracterizarlas químicamente. Desde 1989 se iniciaron muestreos periódicos separados en promedio cada tres meses (cuatro muestreos por año) para comparar los cambios transitorios durante el año y debido a la actividad volcánica. Los datos usados en este

trabajo cubren el período desde octubre de 1989 hasta junio de 1994.

Las muestras se recogen en el campo en botellas de plástico de 500 ml, y se mide el pH en la fuente misma. En el Laboratorio Químico del ICE se mide de nuevo el pH por potenciometría, y las concentraciones de cationes por espectrofotometría de absorción atómica, mientras que las de los aniones, por técnicas volumétricas y de cromatografía

de iones. Muestras recolectadas el 27 de junio de 1990 fueron además analizadas isotópicamente en el laboratorio de Hidrología Isotópica de la OIEA en Viena, Austria. La Tabla 1 muestra un ejemplo de los resultados de un juego de muestra, recolectadas el 24 de junio de 1992, y la composición de los principales cationes (Na, K, Ca y Mg) para soluciones formadas por la disolución de 1 g de roca en 1 kg de agua. Las rocas consideradas son una de la corteza promedio, un basalto promedio y un granito promedio, tal como los reportó Taylor (1964), y la composición de una andesita basáltica promedio del Arenal, calculada con base en los datos recopilados por Chiesa (1991), que serán usados más tarde en este trabajo.

Tipos de aguas

De acuerdo con Giggenbach (1984, 1988), las aguas presentes en los sistemas hidrotermales volcánicos se clasifican con base en su anión

dominante en: sulfatadas, bicarbonatadas y cloruradas. Considerando la composición química de las aguas del volcán Arenal (Fig. 2), se pueden clasificar en dos tipos: aguas bicarbonatadas (QB, QF, FD y QG) y aguas cloruradas (QL y RT). El sulfato no es un anión dominante en ninguna de las aguas del Arenal. De las aguas bicarbonatadas, las dos fuentes frías (QB y QF) tienen muy bajo sulfato, mientras que las calientes (QG y FD) tienen un considerable contenido de sulfatos. La composición de las dos fuentes cloruradas, muestra que RT es más rica en sulfato y más baja en cloruro que QL, siendo esta última la más alta en cloruros. Las aguas de las dos fuentes cloruradas tienen el más alto total de sólidos disueltos (2577 mg/kg en RT y 2103 mg/kg en QL, Tabla 1). Las aguas cloruradas se sitúan en el flanco NNW-NW del volcán, cerca de los flujos lávicos recientes, mientras que las fuentes bicarbonatadas calientes se encuentran en el flanco NNE-NE del volcán.

Tabla 1: Composición química y temperatura de las aguas del volcán Arenal y composición de los principales cationes de las aguas formadas por la disolución de una andesita basáltica promedio del Arenal (A β Ar), un basalto promedio (β P), un granito promedio (GP) y una roca cortical promedio (RCP; ver texto). Concentraciones en mg/kg.

| Fuente | T (°C) | pH | TSD | Na | K | Ca | Mg | Mn | Fe ⁺³ |
|--------------|--------|------|--------|-----------------|-----------------|------------------|-------|------|------------------|
| FD | 37,2 | 6,15 | 898,5 | 93,0 | 19,3 | 57,0 | 46,0 | | |
| RT | 49,6 | 6,11 | 2577,7 | 338,0 | 40,2 | 154,0 | 115,0 | 3,55 | 0,04 |
| QL | 61,1 | 6,45 | 2103,0 | 536,0 | 59,0 | 176,0 | 37,5 | 5,50 | 0,06 |
| QG | 38,2 | 6,18 | 935,6 | 113,0 | 20,0 | 63,5 | 42,5 | | |
| QB | 23,5 | 6,20 | 208,8 | 9,2 | 3,3 | 15,7 | 4,3 | | |
| QF | 28,6 | 6,29 | 1144,5 | 84,0 | 12,3 | 110,0 | 78,3 | 0,06 | |
| RCP | | | | 23600 | 20900 | 41500 | 23300 | | |
| β P | | | | 19400 | 8300 | 67200 | 45000 | | |
| GP | | | | 15800 | 1600 | 27700 | 33400 | | |
| A β Ar | | | | 22400 | 4700 | 66200 | 23900 | | |
| Fuente | Li | Rb | Cl | NO ₃ | SO ₄ | HCO ₃ | F | B | SiO ₂ |
| FD | 0,04 | | 73,5 | 3,53 | 201,0 | 299 | 0,25 | 0,8 | 105 |
| RT | 0,08 | | 508,0 | 5,76 | 883,0 | 399 | 0,94 | 2,0 | 122 |
| QL | 0,03 | 0,09 | 833,0 | | 37,9 | 295 | 1,13 | 2,8 | 119 |
| QG | 0,03 | | 90,6 | 4,22 | 251,0 | 254 | 0,37 | 1,0 | 95,4 |
| QB | | | 4,3 | 0,64 | 1,7 | 95,8 | 0,06 | 0,0 | 73,9 |
| QF | | | 251,0 | 1,18 | 49,5 | 466 | 0,15 | 0,7 | 91,3 |

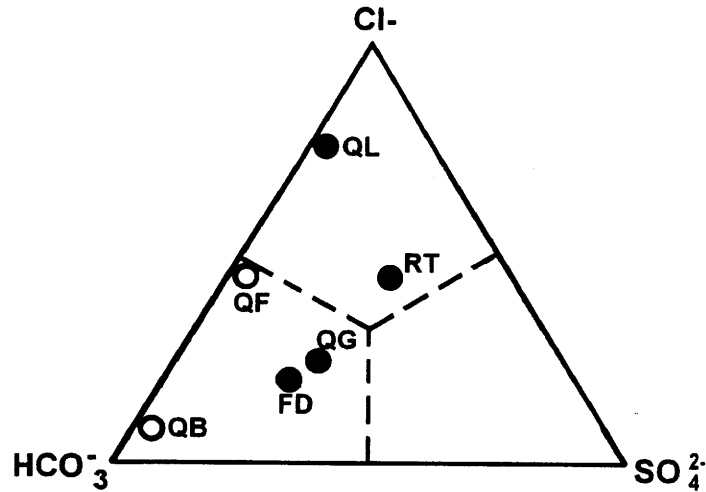


Figura 2: Diagrama triangular de cloruros, sulfatos y bicarbonatos, que muestra la composición de las fuentes frías (círculos abiertos) y calientes (círculos rellenos) del volcán Arenal. Concentraciones en mol/kg.

La Figura 3 muestra la ubicación del contenido de B contra el de Cl para las aguas del Arenal. En este diagrama se puede identificar una bien definida línea de mezcla para las cuatro fuentes termales. Las dos fuentes frías caen fuera de la línea y son más bajas en B con respecto a la línea de mezcla. Otros diagramas composicionales muestran un comportamiento lineal similar (v.gr., F vs.

Cl, Na vs. Cl, y Ca vs. F). Tal tendencia en los diagramas composicionales sugiere que los dos miembros terminales pueden ser bien identificados en las aguas de las fuentes termales del Arenal: uno es el de altos Cl y B de QL y el otro es el de bajos Cl y B de FD y QG. Las aguas de RT parecen ser el producto de la mezcla entre las dos aguas mencionadas.

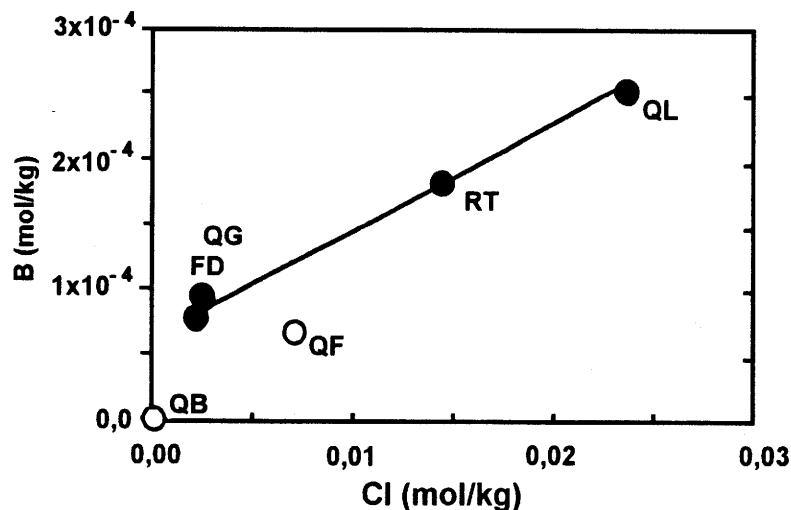


Figura 3: Diagrama de B contra Cl para las aguas de las fuentes del volcán Arenal.

La relación entre la composición química de las aguas del volcán Arenal y la composición química de las rocas que forman el edificio volcánico es otro tópico importante por investigar. Usamos la propuesta de López & Williams (1993) para determinar si la composición de las aguas del volcán Arenal reflejan la interacción del agua con las rocas bajo potasio del volcán. En la Figura 4, un gramo de una andesita basáltica promedio del Arenal se asume que ha sido disuelta por aguas de diferente pH para producir las líneas presentadas en los diagramas. Los puntos son trasladados a lo largo de la línea si la masa de roca o el pH del agua reactiva cambian. En tanto la composición de la roca es la misma, la composición del agua se ubica en la misma línea recta. Se construyeron líneas similares para el

basalto promedio, el granito promedio y la roca cortical promedio (Taylor, 1964). El bajo contenido de K de las rocas del Arenal es evidente en la Figura 4 a para K y Na. En dicha figura se puede observar que las aguas termales se sitúan en las líneas de las andesitas basálticas del Arenal. El agua fría de QB (la cual es la que tiene el más bajo total de sólidos disueltos y temperatura) se sitúa fuera de la línea de las rocas del Arenal, lo que sugiere una baja interacción entre esta agua y las rocas del volcán. Las fuentes termales y la fuente fría de QF parece haber interactuado con las rocas durante un tiempo mayor. Éstas muestran una composición química consistente con la composición de las rocas volcánicas del Arenal.

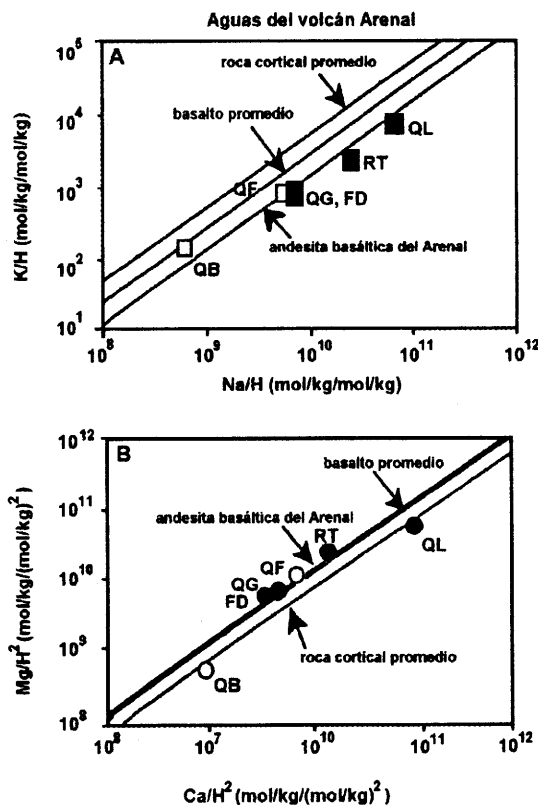


Figura 4: Diagrama con la composición de las aguas formadas por la disolución de un basalto promedio, un granito promedio, una roca cortical promedio y una andesita basáltica promedio del Arenal en aguas de diferente pH. La composición de las aguas termales del Arenal caen en la línea de disolución de la andesita basáltica promedio del Arenal.

Composición isotópica

Se determinaron las proporciones de los isótopos de oxígeno e hidrógeno en las aguas del volcán Arenal. Los

valores se reportan relativos al Estándar de Agua Oceánica Media (conocido como SMOW, por su acrónimo en inglés), y dado por la expresión:

$$\delta = (R_{\text{muestra}}/R_{\text{estándar}} - 1) \times 1000 \text{ y } R = D/H \text{ ó } {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$$

Los valores de δD y $\delta^{18}O$ de las aguas del volcán Arenal se muestran en la Tabla 2 y están indicados en la Figura 5. La localización de la línea del agua meteórica de Craig (1961) se muestra en la misma figura ($\delta D = \delta^{18}O + 10$), así como la posición del "agua andesítica" tal y como la reportó Giggenbach (1992). Exclusivamente, con base en la

composición isotópica, las aguas descargadas en las fuentes termales del Arenal, pueden asumirse como derivadas de un agua clorurada de composición isotópica dada por RT, cuya agua posee la más alta salinidad en el Arenal (ver Tabla 1), mezclada con diferentes proporciones de agua meteórica.

Tabla 2: Composiciones isotópicas de las aguas de manantiales del Arenal.

| Fuente | δD | $\delta^{18}O$ |
|----------------|------------|----------------|
| Quebrada Bambú | -27,1 | -4,92 |
| Fuente Doris | -27,1 | -4,70 |
| Río Tabacón | -20,0 | -2,62 |
| Quebrada Fria | -27,3 | -4,51 |
| Quebrada Lava | -22,4 | -3,72 |

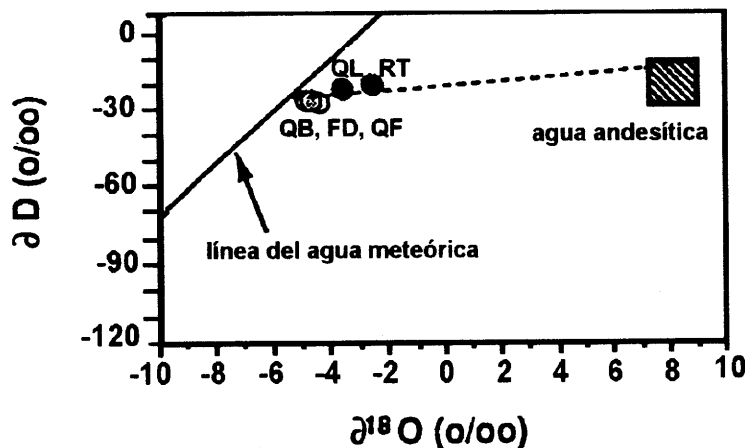


Figura 5: Diagrama de δD contra $\delta^{18}O$ que muestra la posición de la línea de agua meteórica (Craig, 1961), el agua andesítica (Giggenbach, 1992) y la composición isotópica de las aguas de las fuentes del Arenal.

La línea de mezcla de las aguas del Arenal en la Figura 5, interseca la región de las "aguas andesíticas", lo que sugiere que aquellas aguas tienen un componente de éstas. De acuerdo con

$$X_a = (\delta_g - \delta_m) / (\delta_a - \delta^m),$$

De dicha fórmula se desprende que δ_a es la composición isotópica del "agua andesítica", δ_g es la composición isotópica del agua geotérmica y δ_m es la composición isotópica de la recarga meteórica local. Aplicando esta ecuación, las aguas de RT, QL y FD contienen aproximadamente 20, 10 y 2% de "agua andesítica", respectivamente.

Giggenbach (1992), la fracción posible de "agua andesítica" X_a contribuyente a la formación de las aguas termales, puede encontrarse usando la ecuación:

Geotermometría

Usando el geotermómetro Na-K-Ca (Fournier & Truesdell, 1973), se obtienen temperaturas similares para las aguas profundas de FD y QG, de 98 y 99°C, respectivamente. El mismo geotermómetro da 186 y 183°C para QL y RT.

Variaciones temporales de temperatura y composición química de las fuentes termales

La periodicidad del muestreo y análisis químico de las fuentes del Arenal durante los últimos cinco años, permite la observación de las variaciones en la temperatura y la composición química del tiempo. La Figura 6 muestra la temperatura, y las concentraciones de

sulfatos y cloruros, y la razón de concentración sulfatos/cloruros contra el tiempo para las cuatro fuentes termales del Arenal durante el período octubre de 1994. El tiempo cero en estas figuras es de 1° de enero de 1989.

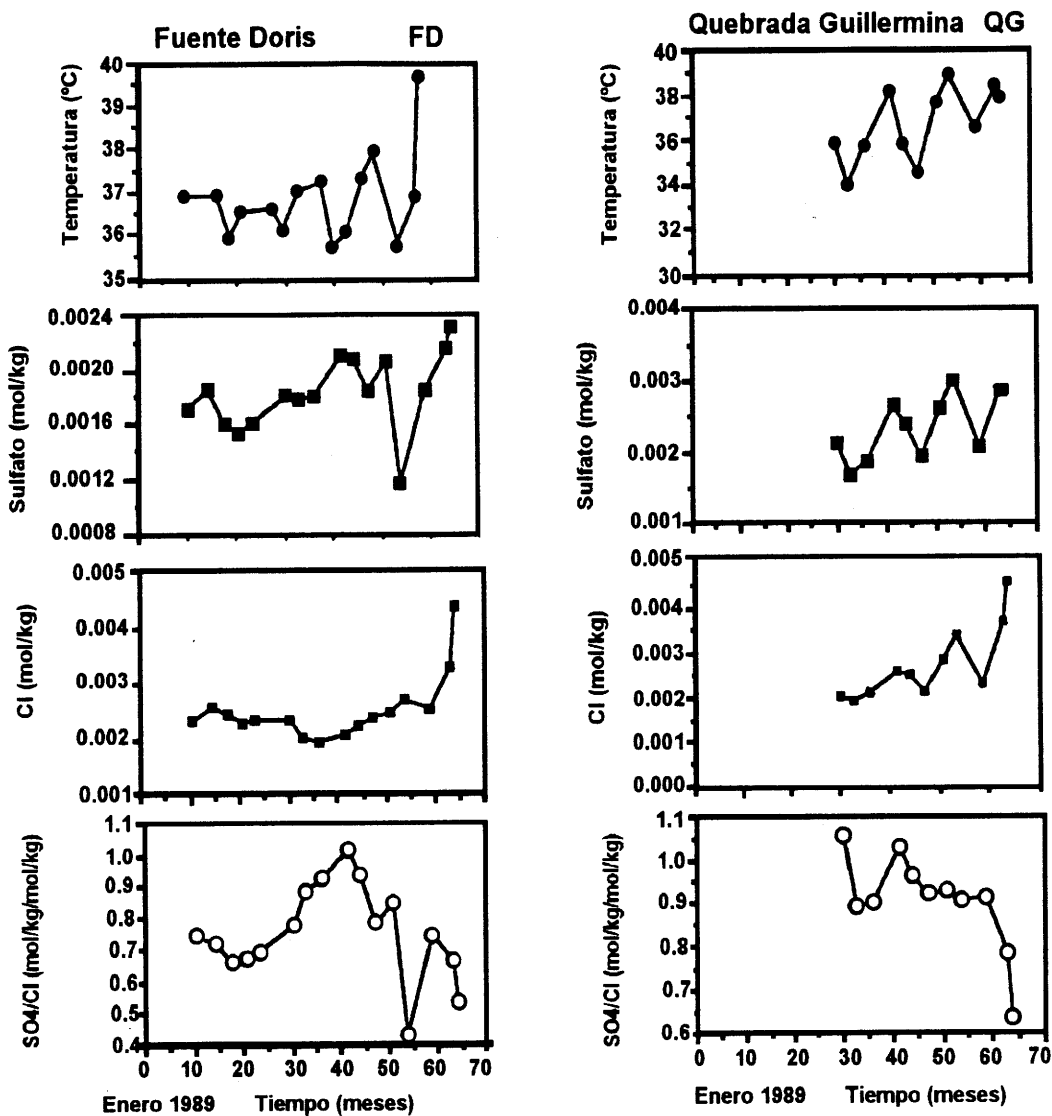


Figura 6: Variaciones temporales de la temperatura, cloruros, sulfatos y la razón sulfatos/cloruros de las aguas termales del volcán Arenal.

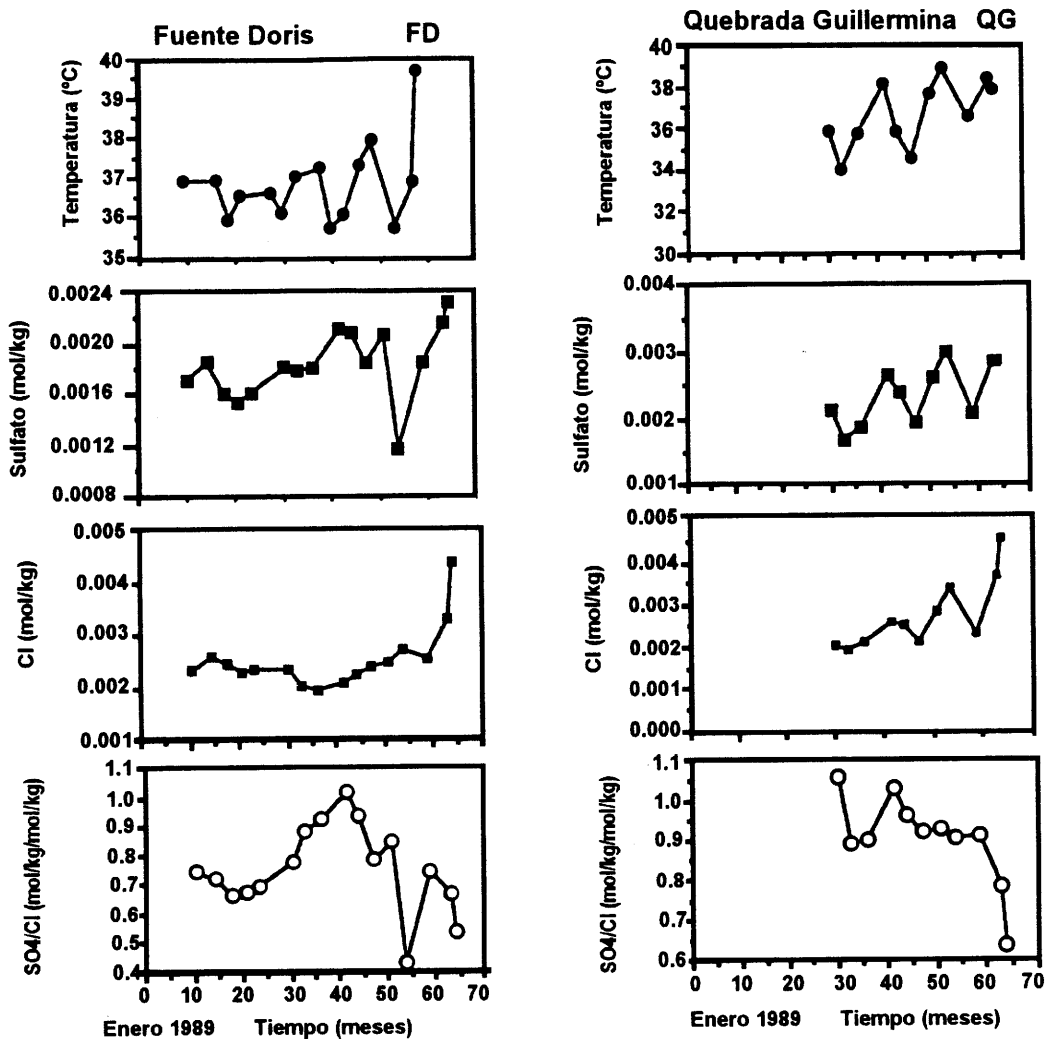


Figura 6 (continuación).

Se seleccionaron sulfatos y cloruros porque probablemente son producidos por la incorporación de gases magmáticos ricos en HCL y SO₂ al sistema de aguas subterráneas (Giggenbach, 1984). Sturchio & Williams (1990) observaron un incremento del cloruro y sulfato en las aguas de las fuentes termales ácidas cloruro-sulfatadas del volcán Nevado del Ruiz después de la erupción de 1985. Un incremento en la razón sulfato/cloruro ha sido correlacionado con el incremento de la actividad magmática de los volcanes

de Kamchatka (Menyailov, 1975). La descarga preferencial de dióxido de azufre con respecto a cloruro de hidrógeno del magma en ascenso, ha sido propuesta como una explicación para el incremento de las razones sulfato/cloruro. Las oscilaciones se observan en las composiciones mostradas en la Figura 6. Estas oscilaciones pueden ser atribuidas a errores experimentales o la incertidumbre de los datos. Pero además, ciertos patrones pueden observarse en algunos de los diagramas. Las variaciones en la

temperatura y la concentración de sulfatos parece correlacionable en las cuatro fuentes termales. Muchos de los máximos y mínimos suceden al mismo tiempo en ambos parámetros, especialmente en la segunda mitad del período de observación. Algunos de los máximos y mínimos en la concentración de cloruros y en la razón sulfatos/cloruros parece bien correlacionada con las variaciones en temperatura y sulfatos, especialmente para QL y RT (Fig. 6). Las relaciones sulfatos/cloruros de las fuentes bicarbonatadas FD y QG no muestran una clara correlación con las variaciones de temperatura y sulfatos. Los errores experimentales no pueden explicar estas variaciones porque es muy improbable que puedan producir la misma dupla tanto en las determinaciones químicas de laboratorio como en las mediciones de temperatura *in situ*. La frecuencia de los datos es todavía baja para permitir una clara definición de las posibles correlaciones en algunas porciones de los diagramas, especialmente cuando el tiempo transcurrido entre dos mediciones es relativamente largo. Sin embargo, en un amplio sentido, las altas concentraciones

en sulfatos y cloruros parecen tener una correspondencia directa con la temperatura.

Se pueden examinar dos posibilidades con el fin de explicar las variaciones en la composición química y temperatura de las fuentes del Arenal: la actividad volcánica y las variaciones anuales de la pluviosidad. Un incremento en la actividad volcánica podría suplir más calor al sistema hidrotermal y la temperatura de las fuentes podría incrementarse. Las concentraciones de los sulfatos y cloruros pueden incrementarse en los manantiales si los gases despedidos del cuerpo magmático pueden viajar lo suficientemente rápido a través del sistema, tal cual fue sugerido por Sano *et al.* (1990) basado en la determinación de helio magmático y las fuentes termales del Nevado del Ruiz en Colombia. Por otra parte, un incremento en el agua infiltrada en la región cercana a las fuentes puede reducir su temperatura y diluir las aguas, produciendo concentraciones más bajas de cloruros y sulfatos. Un decremento del agua infiltrada, a su vez, produciría el efecto contrario.

Actividad volcánica, temperatura y composición de las fuentes

La Figura 7 muestra la cantidad de lluvia caída en la estación Jilguero, ubicada en la base SW del cono volcánico (625 m s.n.m.) y la temperatura de las fuentes QL y RT contra el tiempo. Los mínimos en la temperatura de las fuentes suceden al mismo tiempo que el máximo de la lluvia. En algunos casos, los máximos en la temperatura se observan cuando la lluvia está en sus

mínimos. La frecuencia de las mediciones de temperatura es baja para permitir una correlación con picos individuales, aunque una correlación entre los máximos de largo período de la lluvia caída y los mínimos en la temperatura se pueden inferir bien de esta figura, ligeramente corridos en el tiempo.

Pluviosidad, sismicidad y mareas terrestres en el Arenal

Las Figuras 7 y 8 muestran que las variaciones estacionales de la lluvia, así como la actividad volcánica podrían estar produciendo las variaciones en la temperatura y composición química

observadas en las fuentes del Arenal. Basados en estas dos figuras solamente, no es posible diferenciar cuál efecto es dominante en producir las variaciones observadas. Este rompecabezas podría

ser explicado considerando otro proceso terrestre que puede producir variaciones en la sismicidad volcánica, el cual tenga una frecuencia similar a la de las variaciones estacionales de la lluvia. Un proceso que puede estar relacionado con este comportamiento es el de las mareas terrestres. Este proceso es rítmico, que alterna ascensos y descensos de la superficie terrestre resultantes de la atracción gravitacional de la luna y, en menor grado, del sol. Varios autores han observado una relación entre las mareas terrestres y la actividad en otros volcanes del mundo como el Kilauea en Hawái (Connor *et al.*, 1988; Rydelek *et al.*, 1988) y en el Pavlof en Alaska (McNutt & Beavan, 1981), e incluso en el Arenal, donde Leandro & Alvarado (1988) observaron que entre enero y junio de 1987 la cantidad de sismos se incrementó en número hacia los períodos de máximas mareas gravimétricas quincenales.

Las mareas terrestres para las coordenadas del Arenal fueron calculadas durante el período bajo consideración y están ploteadas junto a la pluviosidad mensual en función del tiempo en la Figura 9a. La lluvia caída

presenta períodos de oscilación cortos y largos. Las oscilaciones de períodos largos se relacionan con las mareas terrestres, con los máximos mensuales de lluvia coincidentes en el tiempo cuando la marea terrestre es más baja y viceversa.

La Figura 9b muestra las mareas terrestres y el promedio diario mensual de sismos registrados en Arenal, ambos en función del tiempo. Se observa una muy buena correlación entre estos dos parámetros. Los máximos y mínimos de ambos ocurren en tiempos similares en muchas porciones del diagrama. La comparación aquí no está en términos de la magnitud de la marea terrestre y la sismicidad, sino en el momento de ocurrencia de los mínimos y máximos en ambas curvas. La atracción gravitacional parece importante como definidor de las variaciones de la sismicidad en el volcán, en donde la más fuerte atracción gravitacional produce un incremento en la cantidad de sismos y, probablemente en la salida de un flujo mayor de gases magmáticos que invaden el sistema de aguas subterráneas.

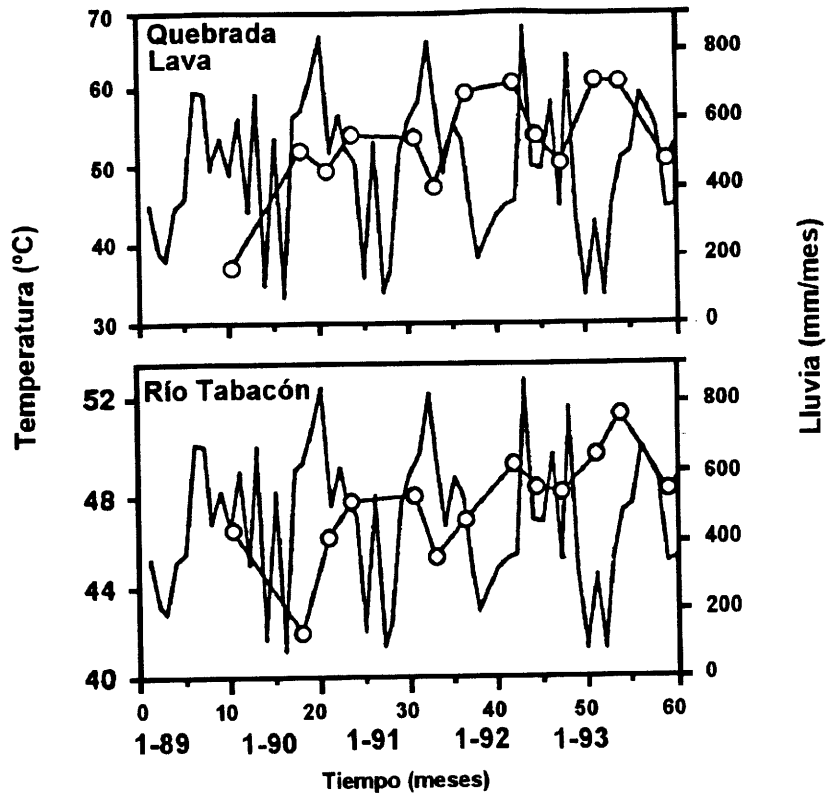


Figura 7: Pluviosidad mensual y temperatura de QL y RT en función del tiempo.

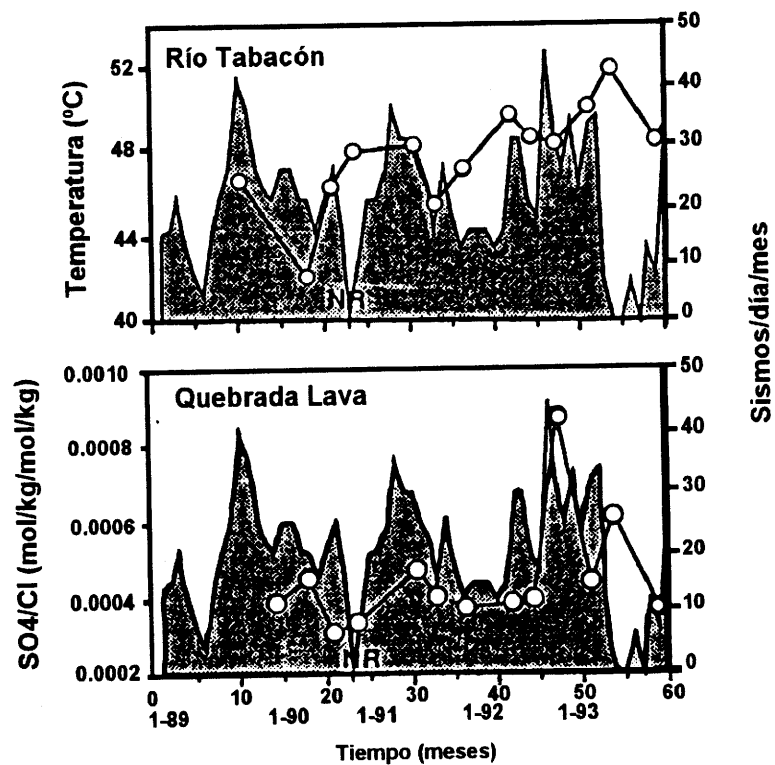


Figura 8: Sismicidad y temperatura en función del tiempo para la fuente RT y razón sulfatos/cloruros y sismicidad en función del tiempo para la fuente QL.

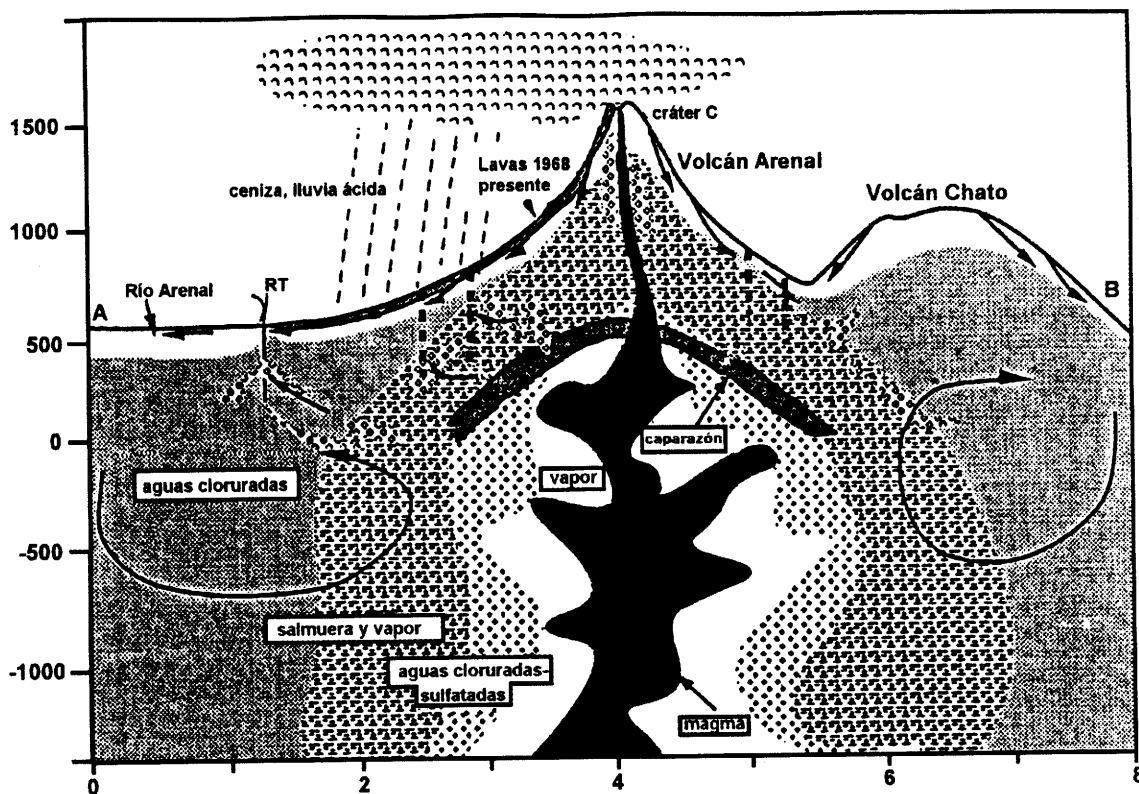


Figura 10: Modelo hidrogeoquímico del Arenal que muestra las dos posibles fuentes de calor y especies químicas para las fuentes termales, los diferentes ambientes geoquímicos de las aguas del volcán y la circulación de agua dentro del edificio volcánico. Las flechas representan los diferentes caminos del agua. Las celdas de circulación convectiva se forman en la parte interna del sistema.

La otra posibilidad del origen de las fuentes termales es que se formen por la infiltración de aguas meteóricas dentro de las lavas calientes recientes. Esta agua podría interactuar con las tefras en la superficie del volcán y además tener una contribución de agua magmática desde el sistema volcánico (Fig. 10). El calor y las especies químicas pueden ser transferidas por el agua infiltrada a través de las lavas hasta los puntos de descarga. En este caso, también serían explicables las composiciones isotópicas de D y ^{18}O , que tienen un componente magmático.

No es posible con los datos disponibles, distinguir cuál proceso es más viable de dar las aguas resultantes

en las fuentes termales del Arenal o, en el caso de que ambos mecanismos actúan, cuál es dominante. El hecho de que RT mostró un incremento en su temperatura previo a la erupción de 1968, sugiere que al menos esta fuente recibe algún aporte magmático de una fuente interna.

Por otra parte, las correlaciones entre la temperatura de descarga de las fuentes, su composición química, la sismicidad, la pluviosidad y las mareas terrestres, sugiere que las variaciones en la atracción gravitacional en el Arenal, están disparando una mayor sismicidad. Asimismo, la sismicidad sería causa o efecto de la desgasificación interna del volcán, hacia el sistema de agua

subterránea o en forma eruptiva. El incremento en la descarga de energía y masa del cuerpo magmático podría afectar el sistema de aguas subterráneas e incrementar la temperatura de los manantiales, así como la concentración los sulfatos y cloruros. Si la infiltración del agua meteórica es la principal causa de este incremento, debe ocurrir cerca de las fuentes, debido a la rápida respuesta del sistema. Las velocidades del flujo subterráneo de agua son relativamente bajas aun en sistemas altamente permeables. Si la fuente interna es la principal causa del incremento de la temperatura y salinidad, las burbujas de gas viajantes a través del sistema hidrotermal deberían estar transfiriendo masa y energía antes que el agua líquida. Las velocidades del flujo subterráneo son bajas, de modo que no explican la rápida respuesta del sistema. Sólo una fase gaseosa puede movilizarse lo suficientemente rápido para explicar la rápida respuesta de las aguas descargadas a la actividad sísmica, en caso de que la fuente interna es más importante.

La alta pluviosidad en el volcán Arenal tiene importantes implicaciones para transferencia de calor y especies químicas en este sistema. Trabajos

recientes (Forster & Smith, 1989; López & Smith, 1995) han mostrado que la infiltración y el movimiento de aguas transfiere calor de macizos montañosos hacia los valles donde se descargan fuentes termales. La cantidad de calor transferido y la temperatura de las fuentes depende de la permeabilidad de la estructura y los flujos de agua que pasan a través del sistema. Para permeabilidades moderadas, la temperatura de las fuentes se incrementa con el aumento de la permeabilidad del sistema montañoso. Sin embargo, si la permeabilidad y los flujos de agua son demasiado altos, la temperatura de las fuentes decrece porque agua en exceso se encuentra transfiriendo calor de las montañas a los valles. La dilución de las especies químicas puede estar ocurriendo de manera similar a la "dilución" de la temperatura. En el Arenal, la alta pluviosidad podría estar produciendo un efecto similar, que consistirá en el enfriado del edificio volcánico y en transferir calor de la montaña a los valles. Debido a que la pluviosidad es muy alta, la temperatura de las fuentes es moderada (37 – 61°C) aun cuando el volcán está erupcionando y descargando altos flujos de energía continua y activamente.

Conclusiones

1. Las aguas termales del volcán Arenal (QG, FD, RT y QL) y las fuentes frías (QF y QB) se descargan cerca de las trazas de falla y contactos litológicos, lo que sugiere que la estructura de la permeabilidad de este sistema es predominantemente una vertical a lo largo de las fallas y horizontal a lo largo de los contactos litológicos.
2. De acuerdo con su composición química, las aguas termales del Arenal se pueden clasificar en aguas cloruradas (RT y QL) y aguas bicarbonatadas (FD y QG). Las composiciones catiónicas de las aguas reflejan la interacción de esta agua con las rocas pobres en potasio del Arenal.
3. Los isótopos de hidrógeno y oxígeno sugieren una contribución de agua magmática a las fuentes del Arenal, variando desde un 2% en FD hasta un 20% en RT.
4. Dos fuentes de calor y especies químicas podrían estar generando las

aguas termales del Arenal. Una es externa, representada por los recientes flujos de lava, tefras y la pluma volcánica, que contribuyen con calor y especies químicas al agua de lluvia infiltrada. La otra fuente es el cuerpo magmático que descarga calor y gases al sistema de agua subterránea. La relativa importancia de estos dos procesos no puede ser evaluada con los datos disponibles a la fecha, en tanto que para ambos casos, agua magmática debería estar presente en la descarga de las fuentes, como se ha demostrado.

5. La atracción gravitacional sobre la superficie del volcán parece ser un disparador de la actividad sísmica del volcán. Al mismo tiempo, las mareas terrestres se correlacionan con las

variaciones mensuales de lluvia, a la química y a la temperatura de descarga de las fuentes en las faldas del Arenal.

6. El comportamiento transitorio de la composición química y la temperatura de las fuentes del Arenal es importante de conocerse bastante a través de un frecuente monitoreo, como en otros volcanes del mundo, para llegar a entender cómo funciona el sistema. La interpretación de cualquier cambio en las razones sulfatos/cloruros y temperatura de las fuentes relacionados con la actividad magmática del volcán debe considerar las variaciones anuales y la historia previa de la composición y temperatura de las fuentes termales.

Agradecimientos: A Francisco Arias por su eficiente ayuda en el trabajo de campo; a Rafael Barquero, Luis A. Madrigal e Ileana Boschini (ICE) por el procesamiento y discusión de varios datos sísmológicos y afines; a Sandra Arredondo (SENARA) por facilitar la información de los análisis isotópicos de las aguas; al personal del Laboratorio Químico del ICE por su invaluable ayuda en el análisis químico de las muestras; a la Oficina de Hidrometeorología del ICE por proveer muy amablemente los datos de pluviosidad.

Referencias

Alvarado, G.E. & Barquero, R., 1987. Las señales sísmicas del volcán Arenal (Costa Rica) y su relación con las fases eruptivas (1968-1986). *Ciencia y Tecnología*, II (1): 19-35; San José.

Bigot, S. & Barquero, J., 1986. Estudio hidrogeoquímico del volcán Arenal, contribución a la actividad eruptiva. *Bol. de Vulcanología*, 17:7-14, OVSICORI-UNA, Heredia, Costa Rica.

Borgia, A. Poore, C., Carr, M.J. Melson, W.G. & Alvarado, G.E., 1988. Structural, stratigraphic, and petrologic aspects of the Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica: Evolution of a young stratovolcanic complex. *Bull. Volcanol.*, 50: 86-105.

Chiesa, S., 1991. Compilación de los análisis químicos de las rocas volcánicas de los volcanes Chato y Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 4 (7): 5-22.

Connor, C.B., Stoiber, R. & Malinconico Jr., L.L. 1988. Variations in sulfur dioxide emissions related to earth tides, Halemaumau crater, Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 93: 14867-14871.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133 (3465): 1702-1703.

Forster, C.B. & Smith, L., 1989. The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrains: A model study. *J. Geophys. Res.*, 94:999-1010.

Fournier, R.O. & Smith, L., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37:1255-1275.

Giggenbach, W.F. 1984. Mass transfer in hydrothermal alteration systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48:2693-2711.

Giggenbach, W.G., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52:2749-2765.

Giggenbach, W.F., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and the origin of "andesitic waters". *Earth Planet. Sci. Lett.*

Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B. & Whitney, J.A., 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Rev. Econ. Geol.*, 1:xii + 267 pp.

Leandro, C.E. & Alvarado, G.E., 1988. Influencia de las mareas lunisulares sobre el comportamiento del volcán Arenal, Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1(2):44-56.

López, D.L. & Williams, S.N., 1993. Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science*, 260:1794-1796.

López, D.L. & Smith, J., 1995. Fluid flow in fault zones: Analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow. *Water Resour. Res.*, 31:1489-1503.

López, D.L., Soto, G.J., Alvarado, G.E., Barquero, R., Boschini, I, Fernández, J. F., Arias J. & Madrigal, L.A., 1994. The Hydrothermal Waters of Arenal Volcano, Costa Rica. *GSA 1994 Annual Meeting, Seattle, 24-27 October, 1994.*

Marini, L., Gujdi, M., M., Fernández, J.F. & Barquero, R., 1990. Análisis geoquímico de las fuentes termales y frías del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 3(6):9-27.

McNutt, S.R. & Beavan, R.J., 1981. Volcanic earthquakes at Pavlof volcano correlated with the solid earth tide. *Nature*, 294:615-618.

Menyailov, I.A., 1975. Prediction of eruptions using changes in composition of volcanic gases. *Bull. Volcanol.*, 39:112-125.

Rydelek, P.A., Davis, P.M. & Koyanagi, R.Y., 1988. Tidal triggering of earthquake swarms at Kilawea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 93:4401-4411.

Sano, Y., Wakita, H. & Williams, S.N., 1990. Helium isotope anomaly in Nevado del Ruiz volcano, Colombia: Implications for the volcanic hydrothermal system. In: S.N. Williams (Ed.): *Nevado del Ruiz volcano, Colombia. II. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 42:41-52.

Soto, G.J., López, D.L., Fernández, J.F. & Alvarado, G.E., 1995. Caracterización geoquímica de las aguas termales del Arenal (Costa Rica) dentro de su marco geovolcanológico. V Congreso Nacional de Recursos Hídricos, Memoria Técnica: p.40-50; artículo completo en diskette.

Sturchio, N.C. & Williams, S.N., 1990. Variations in chemistry of acid-sulfate-chloride springs at Nevado del Ruiz volcano, Colombia: November 1985 through December 1988. In: S.N. Williams (Ed.): Nevado del Ruiz volcano, Colombia, II. J. Volcanol. Geotherm. Res., 42:203-210.

Sturchio, N.C. Williams, S.N., García, P.N. & Lodoño, C.A., 1988. The hydrothermal system of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. Bull. Volcanol., 50:399-412.

Taylor, S.R., 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. Geochim. Cosmochim. Acta, 28:1273-1285.

SINOPSIS DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN ARENAL DURANTE LOS AÑOS 1998 Y 1999

SYNOPSIS OF THE ARENAL VOLCANO ACTIVITY DURING 1998 AND 1999

Ivonne Arroyo, Rafael Barquero, Luis Madrigal & Francisco Arias

Área de Amenazas y Auscultación Sismovolcánicas, ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica.

Arroyo, I., Barquero, R., Madrigal, L. & Arias F., 1999. Sinopsis de la actividad del volcán Arenal durante los años 1998 y 1999. Boletín OSIVAM, 11 (21-22): 22-31, 1998; San José.

Introducción

Durante 1998 y 1999 se archivaron las formas de onda de 1240 temores y 1369 eventos explosivos (tipo E) del volcán Arenal, registrados por la red digital del OSIVAM. Asimismo, esa red detectó un enjambre sísmico entre agosto y octubre de 1999 (¿eventos volcanotectónicos de alta frecuencia?).

No se dispone de información entre los días 15 de abril y 25 de junio de 1999, debido a problemas de carácter técnico y computacional que a la fecha ya han sido superados.

De manera rutinaria, el OSIVAM mantiene y actualiza una base de datos de las amplitudes y frecuencias de los temores volcánicos y de las amplitudes de los eventos tipo E registrados que han cumplido el criterio para ser guardados permanentemente. Debido a limitaciones físicas en relación con la gran actividad sísmica del volcán, se guardan los eventos explosivos detectados por al menos tres estaciones y los temores de mejor calidad. Además, se mantiene un registro continuo de la actividad sismovolcánica en papel termosensible mediante la estación FOR.

Actividad eruptiva observada directamente

A continuación se presenta una síntesis de la actividad del volcán Arenal durante los años 1998 y 1999, recopilada a partir de reportes publicados en el boletín de la Red de Vulcanismo Global (*Global Volcanism Network*) y en observaciones hechas por el personal del OSIVAM y del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI). En resumen, la actividad consistió de erupciones estrombolianas, flujos piroclásticos y emisión de gases, cenizas y coladas de lava desde el cráter activo (C), y de actividad fumarólica ocasional en el cráter D.

Durante diciembre de 1997 continuaron creciendo las coladas iniciadas en setiembre, bajando hasta 1400 m s.n.m., y se observaron algunas plumas del cráter C hasta 1 km de altura sobre él. Los derrames lávicos iniciados a finales de enero de 1998 continuaron descendiendo en febrero hasta 1100 m s.n.m., donde se bifurcaron en varios brazos. También en enero y febrero ocurrieron dos flujos piroclásticos muy pequeños hacia el flanco SE, que alcanzaron 1100 y 900 m s.n.m.

Para abril de 1998 nuevas coladas descendieron por el flanco oeste hasta los 1250 y 1450 m s.n.m., por el flanco NO hasta 1200 m s.n.m. y por el flanco norte hasta 1300 m s.n.m. Asimismo, un pequeño sector de la pared noroccidental del cráter C se derrumbó causando pequeñas avalanchas.

En la tarde del 5 de mayo de 1998 una serie de flujos piroclásticos de bloques y cenizas descendieron del cráter unos 2 km a una velocidad de ~60 km/h por el valle del río Tabacón, deteniéndose 1600 m antes del centro turístico del mismo nombre. La nube de cenizas acompañante se precipitó al sur y SO hasta las Juntas de Abangares (35 km al SO). Para los detalles al respecto véanse Alvarado *et al.* (1998) y el boletín *Global Volcanism Network* (vol.23, núm.4, abril 1998). Después de los flujos piroclásticos, algunas coladas de lava descendieron por los canales abiertos por los primeros, rellenándolos, hasta una altura de 800 m s.n.m.

Un flujo de lava comenzó a bajar a mediados de junio de 1998 por el flanco NE y alcanzó los 800 m s.n.m. de altura; a 1100 m s.n.m. un brazo se desvió hacia el NO y llegó hasta 850 m s.n.m. En agosto del mismo año un pequeño cono apareció al sur del punto del cráter activo por el que extruían las lavas y durante setiembre alcanzó unos 10 m de altura sobre el cráter. En diciembre de 1998 afloraron nuevos flujos lávicos que descendieron por la falda septentrional hasta alcanzar una altura de 1200 m s.n.m. en febrero de 1999.

Durante febrero, abril y mayo de 1998 se reportó actividad fumarólica en el cráter D, así como algunos episodios de lluvia ácida en febrero hacia los flancos oeste, NO y SE.

En abril de 1999 nace de nuevo un conito en el sector NO del cráter del volcán, que se mantuvo hasta los últimos días de junio. Alcanzó una altura aproximada de 30 m sobre la cúspide del Arenal.

En agosto de 1999 la recolección de cenizas acumuladas ese mes en los diversos puntos alrededor del volcán muestran un nivel mínimo (< 0,5 g/m²) o muy cercano a él. Valga comentar que durante casi todo el año 1999 la cantidad de ceniza arrojada por el volcán se mantuvo en niveles mínimos. Otro pequeño cono se observó a mediados de setiembre de 1999 y se mantuvo hasta octubre.

El martes 26 de octubre de 1999, a las 5:21 p.m. (hora local) se produjo un flujo piroclástico en el volcán Arenal. El mismo fue observado por guardaparques y turistas que se encontraban en la zona, dado que el volcán estaba despejado. El flujo descendió por el flanco occidental del volcán hasta la cota de 900 m s.n.m., aproximadamente. Como resultado, después de que los materiales se estabilizaron se observó un profundo canal de erosión o surco central. A los lados de este canal se formó una acumulación de materiales más finos con un ancho máximo de unos 200 m. Las proporciones de este flujo fueron menores a las que tuvo de mayo de 1998.

En nota del 23 de setiembre de 1999, se había advertido a la Comisión Nacional de Emergencias para que se mantuviera cierto grado de alerta durante los siguientes cuatro meses a partir de ese momento (véase copia de la nota al final de este artículo), en vista de un enjambre sísmico (¿tipo A?) registrado entre agosto y octubre (véanse detalles más adelante).

Como posibles fenómenos premonitores de este flujo piroclástico se citan:

- un incremento en la actividad explosiva en cantidad y energía durante el mes de octubre (iniciando el día 8 de octubre).
- un descenso en el registro de tremores.
- la ocurrencia del enjambre sísmico (¿tipo A?)

Después del flujo piroclástico, la energía de las explosiones y de los tremores disminuyó notoriamente.

Registros de la estación analógica FOR

La estación FOR se localiza 3,7 km al ENE del volcán. En ese sitio se mantiene equipo tanto digital como analógico.

En la Tabla 1 y la Figura 1 se muestran los datos registrados por la estación analógica desde enero de 1998 hasta diciembre de 1999: ~1740 horas tremor y 16 190 explosiones en 287 días de registro. La Tabla 1 incluye el porcentaje de efectividad mensual de la estación (número de días en que hubo registro vs total de días del mes).

Tabla 1: Totales mensuales de registro de tremores y explosiones en la estación analógica FOR. Periodo 1998-1999.

| Mes | Horas tremor | Número eventos E | Horas de Registro | Porcentaje efectividad* |
|--------------|--------------|------------------|-------------------|-------------------------|
| Enero 98 | 3,47 | 192 | 81 | 10,9 |
| Febrero 98 | 11,47 | 275 | 133 | 19,8 |
| Marzo 98 | 83 | 453 | 363 | 48,8 |
| Abril 98 | 111,5 | 420 | 426 | 59,2 |
| Mayo 98 | 106,5 | 427 | 290 | 39,0 |
| Junio 98 | 53,24 | 563 | 197 | 27,4 |
| Julio 98 | 90,08 | 916 | 354 | 47,6 |
| Agosto 98 | 96,75 | 1025 | 441 | 59,3 |
| Setiembre 98 | n.d. | n.d. | n.d. | 0,0 |
| Octubre 98 | 62,5 | 880 | 351 | 47,2 |
| Noviembre 98 | 39,5 | 728 | 266 | 36,9 |
| Diciembre 98 | 3,75 | 69 | 16 | 2,2 |
| Enero 99 | 78,5 | 1374 | 388 | 52,2 |
| Febrero 99 | 129,25 | 1210 | 372 | 55,4 |
| Marzo 99 | 98 | 1064 | 459 | 61,7 |
| Abril 99 | 64,5 | 564 | 416 | 57,8 |
| Mayo 99 | 48,75 | 333 | 148 | 19,9 |
| Junio 99 | 100 | 451 | 246 | 34,2 |
| Julio 99 | 117 | 905 | 445,5 | 59,9 |
| Agosto 99 | 123 | 1128 | 427 | 57,4 |
| Setiembre 99 | 71 | 568 | 278 | 38,6 |
| Octubre 99 | 55 | 402 | 183 | 24,6 |
| Noviembre 99 | 82 | 536 | 215 | 29,9 |
| Diciembre 99 | 111,5 | 1707 | 401 | 53,9 |

(*) Número de días de registro en un mes dividido por número de días del mes

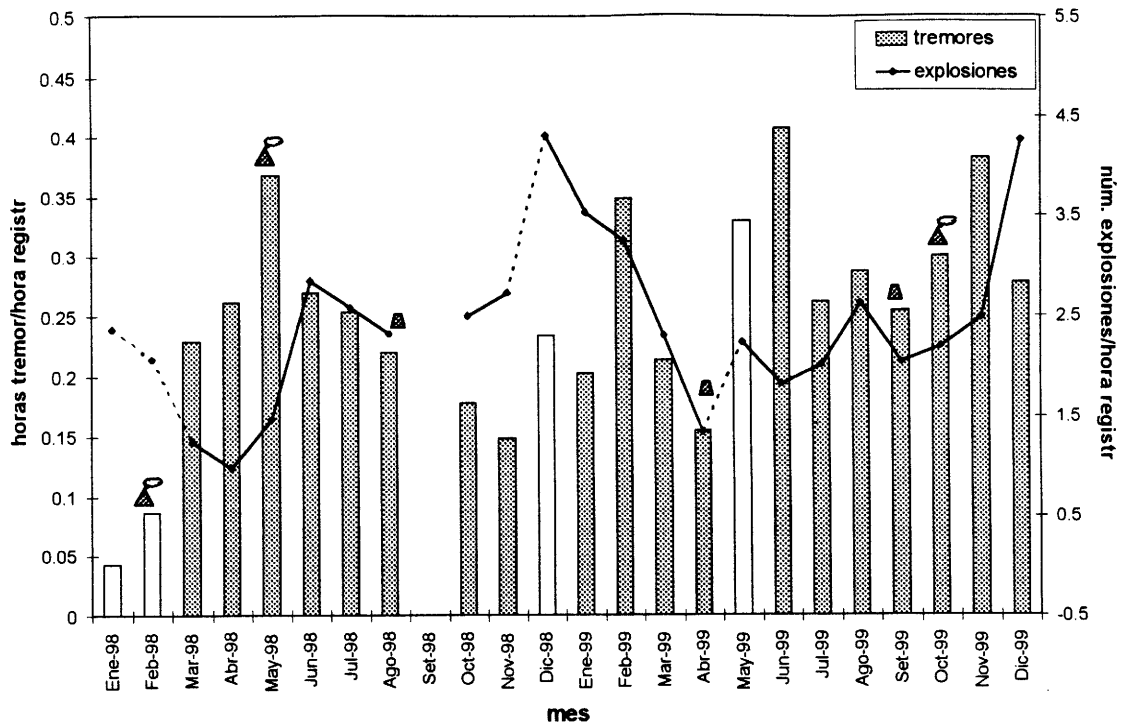


Figura 1: Registros de la estación analógica FOR para 1998 y 1999. Los pequeños volcanes en erupción y los conos indican los meses en que ocurrieron flujos piroclásticos y formación de conos piroclásticos, respectivamente. Las líneas de puntos y las barras blancas se usan para meses en que la estación trabajó durante un 20 % o menos del mes.

En la Figura 1 se indican los meses en que ocurrieron los flujos piroclásticos de 1998 y 1999, así como la formación de los pequeños conos piroclásticos mencionados anteriormente. Se puede observar que, a excepción de los ocurridos en febrero de 1998, los flujos piroclásticos ocurrieron en lapsos en que el promedio mensual del número de explosiones por hora de registro iba en aumento hacia un máximo. En los casos de mayo de 1998 y octubre de 1999, dicho aumento se inició alrededor de un mes antes, pero el pico ocurrió uno o dos meses después de los flujos (junio de 1998 y diciembre de 1999). Por su parte, la formación de los conos piroclásticos coincide con mínimos del promedio mensual del número de explosiones por hora de registro

En el caso de los flujos de febrero de 1998, los registros de la estación FOR no son confiables dados los pocos días de registro que se obtuvieron (ver Tabla 1). Eso mismo ocurrió en enero de 1998, diciembre de 1998 y mayo de 1999.

El promedio mensual de horas de tremor por hora de registro se mantuvo relativamente estable: alrededor de 15 minutos de tremor por hora. Los mínimos de enero y febrero de 1998 parecen deberse al bajísimo porcentaje de efectividad de la estación analógica durante ese periodo (Tabla 1), con lo que el promedio mensual no representa confiablemente la actividad sismovolcánica total de estos meses.

Asimismo, se advierte un ligero repunte en el promedio diario de horas de tremor por hora de registro algunos días después de los flujos. Para el primer flujo ese incremento tuvo lugar durante la segunda mitad del mismo mes de mayo de 1998; para el de octubre de 1999, se inició a principios de noviembre y se mantuvo todo ese mes. Lo anterior podría atribuirse a que el conducto volcánico se limpia después de los flujos, lo que favorece la circulación de magma y por tanto la generación de tremores. Esto se vería reafirmado por el descenso de coladas posteriores al flujo de mayo de 1998, aunque no se cuenta con el dato para el último flujo.

Registros de la red digital

Tremores

Durante el periodo en cuestión (1998-1999), la amplitud promedio de los tremores registrados fue de $1,82 \times 10^{-5}$ m/s y la frecuencia promedio 1,88 Hz. Para los registros de tremores entre enero de 1994 y diciembre de 1997, Soto *et al.* (1998) obtuvieron una amplitud promedio de $3,98 \times 10^{-5}$ m/s y una frecuencia promedio de 1,86 Hz. En la Figura 2 se muestran los promedios mensuales para los tremores analizados.

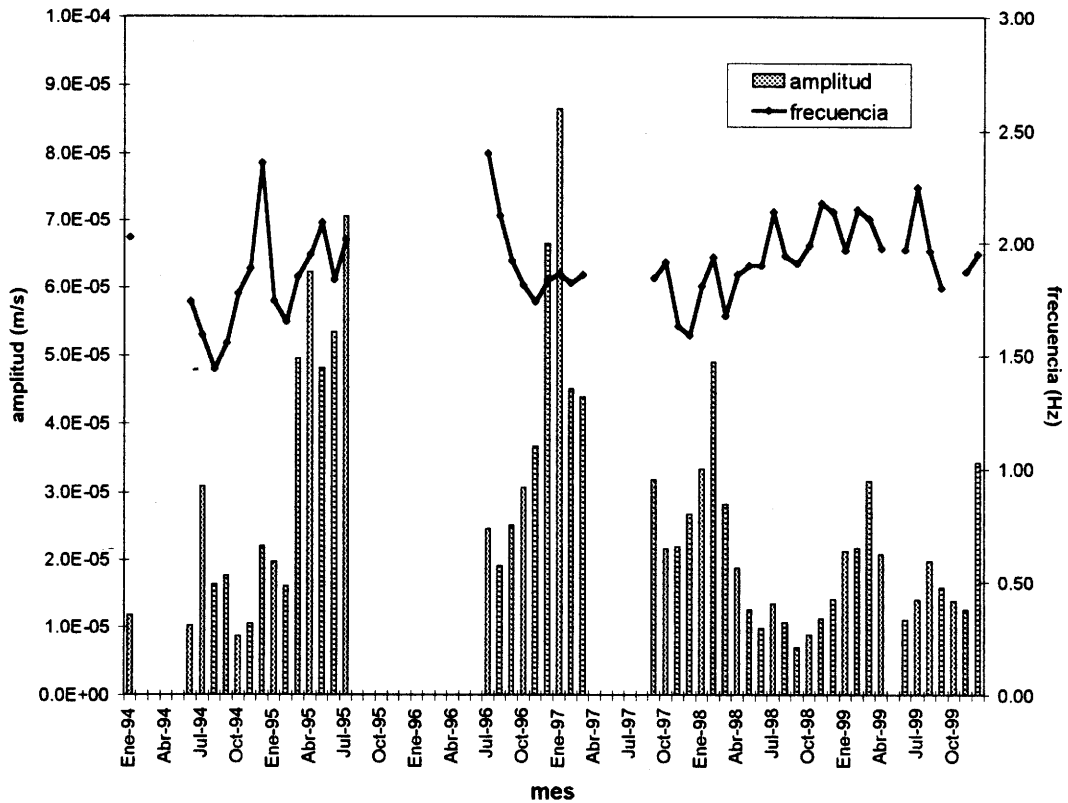


Figura 2: Promedios mensuales de amplitud y frecuencia de los tremores registrados y archivados por la red sismológica digital del OSIVAM-ICE, entre 1994 y 1999.

Para la totalidad del periodo de registro de la red digital (1994-1999), la amplitud promedio de los tremores es de $2,67 \times 10^{-5}$ m/s y la frecuencia promedio, 1,90 Hz.

En la Figura 2 es evidente que a partir de la primera mitad del año 1997 las amplitudes promedio de los tremores han venido disminuyendo. Mientras tanto, la frecuencia promedio no ha mostrado tal fluctuación; no obstante, en la Figura 2 se puede observar que presenta una fluctuación menor en el periodo 1998-1999 que en el precedente (1994-1997) ya analizado por Soto *et al.* (1998).

También se puede extraer, de la Figura 2, que en general existe cierta relación inversa entre la amplitud y la frecuencia promedio de los tremores.

Cabe anotar que estos cálculos incluyen tremores tanto de tipo armónico como espasmódico, aunque estos últimos son bastante escasos. Alvarado *et al.* (1997) describen las diferencias entre ambos tipos de señales, encontrando que la mayor parte de la energía de los tremores espasmódicos se distribuye en el ámbito de 1 a 3,5 Hz y que su espectro no es tan monocromático como el de los tremores armónicos, en cuyo caso la energía se concentra en bandas mucho más angostas. Además, sus orígenes son diferentes: una columna oscilante de magma rico en gases da salida a la lava y genera los tremores armónicos, en tanto que la exsolución de burbujas produce eventos sísmicos que se repiten indefinidamente originando los

tremores espasmódicos (Alvarado *et al.*, 1997; Mora, 1998).

Asimismo, debemos acotar que los promedios de abril, junio, julio y agosto de 1999 presentan el inconveniente de que la red no operó de manera continua durante cada uno de esos meses.

Los registros digitales muestran que antes de los flujos piroclásticos de mayo de 1998 y de octubre de 1999, la amplitud (es decir, la energía) de los tremores venía en descenso desde un pico ocurrido dos o tres meses antes de los mismos.

Explosiones

Las estadísticas de los eventos tipo E o explosivos se realizan solamente para la estación Castillo (CAS), que se localiza a 5,7 km al SO del volcán. Se hace así debido a que la calidad de los registros en ese sitio es superior a la de la estación Fortuna (FOR), aunque ésta es más cercana.

En Figura 3 se muestran los promedios mensuales de amplitudes de eventos tipo E para el periodo 1994-1999. El promedio total de las amplitudes de explosiones es de $7,38 \times 10^{-5}$ m/s.

En cuanto a las explosiones, también se nota una disminución en las amplitudes promedio desde la primera mitad de 1997, si bien no se cuenta con datos entre agosto de 1995 y setiembre de 1996.

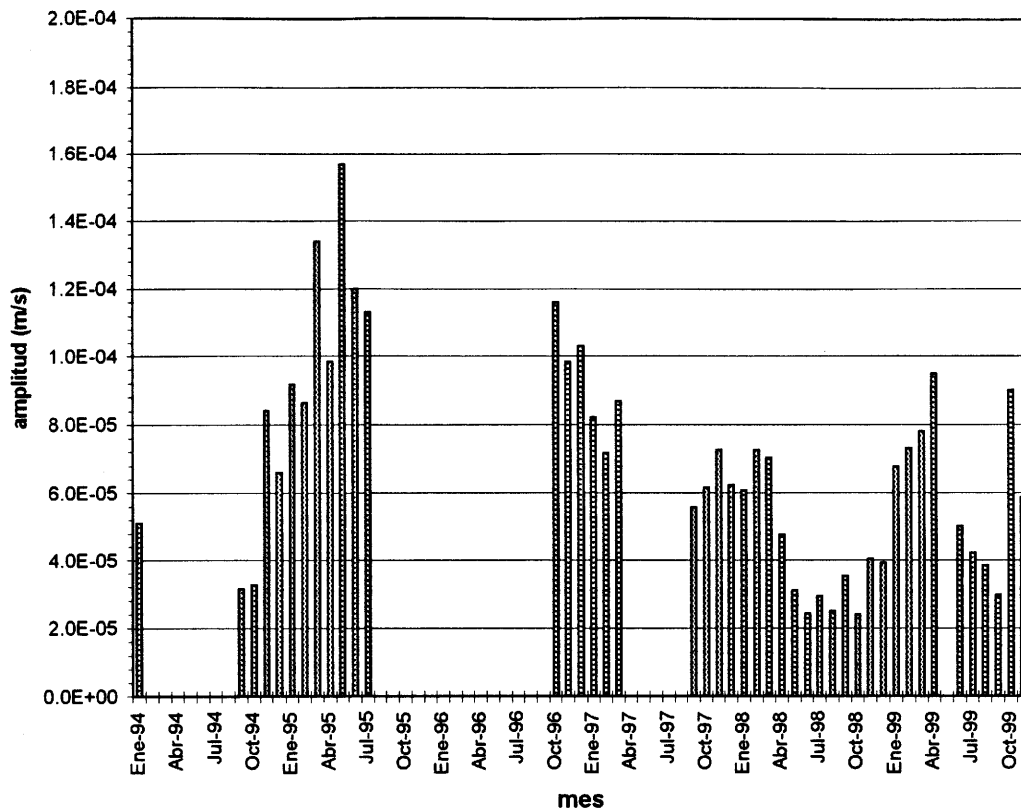


Figura 3: Promedios mensuales de amplitud de los eventos tipo E (explosivos) registrados y archivados por la red sísmológica digital del OSIVAM, entre 1994 y 1999. Los valores corresponden a los de la estación CAS.

Algunas observaciones

Barquero *et al.* (1992) han observado un relación inversa entre tremores y sismos volcánicos (tipos B y E) en el Arenal, donde un incremento en la duración y amplitud de los tremores precede en varias semanas a un periodo eruptivo. Algunos días antes de éste último, ocurre un detrimento gradual en los tremores a medida que los sismos volcánicos aumentan.

Por su parte, Alvarado *et al.* (1997) postulan, con base en estudios a nivel mundial, que un aumento en la frecuencia de los tremores armónicos en el Arenal podría estar relacionado

con la obstrucción del conducto de la chimenea del volcán. Esto resultaría en explosiones de mayor energía hasta que la salida se limpia y da cabida a más derrames de lava y una disminución en la frecuencia tremórica. El estudio llevado a cabo por Mora (1998) concluye que hay un aumento aparente de frecuencias hasta 2,7 Hz durante periodos de alta explosividad y que éstas retornan a 1,8 Hz en lapsos de mayor actividad efusiva y relativa calma explosiva.

Así, se elaboró gráfico de la Figura 4 en el que se compara la variación promedio en la frecuencia de los tremores y la amplitud de las

explosiones para todo el periodo de registro de la red digital (1994-1999). La relación descrita no resulta evidente en dicha figura, aunque a ese nivel de detalle (mensual) parece haber aumentos en la actividad explosiva

alrededor de tres meses después de un pico mensual de frecuencia tremórica, como ocurrió después de los máximos de frecuencia de diciembre de 1994, julio de 1996, febrero de 1999 y julio de 1999.

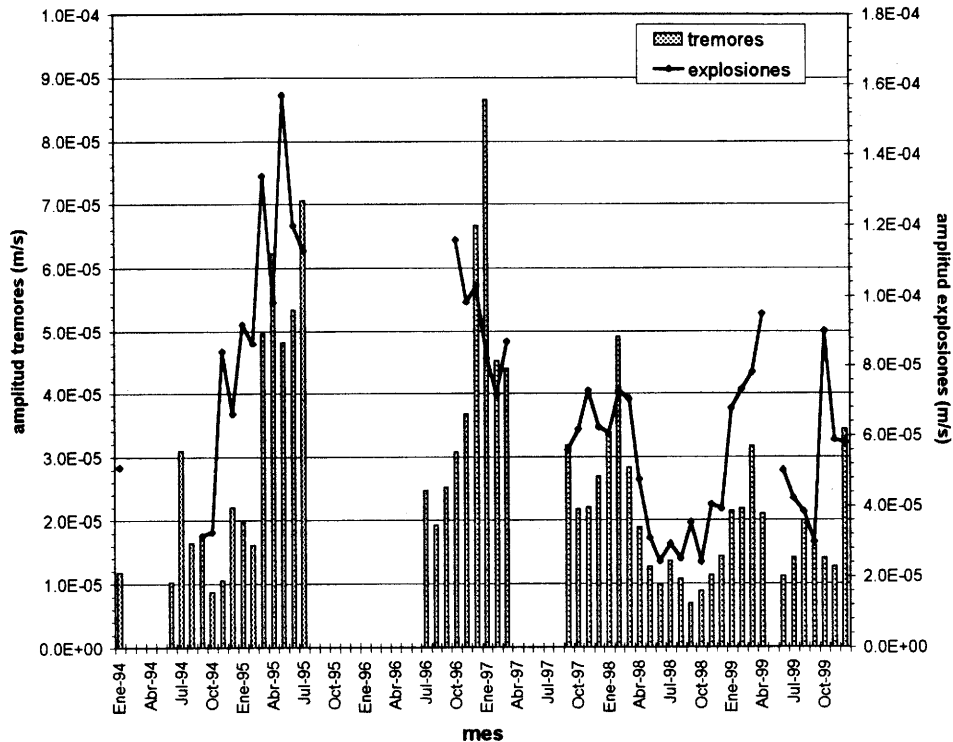


Figura 4: Comparación entre la amplitud de tremores y explosiones registrados y archivados por la red sísmológica digital del OSIVAM, periodo 1994-1999.

La Figura 5 muestra un cotejo entre las amplitudes (promedios mensuales) de tremores y explosiones entre 1994 y 1999. En ese gráfico se observa una relación proporcional entre las amplitudes de ambas señales.

Considerando la posibilidad de que los promedios mensuales no sean representativos de la actividad del volcán cuando ésta es moderada, se revisó la base de datos de 1998 y 1999 en busca de los lapsos en que las frecuencias de los tremores se mantuvieron altas ($\geq 2,5$ Hz) para confirmar si coincidían con

periodos posteriores de explosiones más amplias de lo normal. Se observó que lo anterior parece cumplirse en términos de lapsos que varían desde 2 ó 3 días hasta 2 ó 3 semanas. De esta manera se encontró, por ejemplo, que entre el 17 y el 19 de marzo de 1999 la actividad tremórica fue intensa: de los registros digitales, se guardaron 16 señales con frecuencias superiores a los 2,5 Hz; posteriormente, entre el 19 y el 21 de marzo se registraron 6 explosiones con amplitudes en el orden de 10^{-4} m/s (diez veces la amplitud usual en el Arenal).

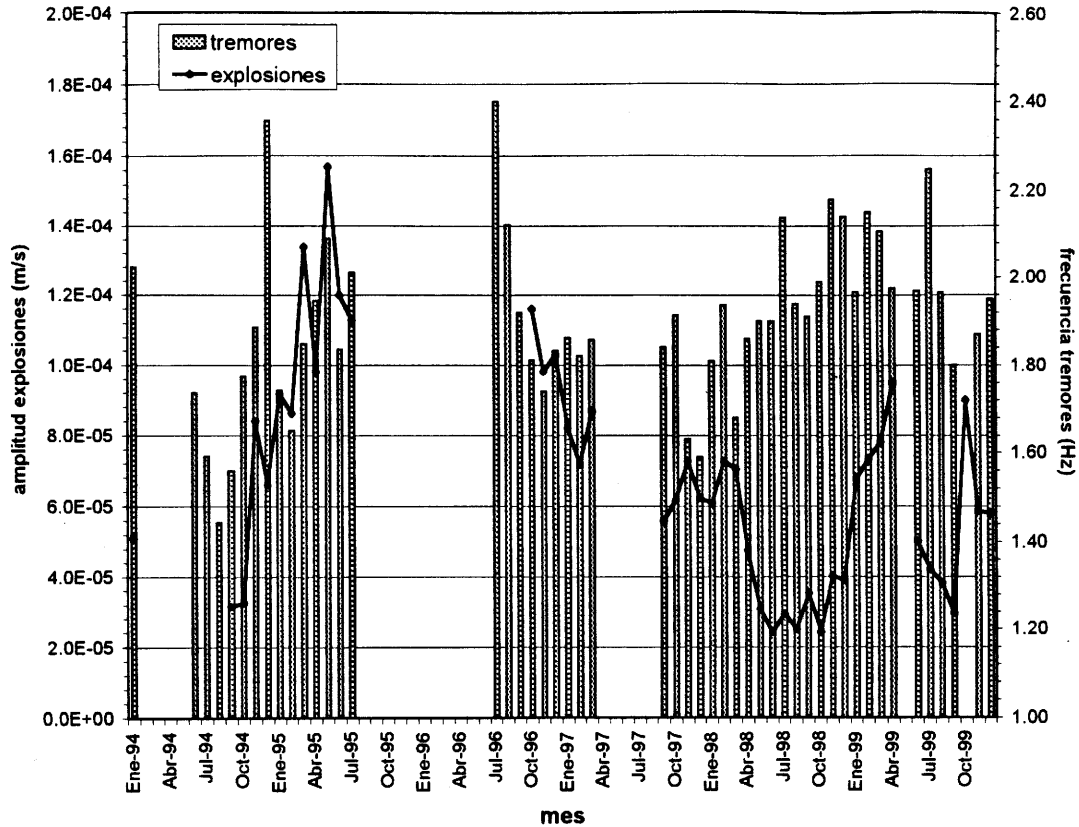


Figura 5: Comparación entre la frecuencia de los tremores y la amplitud de las explosiones registrados y archivados por la red sismológica digital del OSIVAM, periodo 1994-1999.

Otro ejemplo ocurrió entre mediados de mayo y principios de junio de 1998, aunque en ese caso se registró una actividad tremórica mayor de lo normal sin que sus frecuencias superaran, en general, los 2,3 Hz. Las explosiones fueron numerosas entre la última semana de mayo y la primera de junio, incluidas varias con amplitudes en el orden de 10^{-4} m/s. El 5 de mayo de 1998 había ocurrido el flujo piroclástico anteriormente descrito.

Enjambre sísmico en la zona de Arenal

En el volcán Arenal, los eventos de tipo A o volcanotectónicos, y aún los eventos tectónicos locales, no ocurren a

menudo, y cuando lo hacen suele tratarse de enjambres asociados con crisis volcánicas (Alvarado *et al.*, 1997 y las referencias por ellos citadas). Después del terremoto de Tilarán en 1973, se registraron réplicas a lo largo de 5 años, transcurridos los cuales la sismicidad disminuyó drásticamente hasta el presente, con la excepción de periodos cortos de actividad del tipo enjambre, que ocurrieron en 1987 y 1993 y parecen haber tenido relación con la actividad del volcán (Barquero y Alvarado, 1989).

Durante 1999, el técnico en Sismología M. Naranjo (OSIVAM-ICE) informó acerca de un pequeño enjambre sísmico, que se inició a finales de

agosto y se extendió hasta octubre. Hubo dos eventos el 10 de agosto y uno el 21 de ese mes, después de los cuales la actividad decayó para reiniciarse a partir del 5 de setiembre. La actividad se incrementó entre el 17 y el 1 de octubre, con un máximo de 8 y 9 eventos los días 19 y 20, respectivamente.

Las magnitudes fueron bajas y muy bajas, la mayor de ellas $m_c=2,3$. De 55 eventos registrados solo se pudieron localizar 13, y aún estas localizaciones son de calidad B (mediana); esto debido a su baja magnitud y a la cobertura de la red. En general, se localizaron al norte y al oeste del volcán y el lago, en un radio de 15 a 30 km, respectivamente. Las profundidades

variaron entre 2 y 4 km, con algunas de 8 km.

Ya en 1984 y 1987 se habían registrado sismos de este tipo en un radio de unos 20 km desde el cráter del volcán durante incrementos moderados en la actividad eruptiva. Los eventos tipo A podrían ser explicados por un sistema de conductos abierto y continuo sometido a esfuerzo laterales bajos (Barquero *et al.*, 1992).

Como se mencionó antes, este enjambre precedió al flujo piroclástico de octubre de 1999 y, aunque la asociación no es clara, podría haber estado relacionado con él.

Agradecimientos: El resumen aquí presentado ha sido preparado con la invaluable colaboración de Guillermo Alvarado I. y el personal que labora en el OSIVAM-ICE.

Referencias

Alvarado, G.E., Soto, G.J. & Taylor, W.D., 1998. Los flujos piroclásticos del volcán Arenal del 5 de mayo de 1998 y sus implicaciones para la amenaza de las obras de infraestructura cercana: Boletín OSIVAM, 10 (19-20): 1-13, 1997; San José.

Alvarado, G.E., Taylor, W.D., Ohmberger, M.M., Soto, G.J. & Madrigal, L.A., 1997. First observations of volcanic activity at Arenal volcano (Costa Rica) using a new three-component seismic digital network: Boletín OSIVAM, 8 (15-16): 11-45, 1995; San José.

Barquero, R. & Alvarado, G., 1989. Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica: Boletín OSIVAM, 2 (4): 18-39, 1989; San José.

Barquero, R., Alvarado, G.E. & Matumoto, T., 1992. Arenal Volcano (Costa Rica) Premonitory Seismicity: In: P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (eds), Volcanic Seismology: Springer-Verlag, Berlín, IAVCEI Proceedings in Volcanology 3: 84-96.

GVN, 1998. Bulletin of the Global Volcanism Network: 23 (3, 4, 6, 7 y 12), 1998; Washington D.C.

GVN, 1999. Bulletin of the Global Volcanism Network: 24 (3 y 6), 1999; Washington D.C.

Mora, M., 1998. Análisis espectral del tremor armónico del volcán Arenal (Costa Rica) y modelización de su fuente. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, xii+117 pp.

Soto, G.J., Taylor, W.D. & Naranjo, M.T., 1998. Los registros de tremores del volcán Arenal entre 1994 y 1997: Su estadística y el comportamiento dinámico del volcán: Boletín OSIVAM, 10 (19-20): 35-42, 1997; San José.


23 de setiembre de 1999

Geól.
Lidier Esquivel, M.Sc.
Comisión Nacional de Emergencias
Presente

Estimado Lidier:

La presente es para informarle que hemos detectado preliminarmente entre los días 17 y 20 del presente mes, una posible actividad volcano-tectónica en los alrededores del Arenal, por lo que de comprobarse debería de estarse en cierto grado de alerta en los próximos 4 meses en las vecindades el volcán (al menos en un radio de 4 km del cráter).

Atentamente,


Dr. Guillermo Alvarado I., Coordinador
Área Amenaza y Auscultación Sismo-Volcánica
I.C.E.

C: Proyectos Servicios y Asociados
Centro Servicio Exploración Subterránea
Geól. Ivonne Arroyo
Geól. Rafael Barquero
Geól. Wilfredo Rojas (UCR)
Ing. Carlos Cordero
Archivo

ES/494/99
/et.

AUSCULTACIÓN SISMOLÓGICA DEL CAMPO GEOTÉRMICO MIRAVALLES, TENORIO Y DEL VOLCÁN ARENAL DURANTE EL AÑO DE 1998

SEISMIC MONITORING OF MIRAVALLES AND TENORIO GEOTHERMAL FIELDS AND ARENAL ARENAL VOLCANO DURING 1998

Waldo D. Taylor & Rafael Barquero

Área de Amenazas y Auscultación Sismovolcánicas, ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica.

Taylor, W.D & Barquero, R., 1999. Auscultación sismológica del Campo Geotérmico Miravalles, Proyecto Geotérmico Tenorio y volcán Arenal durante el año de 1998. Boletín OSIVAM, 11 (21-22): 34-49, 1998; San José.

Resumen

Durante el año 1998 se registraron en la red del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) 961 sismos tectónicos de los cuales 627 corresponden con eventos "regionales" (a más de 25 km de la red) y 334 "locales". Además se grabaron 1035 sismos relacionados con erupciones volcánicas del Arenal y 884 señales de temblor. La actividad sísmica en la zona de Miravalles mostró una relativa tranquilidad en comparación con los años anteriores. En la zona del Proyecto Geotérmico Tenorio, se produjo un enjambre sísmico durante los meses de octubre y noviembre, cerca de la población de Tierras Morenas. En la zona del volcán y lago Arenal se registraron algunos pocos sismos tectónicos pero no relacionados con el volcán, del cual solamente se registraron señales de baja frecuencia asociadas erupciones volcánicas y temblores.

Abstract

During 1998, 961 tectonic earthquakes were recorded at OSIVAM, from them, 627 correspond to "regional" events (further than 25 km from the network) and 334 are "local". From Arenal volcano signals recorded were: 1035 earthquakes related to eruptions and 884 of tremor. The seismic activity at Miravalles zone was very moderate. A seismic swarm was recorded in October and November at Tenorio Geothermal Project. These earthquakes were located mainly at Tenorio volcano and near the town of Tierras Morenas. At the Arenal volcano and lake area a few tectonic events were recorded, but not related to the volcano, where only low - frequency events related to volcanic eruptions and tremor were recorded.

Introducción

El Campo Geotérmico Miravalles y el volcán Arenal cuentan desde 1994 con una red sismológica para llevar el monitoreo continuo de la actividad sísmica que se produzca. Para ello, se cuenta con una red de doce estaciones sismológicas y cuatro acelerógrafos ubicados estratégicamente (Tabla 1, Fig. 1). La información que registran

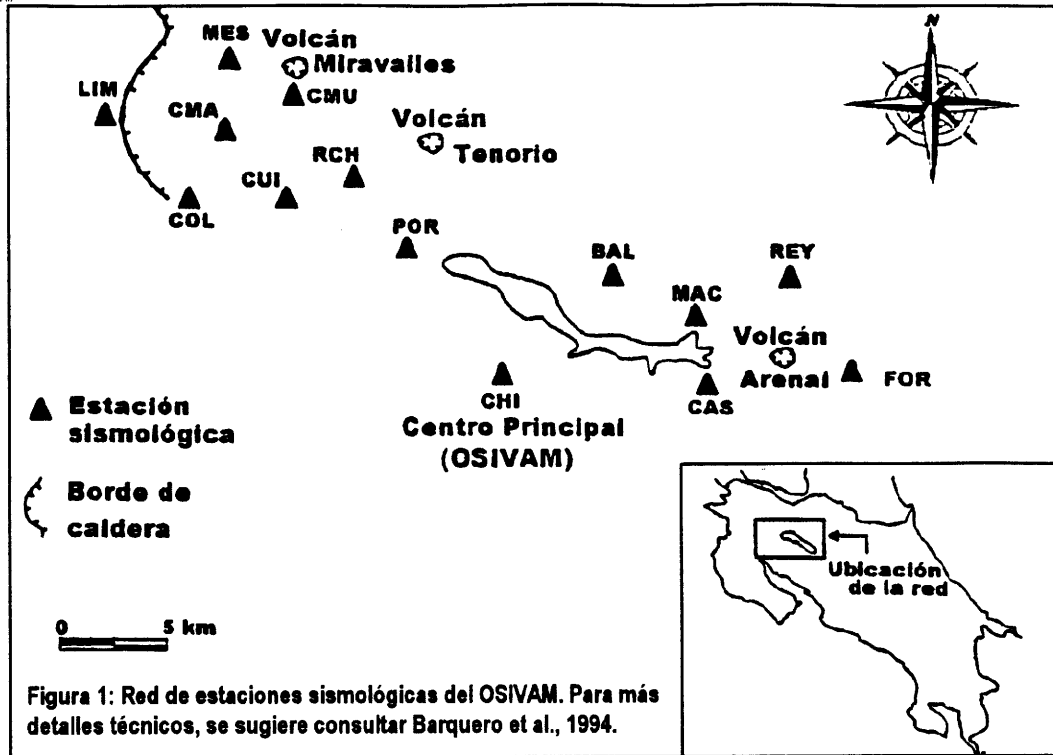
dichas estaciones y otras localizadas en el volcán Arenal, es recolectada vía radio en el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), ubicado en el cerro Chiripa, Quebrada Grande de Tilarán, que es en donde se almacena, procesa y analiza toda la información.

Tabla 1: Red de estaciones sismológicas del OSIVAM

| Estación | Código | Latitud | Longitud | Elevación |
|-------------|--------|-----------|-----------|---------------|
| Colonia | COL | 10°40,01' | 85°12,35' | 445 m s.n.m. |
| Mesas | MES | 10°44,32' | 85°11,78' | 631 m s.n.m. |
| Cabro Muco | CMU | 10°42,92' | 85°09,30' | 980 m s.n.m. |
| Cuipilapa | CUI | 10°39,54' | 85°09,96' | 528 m s.n.m. |
| Limal | LIM | 10°41,97' | 85°15,24' | 591 m s.n.m. |
| C. Máquinas | CMA | 10°42,12' | 85°11,66' | 615 m s.n.m. |
| Fortuna | FOR | 10°28,05' | 84°40,31' | 384 m s.n.m. |
| Monterrey | REY | 10°31,72' | 84°42,04' | 606 m s.n.m. |
| Macadamia | MAC | 10°30,01' | 84°46,16' | 832 m s.n.m. |
| Banca Lucia | BAL | 10°31,26' | 84°50,04' | 793 m s.n.m. |
| Castillo | CAS | 10°26,10' | 84°44,17' | 559 m s.n.m. |
| Chiripa | CHI | 10°26,68' | 84°54,59' | 1029 m s.n.m. |

Los principales objetivos de la Red Sismológica Digital del volcán Arenal y del Campo Geotérmico de Miravalles son:

- a. Adquisición, procesamiento y análisis de las señales sísmicas (volcánicas y tectónicas), registradas en las estaciones Lennartz en la red del Complejo Geotérmico de Miravalles (CGM), Proyecto Geotérmico Tenorio y del Complejo Hidroeléctrico de Arenal (CHA).
- b. Cálculo de los parámetros estáticos y dinámicos de los sismos (magnitud, ubicación y profundidad).
- c. Diagramación de epicentros y estadísticas de los temblores
- d. Control, mantenimiento y reparación de las estaciones sismológicas y equipos de la red así como de la infraestructura.
- e. Análisis espectral, contenido de frecuencias y movimiento de partículas en dos y tres dimensiones, para el análisis de las diferentes señales volcánicas.
- f. Análisis del ruido sísmico natural en todas las estaciones de la red de OSIVAM para determinar los parámetros óptimos de disparo.



Resultados

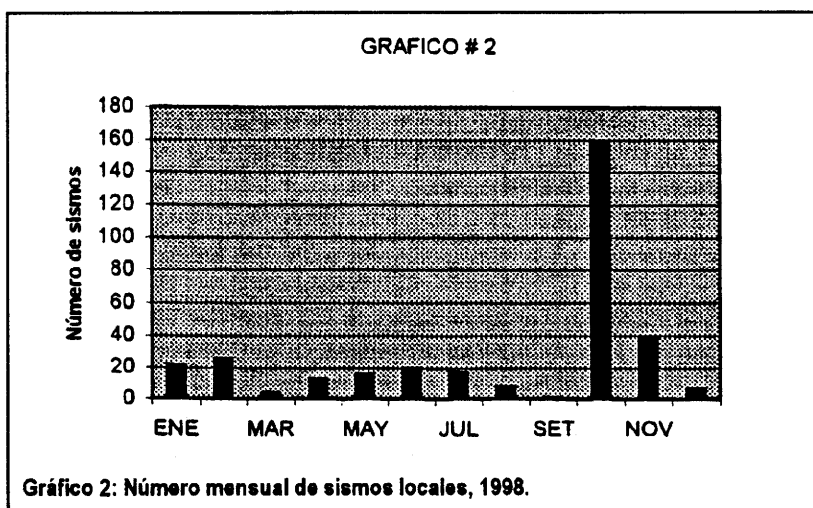
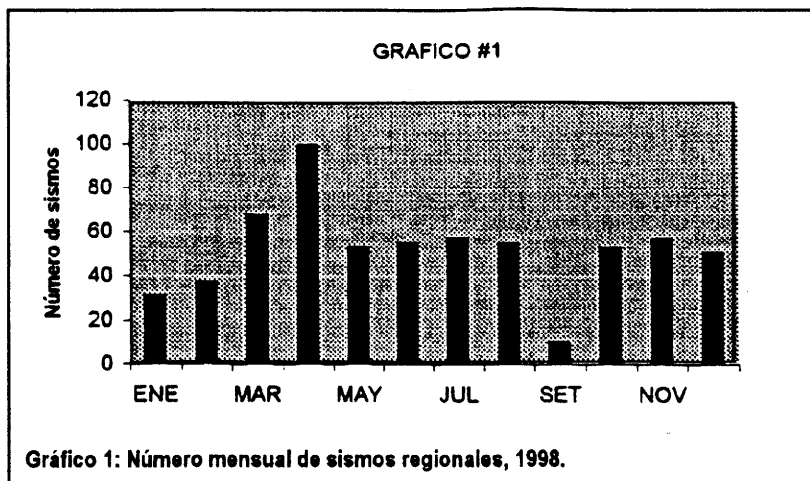
A. Sismos tectónicos registrados

Durante el período enero- diciembre de 1998, se registraron 961 sismos tectónicos, de los que 627 corresponden con eventos "regionales" (eventos a más de 25 km

de la red) y 334 a eventos "locales" (dentro de un radio de 25 km de la red). Las tablas 2 y 3 y gráficos 1 y 2 muestran la distribución mensual de eventos tectónicos registrados por ambas redes.

Tabla 2: Sismos tectónicos registrados por mes en las redes sísmológicas digitales del OSIVAM, 1998.

| Mes | Eventos regionales | Eventos locales | Total de registros |
|--------------|--------------------|-----------------|--------------------|
| Enero | 31 | 22 | 53 |
| Febrero | 37 | 26 | 33 |
| Marzo | 68 | 4 | 72 |
| Abril | 100 | 13 | 113 |
| Mayo | 53 | 16 | 69 |
| Junio | 55 | 20 | 75 |
| Julio | 57 | 17 | 74 |
| Agosto | 55 | 8 | 63 |
| Setiembre | 10 | 1 | 11 |
| Octubre | 53 | 160 | 213 |
| Noviembre | 57 | 40 | 97 |
| Diciembre | 51 | 7 | 58 |
| Total | 627 | 334 | 961 |



B. Sismos volcánicos registrados

Las estaciones de la red del volcán Arenal registraron durante el año un total de 1919 señales sísmicas de las cuales 1035 corresponden con erupciones volcánicas y 884 son tremores. Los meses con mayor cantidad de erupciones fueron julio y agosto y

los de mayor cantidad de tremores fueron mayo y julio (Tabla 3, Gráficos 3 y 4).

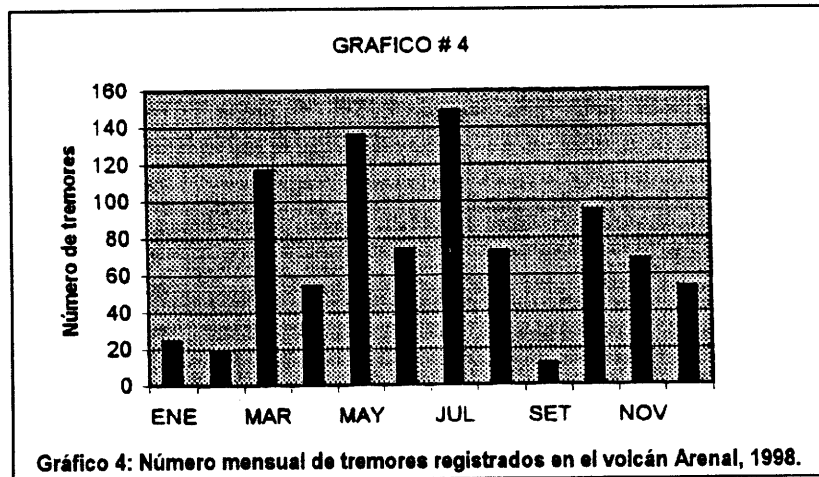
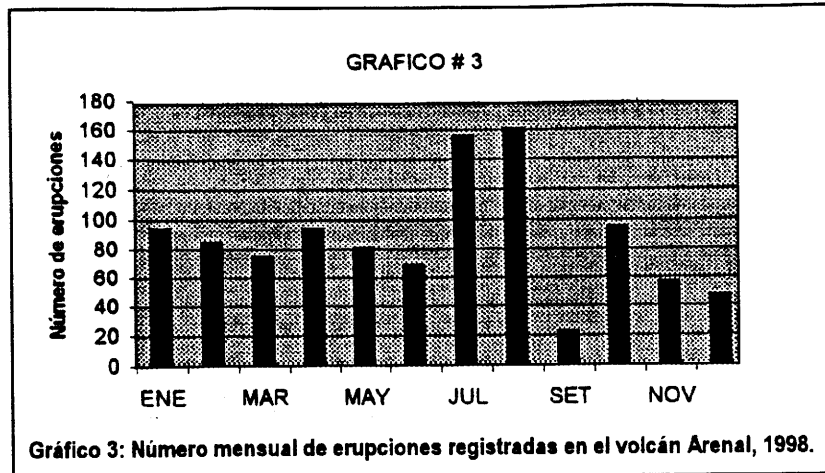
Las erupciones de mayor amplitud se registraron en febrero y marzo y los tremores de mayor amplitud en febrero. El promedio en 1998 de las frecuencias de los tremores fue de 1,75 Hz (ver anexos).

Tabla 3: Señales registradas por mes en la red sismológica digital volcán Arenal.

| Mes | Total de erupciones | Total de tremores | Total de registros |
|--------------|---------------------|-------------------|--------------------|
| Enero | 94 | 25 | 119 |
| Febrero | 85 | 19 | 104 |
| Marzo | 75 | 117 | 296 |
| Abril | 94 | 54 | 148 |
| Mayo | 81 | 136 | 217 |
| Junio | 69 | 74 | 143 |
| Julio | 156 | 149 | 305 |
| Agosto | 161 | 73 | 234 |
| Setiembre | 22 | 12 | 34 |
| Octubre | 95 | 95 | 199 |
| Noviembre | 56 | 68 | 124 |
| Diciembre | 47 | 53 | 100 |
| Total | 1035 | 884 | 1919 |

Durante el mes de setiembre, hay una fuerte disminución en el número de registros obtenidos. Esto obedece a que a partir de ese momento cayó un rayo en las instalaciones del OSIVAM, y se tomó la decisión de trabajar únicamente durante el día, siempre y cuando

no estuviera lloviendo, con el fin de no correr el riesgo que cayera otro rayo, esta situación se mantuvo por un mes, mientras se hacían las correcciones necesarias en el sistema de puesta a tierra.



Sismos tectónicos localizados

Con el programa SEISAN se realizó la localización de los sismos locales con más de tres estaciones de registro. En la tabla 4 y gráficos 5, 6 y 7 y Figs. 2, 3 y 4 se presentan los eventos localizados durante el período enero - diciembre de 1998, en tres diferentes áreas. La primera corresponde con el área

comprendida por las dos redes (Arenal y Miravalles); la segunda tiene un radio de 20 km y la tercera con un radio de 10 km. Estas dos últimas áreas tienen un centro más o menos en la casa de máquinas del Campo Geotérmico de Miravalles.

Tabla 4: Número de sismos mensuales localizados en 1998.

| Mes | PGM-ARE | PGM-20 km | PGM-10 km |
|--------------|------------|-----------|-----------|
| Enero | 6 | 3 | 3 |
| Febrero | 6 | 2 | 2 |
| Marzo | 3 | 2 | 2 |
| Abril | 3 | 1 | 1 |
| Mayo | 6 | 1 | 1 |
| Junio | 11 | 4 | 2 |
| Julio | 7 | 0 | 0 |
| Agosto | 2 | 2 | 1 |
| Setiembre | 1 | 1 | 1 |
| Octubre | 84 | 16 | 4 |
| Noviembre | 24 | 4 | 2 |
| Diciembre | 3 | 3 | 1 |
| Total | 156 | 39 | 21 |

Es importante hacer notar la disminución paulatina de la actividad sísmica durante los meses de noviembre y diciembre en toda el área después de los enjambres

sísmicos del mes de octubre. Evidentemente, esto obedece a un patrón normal de liberación de energía y la estabilización tectónica de la zona.

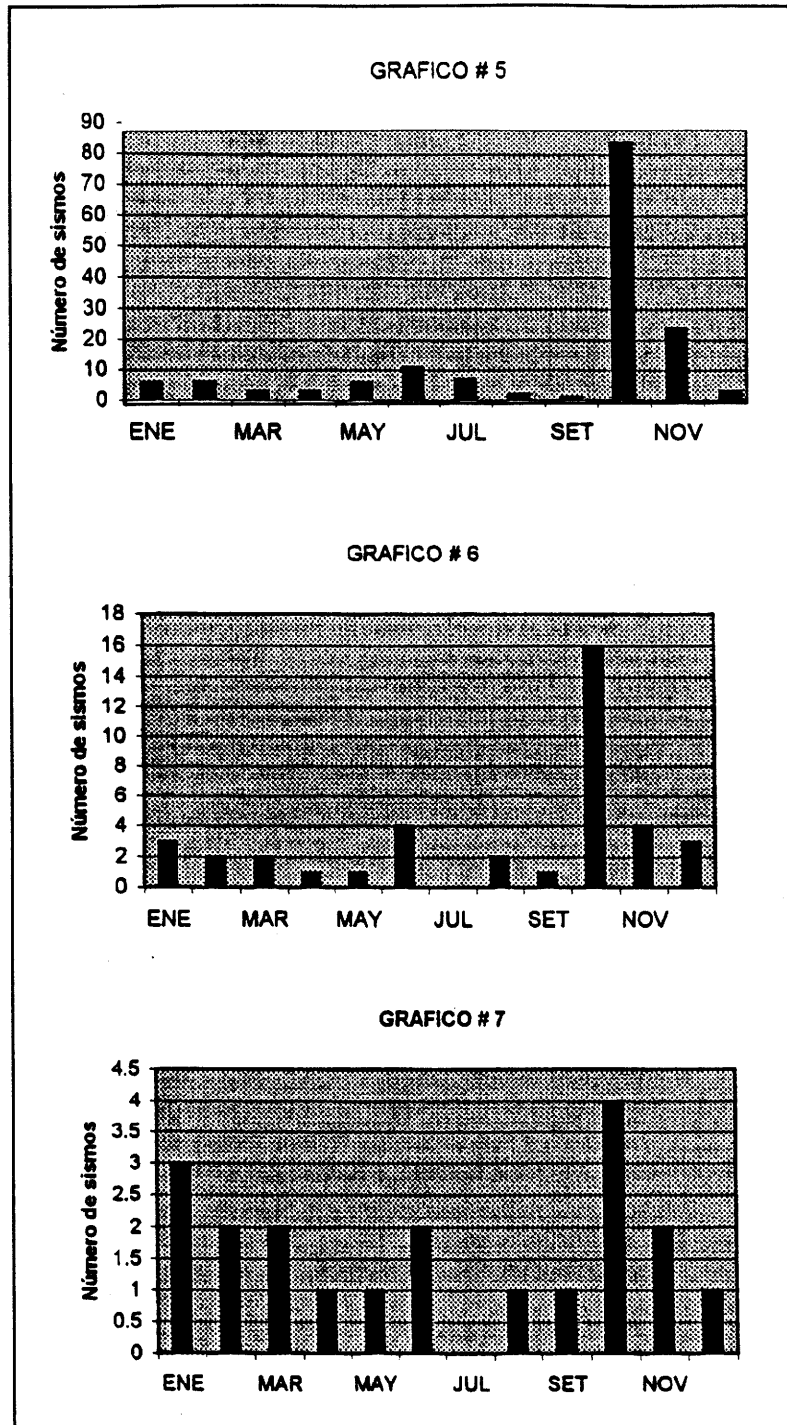
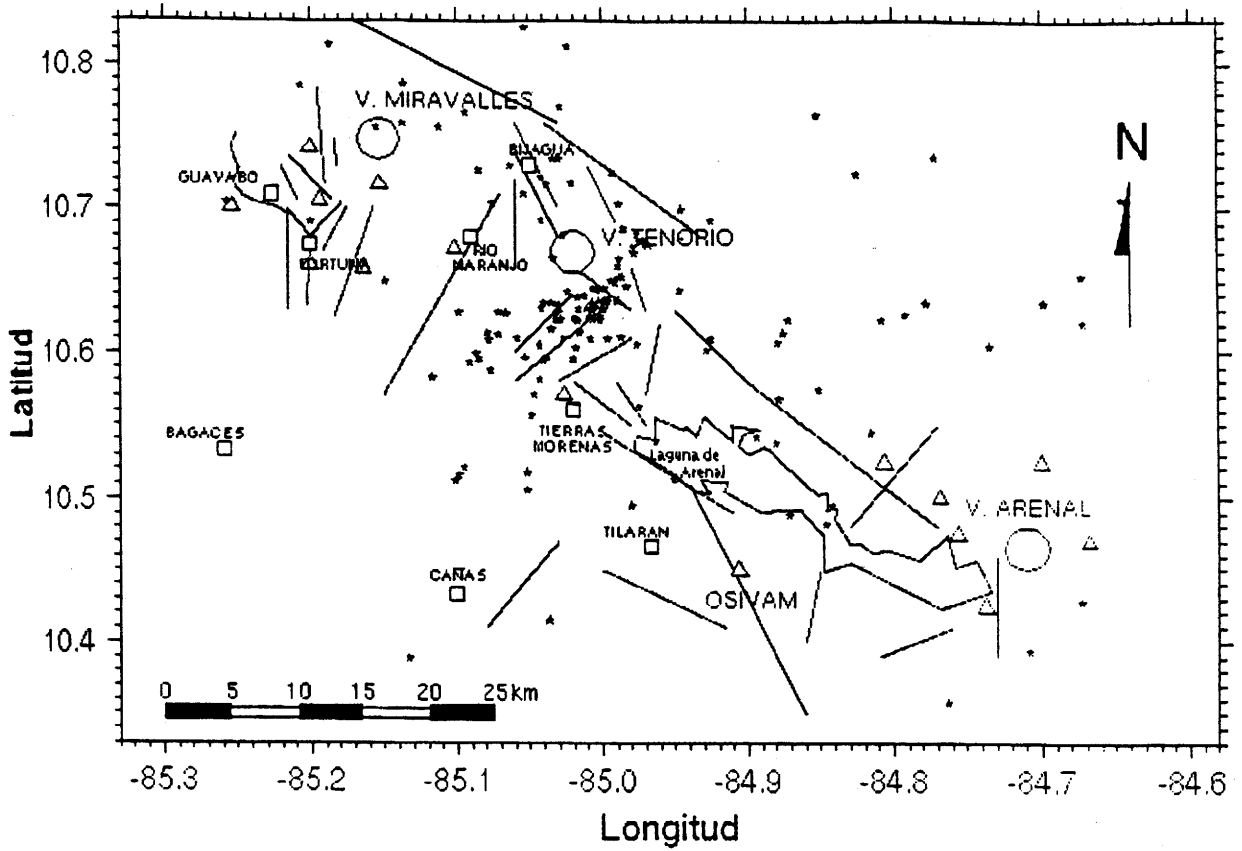


Gráfico 5: Número mensual de sismos localizadosn en 1998 para el área Arenal-Miravalles

Gráfico 6: Número mensual de sismos localizadosn en 1998 para el área 20 km.

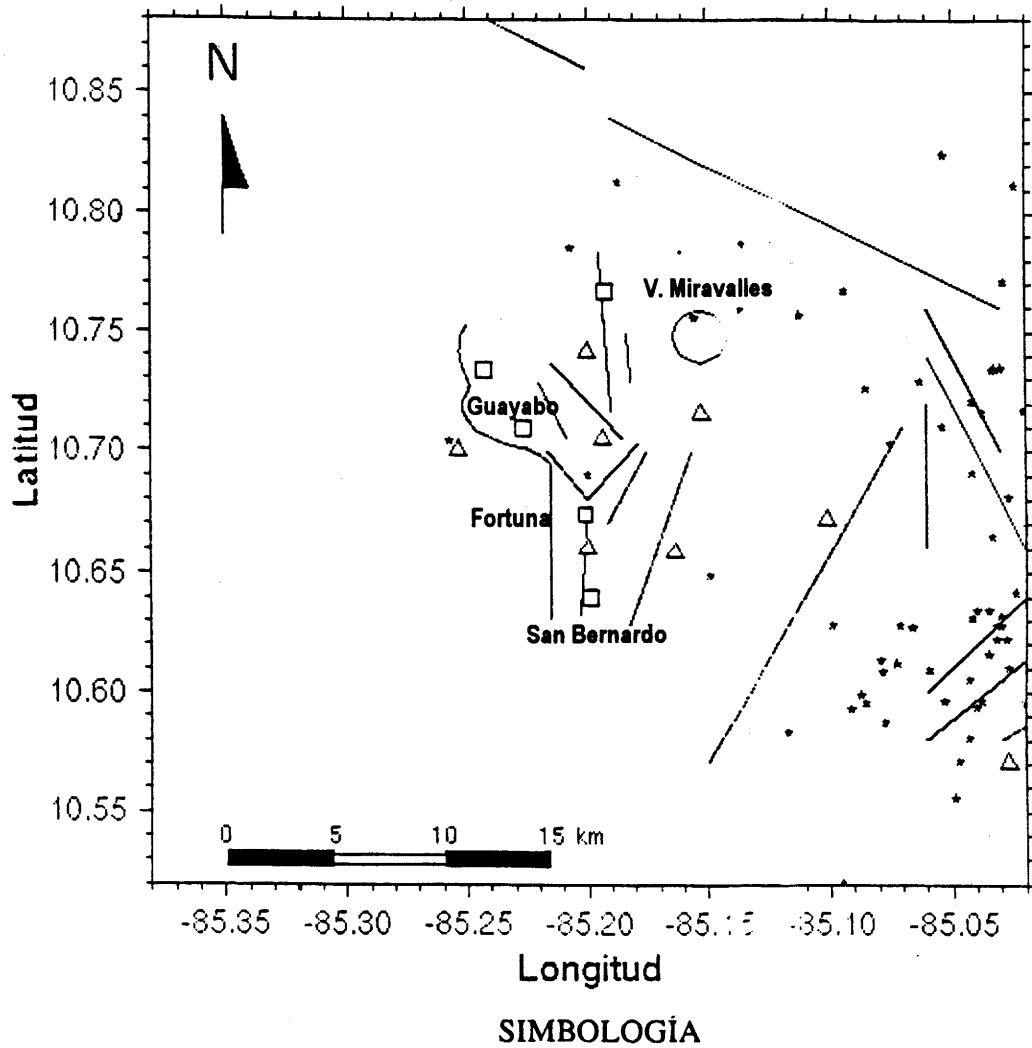
Gráfico 7: Número mensual de sismos localizadosn en 1998 para el área 10 km.



SIMBOLOGÍA

- | | |
|---------|------------------------|
| * Sismo | △ Estación sismológica |
| / Falla | □ Población |

Figura 2: Mapa de epicentros de las zonas de Miravalles, Tenorio y Arenal, período enero-diciembre, 1998



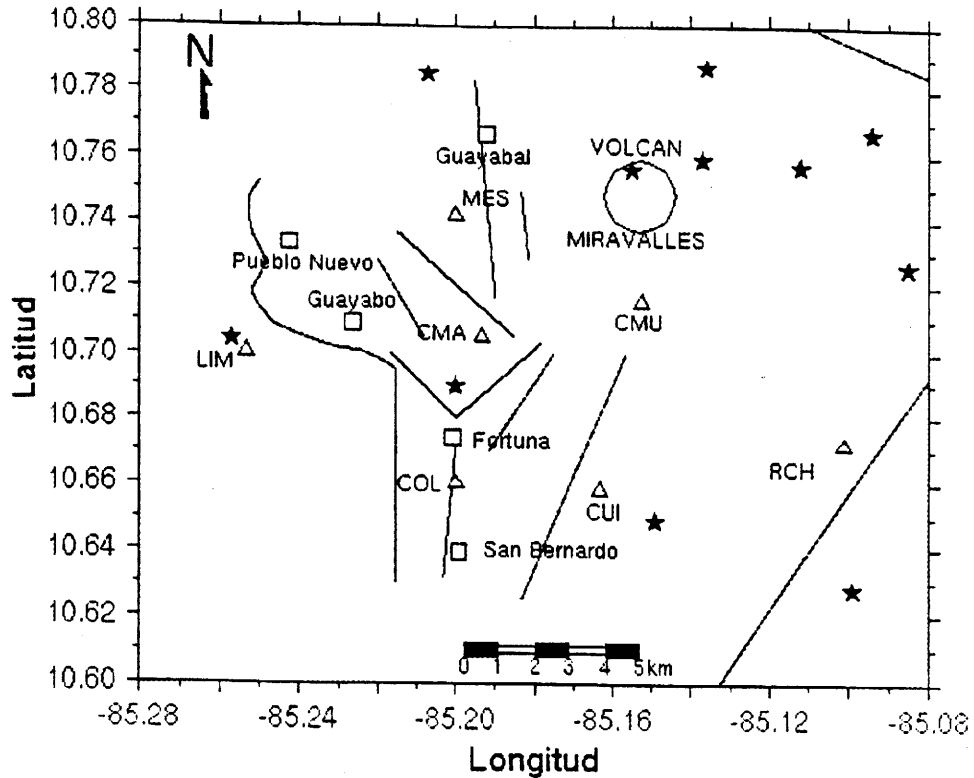
* Sismo

△ Estación Sismológica

/ Falla geológica

□ Ciudad o población

Figura 3: Mapa de epicentros para un área de radio de 20 km alrededor del Campo Geotérmico Miravalles, período enero-diciembre, 1998



SIMBOLOGÍA

- * Sismo
- △ Estación sismológica
- / Falla
- Población

Figura 4: Mapa de epicentros para un área de radio de 10 km alrededor del Campo Geotérmico Miravalles, período enero-diciembre, 1998

Análisis preliminar de la actividad sísmica

Durante el período analizado en este trabajo, que abarca todo el año 1998, se puede observar la actividad sísmica se mantuvo alta, especialmente por el enjambre sísmico de la zona de Tierras Morenas. En la tabla 5 se consideran solamente los sismos

locales dentro de un radio de 10 km de la Casa de Máquinas del Campo Geotérmico de Miravalles y son eventos de profundidades menores a 10 km. En ella claramente se nota que la actividad sísmica en Miravalles bajó considerablemente.

Tabla 5: Número anual de sismos registrados período 1991-1998

| Año | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 |
|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Sismos | 30 | 48 | 66 | 55 | 44 | 33 | 236 | 21 |

Planta Geotérmica Miravalles

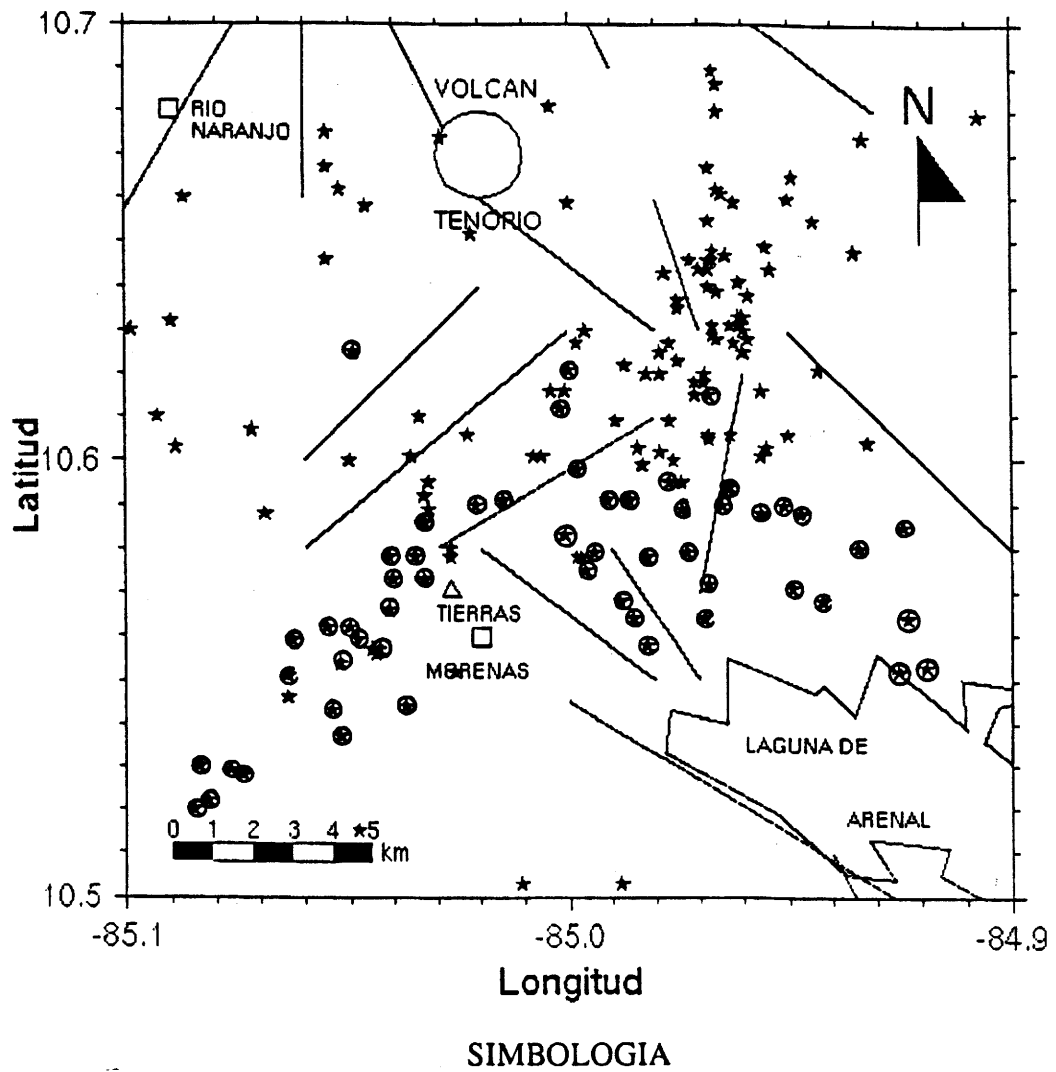
La actividad sísmica en la zona comprendida dentro de un radio de 10 km con centro en Casa de Máquinas del Campo Geotérmico Miravalles (Fig. 4), mostró una importante disminución durante 1998 con

respecto a años anteriores. Dentro del campo geotérmico hay algunos eventos cuya cantidad no permite determinar claramente posibles alineamientos (15 sismos en todo el año).

Proyecto Geotérmico Tenorio

Durante los meses de octubre y noviembre se registró un enjambre sísmico en la zona de Tierras Morenas. Se registraron unos 170 eventos de los cuales fue posible localizar 84 (Fig. 5). Las magnitudes oscilaron entre 0,9 y 3,3 y las profundidades entre 0,5 y 4 km principalmente. La mayor parte de estos sismos se localizaron dentro de un radio de 10 km con centro en la población de Tierras Morenas con diversas orientaciones. Los principales alineamientos son en sentido NO-SE y NE-SO, convergiendo en el área de Tierras Morenas (Barquero & Taylor, 1998).

Algunos mecanismos focales realizados para este enjambre muestran principalmente soluciones de tipo transcurrente con orientaciones NO-SE y N-SO con planos de falla de alto ángulo que pueden asociarse con los dos sistemas de fallas presentes en la zona, a saber, el sistema más regional, de rumbo NO-SE y el secundario y de carácter local NE-SO, transversal al primero y más reciente. Sin embargo, por la falta de una buena cobertura de estaciones la calidad de estos mecanismos focales es pobre.



- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> * Sismos 1997 ● Sismos 1998 / Falla | <ul style="list-style-type: none"> △ Estación sismológica □ Población |
|---|---|

Figura 5: Mapa de epicentros de la zona del Proyecto Geotérmico Tenorio, período octubre-noviembre, 1997 y 1998

La actividad sísmica mayor se registró el 19 de octubre, día en que se lograron localizar 17 eventos, también este día se produjo el sismo más fuerte de magnitud 3,3, el cual fue sentido inclusive en la ciudad de Tilarán. En la población de Tierras Morenas fue donde la población reportó la mayor cantidad de sismos sentidos y con mayor fuerza. Según relatos de los vecinos, se llegaron a sentir hasta unos 10 eventos en un día. Por el carácter superficial y por su cercanía a Tierras Morenas, los sismos mayores provocaron alarma entre las

personas ya que además de la fuerte sacudida, se escuchaba un ruido subterráneo. De acuerdo con las entrevistas realizadas entre los vecinos, se estimó una intensidad máxima de IV (MM) para Tierras Morenas, lo que significa que hubo sacudida fuerte, alarma en las personas y movimiento de objetos colgantes, pero sin mayores daños materiales. A diferencia del enjambre de 1997 (ver Boschini, 1998), en este caso no se presentó ningún incremento anómalo en la sismicidad de la zona de Miravalles.

Volcán y lago Arenal

En la zona del lago Arenal se registraron algunos pocos eventos (Fig. 2); en el sector sur 4 sismos parecen estar asociados a la falla Chiripa y otros en el sector norte del lago podrían corresponder con la falla Cote-Arenal. Al este del volcán Arenal se registraron 3 eventos sísmicos, todos estos sismos fueron de magnitudes pequeñas ($M < 2,0$).

El volcán Arenal mantuvo durante el año su habitual actividad sísmica y eruptiva. En cuanto a la sismicidad se registraron

fundamentalmente sismos de baja frecuencia relacionados con erupciones y tremores (Tabla 3). Los meses de mayor actividad, en cuanto a erupciones y tremores se refiere, fueron julio y agosto, pero en el mes de mayo se produjo un gran flujo piroclástico que descendió por el sector noroeste del macizo volcánico, hacia el área de Tabacón; este provocó el registro de gran cantidad de ruido de alta frecuencia (Alvarado *et al.*, 1998).

Conclusiones

Durante el año 1998 la actividad sísmica registrada por la red sismológica de OSIVAM mostró un importante decrecimiento en la zona de la Planta Geotérmica de Miravalles, contrastando con la del año anterior.

En los meses de octubre y noviembre, se registró un enjambre sísmico en la región de Tierras Morenas. Afortunadamente, la actividad sísmica se originó en fallas de longitud no muy extensa por lo que no se produjeron magnitudes altas ($M < 3,3$) ni hubo daños materiales que lamentar, solamente se dio una ligera alarma

entre la gente de poblaciones vecinas a las fuentes sísmicas. Es importante considerar que los sismos que se registraron en el enjambre de octubre y noviembre, son de carácter tectónico y, por su ubicación, tienen relación con la actividad sísmica local. Su origen está ligado a la liberación normal de esfuerzos tectónicos regionales.

En la zona del volcán y lago Arenal se registraron unos pocos eventos de tipo tectónico, pero no relacionados con el volcán del cual únicamente se registraron señales de baja frecuencia asociadas con erupciones y tremores. Es necesario continuar con el

monitoreo sísmico permanente, para definir las áreas sísmicas activas en los campos geotérmicos de Miravalles y Tenorio y en la región que comprende los proyectos

hidroeléctricos de Arenal, Corobicí y Sandillal, y los proyectos eólicos Tejona y MOVASA (Molinos de viento).

Agradecimientos: Se agradece la colaboración de todo el personal que presta sus servicios en el OSIVAM, especialmente a Marco Tulio Naranjo, Dagoberto Boniche, Guido Calvo, José Miguel Barrantes y Guillermo Arce quienes velan por el buen funcionamiento de la red y el procesamiento permanente de los datos. Agradecimiento también a Luis Madrigal quien colaboró con la edición.

Referencias

- Alvarado G.E., Soto, G.J. & Taylor W. 1998. La actividad del volcán Arenal (5 de mayo de 1998) y sus implicaciones para la amenaza de las obras del ICE e infraestructura cercana. *Inf. OSV 98.94 ICE*, 14 pp.
- Barquero, R. & Taylor, W. 1998. Proyecto Geotérmico Tenorio: Los enjambres sísmicos periodo octubre - noviembre de 1997 y 1998. *Informe preliminar*. 15 pp.
- Barquero, R., Barrantes, J.M., Boschini, I., Taylor, W., Alvarado, G. & Climent, A. 1994. Nueva red sísmológica digital Arenal - Miravalles. *Rev. Tecnología - ICE*. 13-22.
- Boschini, I. 1998. Análisis preliminar del enjambre de sismos de la región de Miravalles – Tenorio de octubre y noviembre de 1997. *Inf. OSV 98.98 ICE*. 36 pp.

ESTUDIO GEOLÓGICO—GEOFÍSICO DE UNA SECCIÓN ORIENTAL Y OCCIDENTAL EN EL VOLCÁN ARENAL

GEOLOGICAL - GEOPHYSICAL STUDY OF AN EASTERN AND WESTERN SECTION IN THE ARENAL VOLCANO

Carlos Leandro

Área de Geofísica. ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica

Guillermo E. Alvarado

Área Amenazas y Auscultación Sismo-volcánicas. ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica

Alvarado, G.E. & Leandro C., 1999. Estudio Geológico—Geofísico de una sección Oriental y Occidental en el volcán Arenal. Boletín OSIVAM, 11 (21-22): 50-60, 1998; San José.

Resumen

Dos perfiles geofísicos de 1,85 y 2,8 km de longitud fueron realizados sobre los flancos este y oeste del volcán Arenal, respectivamente. Los mismos dejan entrever una estratigrafía constituida por cuatro capas geofísicas. La primera y más superficial es delgada (usualmente < 5m espesor), con velocidades V_p entre 0,2 y 0,4 km/s (usualmente 0,3 km/s) y resistividades de 5500 a 4000 ohm-m, en correspondencia con niveles piroclásticos recientes (< 1000 años). Una segunda capa con espesor de 10-20 m y velocidades V_p normales entre 0,5 y 0,8 km/s, se asocia con rocas piroclásticas y epiclásticas moderadamente consolidadas.

La tercera capa es más espesa en el perfil oeste que en el este (50-125 m y 20-50 m, respectivamente), en correspondencia con la dirección predominante de los vientos que transportan los depósitos piroclásticos de caída y dada la existencia de depósitos piroclásticos direccionales (flujos y oleadas piroclásticas) y epiclásticos. Sus velocidades V_p son variables entre 0,6 y 1,95 km/s y resistividades igualmente variables entre 40 y 1000 ohm-m, en función de su grado de saturación y de consolidación. Un paleovalle se observa en el perfil oeste, en correspondencia con el antiguo drenaje del paleo-río Arenal.

Una cuarta capa se asocia con lavas del Arenal ($V_p = 2,4-3,9$ km/s) con espesores de unos 75 m. Finalmente, el basamento local parece corresponder con suelos volcánicos lateríticos con bajas resistividades (15-70 ohm-m) asociados con el techo del Grupo Aguacate y/o con la Formación Monteverde. Una serie de anomalías geofísicas fueron detectadas y se asocian con fallas neotectónicas, algunas de ellas previamente reconocidas.

La presente información será de gran valor para filtrar el efecto de sitio en las señales sísmicas registradas por redes sismográficas densas; el mismo está generado por la presencia de niveles volcánicos estratificados y pobremente consolidados.

Abstract

Two geophysics logs of 1.85 and 2.8 km of longitude were performed over the east and west flanks of Arenal volcano. They show a stratigraphy constituted by four geophysical layers. The first and shallower is thin (usually less than 5 m of thickness), with velocities V_p between 0.2 and 0.4 km/sec. (usually 0.3 km/sec) and resistivities of 5500 to 4000 ohm-m, corresponding to recent pyroclastic deposits (< 1000 years). A second layer with a thickness of 10-20 m and normal

velocities V_p between 0.5 and 0.8 km/s, is related to epiclastic and pyroclastic rock moderately consolidated.

The third layer is thicker at the west log than the east (50-125 m and 20-50 m, respective), in correspondence with the predominant wind direction which transport the pyroclastic fall deposits and, because the existence of directional pyroclastic deposits (flows and pyroclastic/epiclastic surges), their velocities V_p vary between 0.6 and 1.95 km/sec and variable resistivities between 40 and 1000 ohm-m, as a function of its saturation grade and consolidation. A paleo-valley is observed in the west leg, in correspondence with the ancient drainage of the Arenal paleo-river.

A fourth layer is associated with Arenal lava ($V_p=2.4 - 3.9$ km/sec) with a thickness of 75 m. Finally, the local base-rock seems to correspond with lateritic volcanic soils of low resistivity (15-70 ohm-m) related to the top of the Aguacate Group and/or the Monteverde Formation. A series of geophysical anomalies were detected and they are related to neotectonics faults, some of them previously recognized.

The present information will be of great value to filter the site effect of seismic signals recorded by dense arrays; this is originated from the presence of

1. Introducción

1.1 Antecedentes y Ubicación

En enero y febrero de 1997 se realizó una campaña sismológica en los alrededores del volcán Arenal junto con geofísicos del Laboratorio de Instrumentación Geofísica de la Universidad de Savoie (Chambery, Francia), la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica y personal de la actual Área de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica del ICE. La misma consistió en un despliegue de una serie de redes sísmicas densas o "arrays" con diferentes configuraciones (en "L", triángulos, semicírculos y perfiles) alrededor del volcán para localizar señales, estudiar diversos aspectos de su fuente y también efectos de propagación.

Durante dicho período se recabó una gran cantidad de señales sísmo-volcánicas, parte de las cuales fueron analizadas (Mora, 1998) pero más de un 60% aún se encuentran en proceso de análisis (Mora, 1999). En vista de que todas las estaciones sísmográficas fueron ubicadas en el terreno sobre depósitos volcánicos poco consolidados, aunado a las condiciones propias de acceso,

topografía y geología inherentes al Arenal, se tiene por problema el efecto de sitio. Este consiste en la distorsión de la señal durante su paso a través del medio, en particular en condiciones geológicas de diversa litología y grados muy variables de compactación. Por lo tanto, es de esperar que los espectros de frecuencia varíen de un sitio a otro, especialmente en el ámbito de las bajas frecuencias, a las que normalmente tienden a resonar las capas más superficiales. Desafortunadamente, este efecto ocurre en el mismo ámbito de frecuencias del tremor (ruido volcánico natural) del Arenal. Para ello existen una serie de metodologías para poder filtrar este problema (véase Mora, 1998, 1999), una de las cuales es teniendo un adecuado conocimiento de la estructura superficial (tipo de rocas, velocidad de la onda P, espesor y variaciones laterales) en los sitios en donde se instalaron los equipos sísmográficos.

Con el fin de solventar dicho problema, se realizó una campaña geofísica entre los meses de noviembre de 1998 a febrero de 1999 la cual consistió en realizar dos perfiles de refracción sísmica y

resistividad eléctrica en cada flanco este y oeste del Arenal (Fig. 1).

El perfil oeste, posee una longitud de 2800 m empezando en las coordenadas 271 450 de latitud y 457 750 de longitud. El perfil posee unos P.I. (puntos de reflexión) pero más o menos conserva un mismo rumbo oeste hasta las coordenadas 271 250 de latitud y 454 900 de longitud.

El perfil este se ubica entre las coordenadas: 271 675, 461 800 y 271 800, 463 750 de longitud, posee un solo P.I. hacia la estación 1+500. La información recabada en el presente informe ya fue preliminarmente utilizada en Francia (Mora, 1999) para mejorar las interpretaciones sismovolcánicas de la campaña de 1997, pero aún se requiere del presente trabajo para afinar los resultados sismológicos preliminares.

1.2 Objetivos de investigación

El objeto primordial de esta investigación, es el de tener un adecuado conocimiento sobre la estructura superficial, su distribución de ondas primarias, espesores de suelo, tefra y roca y sus variaciones laterales, así como zonas de anomalía geofísica que se pueden correlacionar con fallas

Con lo anterior, se podrá eventualmente corregir el efecto de distorsión en el cálculo de la ubicación de la fuente generadora de un tramo u otro.

Paralelamente, se conocerá la estructura superficial del volcán: espesor de tefras, basamento local, características geofísicas del medio, así como la comprobación de fallas o la identificación de posibles nuevas estructuras.

1.3 Metodologías de Trabajo Geofísico y Procesamiento Datos

1.3.1 Refracción Sísmica

A lo largo de los perfiles investigados, se colocaron sensores o geófonos en arreglos de 48 (dispositivos sísmicos) separadas a cada 10 m con explosiones separados a cada 100 m, aproximadamente.

La instrumentación sísmica usada, consistió de un equipo STRATAVIEW de la Casa Norteamericana GEOMETRICS de 48 canales, el cual tiene un intervalo de muestreo de 31, 62, 125, 250, 500 y 1000 microgales con un convertidor analógico a digital de 20 bits, más un amplificador de punta flotante instantáneo para dar un rango dinámico ancho. El equipo inclusive un computador 80496 DX, una pantalla gráfica de cristal líquido para observar los datos en forma instantánea, así como un monitor de ruido para hacer los tiros en periodos de "quietud sísmica" evadiendo la actividad del volcán o viento, etc.

El método de procesamiento usado es el de Hagiwara, análisis que permite obtener la profundidad de "n" interfaces bajo cada geófono, a partir de los tiempos de arribo obtenidos en los diferentes sensores.

La fuente sísmica usada fue con fulminantes eléctricos comprados a la casa costarricense LODINSA S.A.

1.3.2 Resistividad Eléctrica

Se usó un arreglo electródico tipo SCHLUMBERGER con sondeos eléctricos verticales a cada 200 m. El equipo transmisor usado fue un TSQ-4 (20 A) de la casa canadiense Scintrex y un receptor tipo RDC-10 de la misma casa. Los sondeos

tuvieron aberturas máximas AB/2 de hasta 1000 m.

Con respecto al procesamiento de datos e interpretación, se usó el programa Resix-Plus, de la compañía Interpex Limited en Golden Colorado, U.S.A. Este programa permite trabajar con amplia flexibilidad los datos de campo, con análisis de convergencia, auto ajuste a partir de un modelo generado y en general los procesos de inversión interactivos. Se buscó en todo momento, que el error por ajuste entre la curva teórica y la de campo, fuera menor a un 5%

1.4 Fuentes de Error y Profundidad de Prospección

Con el método de refracción sísmica, se estima que las fuentes de error posibles son:

- 1) Perfil topográfico ± 50 cm
- 2) Posición de los geófonos ± 40 cm
- 3) Lectura de los tiempos de arribo ± 2 ms
- 4) Cálculo de las velocidades y profundidades de las interfaces

El punto 4 significa que para estratos profundos el error es acumulativo dependiendo del contraste de la impedancia acústica y puede alcanzar hasta un 15%.

En resistividad eléctrica, el error acumulativo puede alcanzar hasta un 30%. La profundidad de prospección alcanzada es de 200 m.

2. Marco Geológico

2.1 Geología Regional

El volcán Arenal (aprox. 1670 m s.n.m.) es un pequeño estratovolcán ($12,5 \text{ km}^3$) sin incluir las tefras distales inactivo por varios siglos y del cual se desconocía actividad histórica. En la mañana del 29 de julio de 1968 inició una fase explosiva que arrasó en tres días un área de 15 km^2 , ocasionando la muerte a 78 personas y afectando en forma moderada a considerable un área de 230 km^2 . Hoy día, el Arenal es mundialmente conocido no solo por su repentino despertar con sus desastrosas consecuencias, sino también por ser un laboratorio natural para los vulcanólogos y naturalistas en general, aunado al enorme atractivo turístico que ha atraído a la región en particular a partir de 1990.

El cono del Arenal está constituido predominantemente por varios campos de lavas andesítico-basálticas, mientras que en sus bases predominan los depósitos piroclásticos (tefras de caída y de flujo y de

oleadas) y epiclásticos (retrabajo de tefras y lavas por aguas superficiales de ríos efímeros o permanentes). Las tefras son más espesas en su flanco oeste, pudiendo llegar alcanzar junto con los depósitos epiclásticos espesores de hasta 100 m o más, mientras que en su flanco este se estima que los depósitos volcánicos explosivos (tefras) son de mucho menor espesor, predominando los depósitos epiclásticos. Borgia *et al.* (1988) efectuaron un estudio geovulcanológico y petrológico detallado del sistema eruptivo Chato-Arenal (Fig. 1). La edad del volcán se remonta por lo menos a 7000 años (Soto *et al.*, 1998), mientras que la del Chato a unos 40 000 años. Los aspectos de geología local que a continuación expondremos están basados en este último trabajo y en observaciones adicionales de campo, restringidas a los perfiles estudiados.

Algunos estudios geológicos han demostrado la existencia de un fallamiento activo (últimos 7000 8000 años) en el

volcán Arenal y alrededores (Borgia *et al.*,

1988; Alvarado, 1989; Soto *et al.*, 1995).

3. Resultados Investigación Geológica – Geofísica

3.1 Perfil Oeste del Volcán Arenal

3.1.1 Estación 0+000 a 0+600

En este tramo se caracterizan cuatro capas geofísicas. La primera capa con velocidades de la onda primaria "Vp" de 0,35 km/s y espesores de 2 a 6 m. La segunda capa con "Vp" de 0,5 km/s y espesores de 6 a 15 m. Las primeras capas observadas, conformadas por piroclastos sueltos poseen altas resistividades de 5000 a 10000 ohm-m.

La tercera capa, también se correlaciona con materiales inconsolidados y su velocidad de la onda "Vp" una de 0,75 a 0,9 km/s, con espesores de hasta 90 m.

En general se presenta una espesa capa de tefras recientes no consolidadas (especialmente correspondientes con los últimos 1000 años de antigüedad) de unos 30-50 m de espesor sobreyaciendo a depósitos piroclásticos y epiclásticos medianamente consolidados (brechas volcánicas y tobas) en ciertos casos con matriz tobácea (limo volcánico), localmente algo hidrotermalizada o meteorizada. Se le ha llegado a observar en ciertos cauces efímeros.

Finalmente la última capa con velocidades de 2,2 km/s puede corresponder con una roca consolidada, posiblemente brechosa. Se interpreta una zona de baja velocidad de 1,05 km/s entre la estación 0+240 y 0+320 en contexto con una zona posible de falla.

3.1.2 Estación 0+600 a 1+000

Cinco capas son distinguibles por el método sísmico con velocidades para el suelo de 0,55 a 0,4 km/s, de 0,8 km/s para la tefra inconsolidada, 1,2 km/s para la tefra bajo el nivel freático. Basalmente se caracteriza una roca con velocidad de 2,25 km/s, en contexto con materiales brechosos (depósitos piroclásticos antiguos). Lateralmente, hacia el Sector Este, estas capas están limitadas por una zona anómala cuya velocidad es de 1,55 km/s medida en la capa inferior.

3.1.3 Estación 1+000 a 1+800

De forma similar a los estacionamientos anteriores, se distinguen cinco capas geofísicas de las cuales las cuatro primeras fueron detectadas por el método sísmico (hasta unos 60 m profundidad) y la quinta por el método eléctrico o una profundidad máxima de 200 m.

Las primeras tres capas sísmicas detectadas corresponden con suelos, piroclastos, y epiclastos inconsolidados de 0,3 a 1,4 km/s. La capa de 2,1 a 2,4 km/s puede corresponder con una brecha. En la quinta capa cuya resistividad es de 25 a 30 ohm-m, se infiere 0: un cierto grado de alteración o meteorización dentro de la brecha (V_p de 2,1 km/s) o una capa de menor velocidad no detectada por el método de refracción sísmica.

3.1.4 Estación 1+800 a 2+500

En términos generales, los primeros 20 m (promedio) de profundidad, corresponden con materiales inconsolidados. Esta capa son subyacidos por otra de forma lenticular que tiene un

espesor de 120 m hacia el centro y una longitud de 700 m aproximadamente.

Este gran lente, tiene velocidades para la onda primaria de 1,85 a 1,9 km/s lo cual está en el límite entre los materiales embebidos inconsolidados y los materiales consolidados pero muy fracturados. La forma lenticular del cuerpo y sus propiedades físicas hacen pensar en un depósito piroclástico poco compactado pero saturado.

Una quinta capa más consolidada con velocidades de 2,3 km/s es detectada bajo este "mega lente" y se correlaciona con el basamento sísmico correlacionado anteriormente con brechas o lavas meteorizadas.

3.1.5 Estación 2+500 a 2+800

Los espesores de los materiales inconsolidados son muy delgados respecto al resto del perfil, consecuentemente, la roca basal de 2,3 km/s, se encuentra a una profundidad de 30 a 60 m. En este tramo una capa con un importante espesor de 25 m en promedio sobreyace al posible basamento brechoso. Está de 1,9 km/s como se mencionó en el párrafo anterior, puede correlacionarse con piroclastos pobremente compactado y saturados en agua.

En síntesis, de 0+500 a 2+800, se presenta una estratigrafía similar a la anterior, tan solo que las tefras recientes inconsolidadas se adelgazan rápidamente entre 15-30 m en las partes proximales hasta unos 10 m en las distales, estando subyacidas por los depósitos epiclásticos (brechas, tobetas, paleosuelos, depósitos lacustres y fluviales). Su espesor se estima en unos 200 m máximo hasta alcanzar un nivel de paleosuelos lateríticos bien desarrollados, que serían la parte superior

del paleovulcanismo Grupo Aguacate o Formación Monteverde.

3.2 Perfil Este del volcán Arenal

3.2.1 Estación 0+000 a 0+370

En este tramo, es muy claro el contraste entre los materiales inconsolidados con velocidades para la onda primaria de 0,25 - 0,9 km/s, y las rocas basales. Los espesores máximos medidos para los depósitos inconsolidados pasan los 50 m.

La roca basal o el conjunto de unidades que conforman el basamento sísmico en este tramo, puede ser dividido al menos en tres secciones:

De 0+000 a 0+130 Lavas del Arenal con velocidad de 3,9 km/s.

0+160 a 0+325 Posibles brechas con velocidad de 2,8 km/s.

0+325 a 0+370 Posibles lavas o dique con $V_p = 4,0$ km/s.

Dentro del citado basamento sísmico, entre las estaciones 0+130 y 0+160 existe una importante zona de baja velocidad de 1,1 km/s.

3.2.2 Estación 0+370 a 0+630

La capa basal detectada por refracción sísmica, tiene una velocidad de 2,8 km/s. Nótese que en los últimos 70 m de este sector existe una importante zona anómala con velocidad de 1,1 km/s, la cual se correlaciona con la falla Agua Caliente indicada en la planta de ubicación de la Fig. 1. Se hipotetiza la existencia de una falla o zona de falla activa, de tipo normal (bloque descendido hacia el norte) y rumbo ENE-WSW, basado en los estudios de neotectónica de Borgia *et al.*, (1988) y Alvarado (1989). La estratigrafía sería similar a la anterior.

A unos 150 m de profundidad, existe un estrato relativamente conductor de 15 a 30 ohm-m identificado por el método de resistividad eléctrica que bien podría correlacionarse con un grado de alteración de los materiales.

En general, se presenta una superficie de suelos volcánicos (tefras medias a finas intercaladas con paleosuelos) con una edad de unos 3000 años y un espesor máximo de unos 10 m, sobreyaciendo a una secuencia volcanoclástica antigua (3000-10 000 años?) de tobas y brechas (10-30 m espesor) y en algunos sectores, lavas bajo ellos, provenientes del Arenal.

3.2.3 Estación 0+630 a 1+000

Los espesores promedios de materiales piroclásticos unconsolidados, se sitúan en 25 m de espesor con velocidades de 0,3 hasta 1,3 km/s. Bajo estas capas de materiales inconsolidados, fue identificada una capa con espesor de 30 a 60 m con velocidad de 2,1 a 2,4 km/s en contexto con una posible brecha. Esta capa es subyacida por una posible lava cuya velocidad V_p es de 3,6 km/s a una profundidad de 60 a 90 m. La continuidad de este estrato hacia el sector oriental no es claro después de la estación 1+000.

3.2.4 Estación 1+000 a 1+400

El substrato inferior aquí detectado de 2,3 km/s, se correlaciona con una brecha y está a una profundidad variable entre 10 y 45 m; sobre esta capa yacen los piroclastos unconsolidados aflorantes en los caminos de acceso a la zona. El nivel freático viene marcado por el cambio de velocidad a 1,5 km/s en la tercera capa.

3.2.5 Estación 1+400 - 1+850

En este tramo existe un ligero incremento en el espesor de los estratos unconsolidados ($V_p < 2,0$ km/s) siendo de 35 m en coincidencia con depósitos epiclásticos (debris flows hasta depósitos de escorrentía superficial laminar). El refractor basal tiene velocidad de 2,2 km/s lo cual es índice de una roca fracturada (posible brecha o lahares).

Entre las estaciones 1+630 y 680, existe una zona de baja velocidad (1,8 km/s) en contexto con un incremento en el grado de fracturación.

Otro substrato basal con bajas resistividades (25-40 ohm-m) es identificado a una profundidad de 110 m. Como ya ha sido indicado, esta capa de baja resistividad puede corresponder con un halo de alteración hidrotermal o más bien con un nivel arcilloso (lateritas).

En síntesis, el espesor de las tefras recientes es muy reducido o inexistente, estando substituido principalmente por depósitos epiclásticos muy pobremente consolidados (arenas y bloques de lava) con un espesor de hasta 20 m, sobreyaciendo a la secuencia volcanoclástica antigua (tobas y brechas piroclásticas y epiclásticas 20-60 m) mejor consolidada y finalmente lavas del Chato. Al final de este perfil se podrían presentar alguna anomalía geofísica de importancia en concordancia con una falla regional poco definida con sentido NW-SE, con bloque descendido hacia el este. Esta falla ha sido propuesta someramente por varios autores (Soto *et al.*, 1998; Madrigal *et al.*, 1997).

4. Correlación Geología – Geofísica

4.1 Sector Oeste del Volcán Arenal

Tal y como fue apuntado, los primeros 500 m de este perfil están constituidos por tefras no consolidados producto de la actividad reciente del volcán Arenal, con un espesor calculado por los métodos geofísicos de 65 a 100 m.

Subyaciendo a esta capa, existe una capa con velocidades de 2,2 km/s, la cual concuerda con la descripción geológica local que refiere a estos depósitos como piroclásticos y epiclásticos medianamente consolidados y (brechas volcánicas y tobitas). Afectando a estos materiales se halla una zona de baja velocidad (1,05 km/s) entre las estaciones 0+240 a 0+320 la cual se podría correlacionar como una falla.

Los depósitos inconsolidados, tienden a ser más delgados hacia las zonas más distantes hacia la estación 1+800. A partir de aquí existe una capa de forma lenticular que bien puede ser correlacionada con depósitos lacustres (tobitas o brechas) y que alcancen un espesor máximo de 120 m en la estación 2+160.

Las descripciones geológicas regionales, señalan que bajo estos depósitos cuaternarios existen materiales correspondientes a la parte superior del paleo-vulcanismo (Grupo Aguacate o Formación Monteverde), con niveles de paleosuelos lateríticos bien desarrollados.

Esto es notable con la capa de baja resistividad señalada entre las estaciones 1+000 y 2+000 a profundidades de 135 a 200 m y valores de 25 a 30 ohm-m.

4.2 Sector Este del Volcán Arenal

En términos generales, las velocidades inferiores a 1,6 km/s definidas en el perfil, remarcando la posición de los depósitos no consolidados (tefras con granulometría fina a media intercalada con paleosuelos, sobre o bajo el nivel freático superior). Velocidades de 2,8 km/s $> V_p >$ 2,1 km/s son correlacionadas con materiales de una secuencia volcániclastrica antigua (3000 – 10 000 años?) constituido por tobas y brechas provenientes del volcán Arenal y del Chato. Los tramos cuyas velocidades basales son superiores a 3,6 km/s se correlacionan con lavas de la misma secuencia antigua del Arenal.

Se vislumbra la existencia de una falla (Agua Caliente) proveniente desde el río Aguacaliente cercana a la localidad de El Castillo (unos 4 km al SW del cono del Arenal) pasando entre las estructuras recientes de Cerro Chato y el Arenal y proyectándose hasta el perfil prospectado en la estación 0+600. Otra importante zona de baja velocidad correlacionable con una falla regional en sentido NW-SE, que puede ser concordante con la zona de baja velocidad existente entre las estaciones 1+630 y 1+680.

5. Conclusiones

Con la aplicación de estas metodologías geofísicas, se han podido medir los espesores de los depósitos piroclásticos inconsolidados derivados de

la actividad volcánica reciente. Como era de esperar, espesores de hasta 100 m se calcularon hacia el pie del aparato volcánico en el flanco oeste en contraste

con unas pocas decenas de metros y menos en el otro flanco. Estos piroclastos (lapilli, cenizas y otros) unconsolidados tienen velocidades de onda primaria de hasta 0,9 km/s en condición drenada y menor a 1,9 km/s en condición saturada.

Bajo los piroclastos poco o unconsolidados, existe una capa refractaria predominante de 2,1 a 2,4 km/s identificada como brecha. En el perfil Este, se midieron algunas capas refractoras basadas con velocidades de 3,6 a 4 km/s en contexto con flujos de lava prominente muy probablemente del volcán Arenal.

Hacia el perfil este, dos grandes zonas de fallamiento regional pueden ser concatenada con zonas de baja velocidad sísmica en las estaciones 0+600 y 1+650. Otras importantes zonas de baja velocidad

también fueron detectadas en el flanco oeste. Parte de estas fallas ya se habían identificado por otras metodologías geológicas (trabajo de campo y fotogeología). Sin embargo, nuevas zonas de debilidad estructural (zonas de fracturación y de fallamiento, así como posibles diques?) han sido identificadas, sugiriendo una mayor complejidad geológica y neotectónica en el aparato eruptivo, pese a su joven edad (< 20 000 años), y a su vez, indicando el elevado grado de actividad volcánico – tectónica del área.

Un paleovalle se vislumbra en el perfil oeste en correspondencia con el que previamente Borgia *et al.* (1988) había hipotetizado para el antiguo cauce del río Arenal.

6. Referencias

- Alvarado, G.E., 1989. Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores de la Laguna de Arenal, Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 2 (3): 6-21; San José.
- Borgia, A., Poore, C. Carr, M.J., Melson, W.G. & Alvarado, G.E.; 1988. Structural, stratigraphic, and petrological aspects of the Arenal – Chato volcanic system, Costa Rica: Evolution of a young stratovolcanic complex. *Bull. Volcanol.*, 50: 86-105.
- Bravo, J., 1982. Geomorfología de la Hoja Fortuna (escala 1:50000). – Tesis de Licenciatura, Esc. de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica, iix + 451 pp.
- Madrigal, C., Ávila, M., Alvarado, G., Vargas, J. & Barquero, R., 1997. Estudio Geológico Geotécnico de Factibilidad de las Alternativas 1 y 5 del Proyecto Hidroeléctrico Peñas Blancas. *Inf. ICE*, Costa Rica.
- Masuda, H., 1981. Seismic Refraction Analysis for Engineering Study. *OVO Technial Note*, Tokyo, Japan, 25 pp.
- Milton, D., Savit, 1988. *Geophysical Prospecting*, McGraw Hill International Edition. 1250 pp.
- Mora, M., 1998. Análisis espectral del tremor armónico del volcán Arenal (Costa Rica) y modelización de su fuente. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, xiii + 115 pp.

Mora, M., 1999. Site effects observations for dense arrays using H/V spectral ratios at Arenal volcano (Costa Rica). D.E.A. tesis, Dèpt. Geologie, Clermont Ferrand, iv + 51 pp.

Soto, G.J., López, D.L., Fernández, J.F. & Alvarado, G.E., 1995. Caracterización geoquímica de las aguas termales del Arenal (Costa Rica) dentro de su marco geovulcanológico. V Congreso Nacional de Recursos Hídricos, Memoria Técnica, p. 10-50; artículo completo en diskette.

Soto, G.J., Alvarado, G.E. & Ghigliotti, M., 1998. El registro eruptivo de Arenal en el lapso 3000 – 2000 años antes del presente y nuevas deducciones sobre la edad del volcán. Bol. OSIVAM, 9 (17-18): 19-49, 1996; San José.

2 p/s

| | | | | |
|----------------|------|-------------------|-------|---------------------------------------|
| Boletín OSIVAM | 1998 | Año 11, No. 21-22 | 59-73 | San José, Costa Rica, diciembre, 1999 |
|----------------|------|-------------------|-------|---------------------------------------|

ANÁLISIS DEL TREMOR EN EL VOLCÁN ARENAL, COSTA RICA EN EL ÁMBITO DE LA FRECUENCIA

TREMOR ANALYSIS OF THE ARENAL VOLCANO, COSTA RICA IN THE FREQUENCY RANGE

Mauricio Mora

Universidad de Costa Rica, Facultad de Ciencias Básicas, Escuela Centroamericana de Geología

Mora, M., 1999. Análisis del tremor en el Arenal el ámbito de la frecuencia, 1999. Boletín OSIVAM, 11 (21-22): 51-66, 1998; San José.

Resumen

El volcán Arenal ha mantenido, a lo largo de más de 30 años, erupciones estrombolianas acompañadas de efusión de coladas de lava, algunos flujos piroclásticos e intensa actividad sísmica, de la cual sobresalen, por su abundancia y particularidad, los tremores armónicos. En este trabajo se estudian las características de estas señales en el ámbito de la frecuencia, para lo cual se analizaron los registros digitales de tremor del Arenal de los meses de enero a abril de 1995 y de 1997, registrados en la red sísmica del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Del mismo modo, se utilizó una pequeña muestra de los registros obtenidos durante una campaña sismológica realizada en enero y febrero de 1997, en la que se utilizaron diversas geometrías de redes sísmicas densas o "arrays". El método fundamental de trabajo fue el análisis espectral en términos de energía.

El tremor armónico concentra prácticamente toda la energía en estrechas bandas de frecuencia con un modo fundamental (f_1) a 0,9 Hz y armónicos ($f_1 * n$ con $n = 1, 2, 3, \dots$). Estas frecuencias se deben a la fuente y no a efectos de sitio o propagación. Se observó asimismo que los picos de frecuencia varían en cortos lapsos (minutos a horas) y largos (días y meses) pero siempre manteniendo su distribución armónica (espaciamiento regular de las frecuencias). Por otra parte los armónicos impares son disminuidos respecto a los pares y ocasionalmente ocurre lo contrario. Estos comportamientos explicarían las discrepancias surgidas entre los distintos autores en la definición del modo fundamental que en este trabajo se establece en 0,9 Hz.

Abstract

Along 30 years, Arenal volcano has had strombolian eruptions accompanied by effusion of lava flows, pyroclastic flows and permanent seismic activity with abundant and peculiar harmonic tremors. Here the characteristics of these tremors are analyzed in the frequency domain using digital records from January to April of 1995 and 1997, provided by the Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) of the Inst. Costarricense de Electricidad (ICE). An array with different geometries was deployed in January and February 1997, a small sample of these records is also analysed.

The spectral analysis is used to analyse the energy of the tremors. The harmonic tremor has its fundamental frequency (F_1) at 0.9Hz with harmonics ($f_1 * n$, $n = 1, 2, 3, \dots$). The energy is concentrated mainly in narrow band in the vicinity of F_1 . This frequency content is related to the source, not to site or propagation effects. It has been observed that the frequency peaks vary from short time intervals (minutes to hours) and long time intervals (days to months) maintaining always their harmonic pattern.

On the other hand, the harmonics odds most of the times are smaller than the pairs and occasionally explain the discrepancies that exist between the different authors in the definition of the fundamental mode, which is established in 0.9 Hz in this paper.

Introducción

Una de las señales más conspicuas de la sismicidad volcánica es el tremor, el cual es un ruido sísmico que puede mantenerse por varios minutos e incluso horas. Hasta el momento, se han identificado dos tipos básicos de tremor: el armónico y el espasmódico. De éstos, el primero ha sido el más estudiado y la interpretación de su origen se ha constituido en un verdadero reto para los volcanólogos geofísicos especializados en Sismología Volcánica y para aquellos responsables del pronóstico de erupciones volcánicas. Muchos modelos de alimentación magmática, desgasificación y movimiento de fluidos hidrotermales se han propuesto para explicar los rasgos de las formas de onda y los espectros de frecuencia de este ruido volcánico particular (ver discusiones y referencias en Mora, 1998).

El Arenal es un estratovolcán pequeño (1,1 km de altura desde su base y 15 km² de área) y simple, con una continua actividad efusiva y explosiva de tipo estromboliana, que lo hacen un interesante laboratorio natural, además de un bello atractivo turístico. Actualmente está considerado entre los 10 volcanes más activos a nivel mundial y es uno de los 100 volcanes más conocidos en el presente siglo. Producto de la actividad de este macizo se genera una amplia gama de señales sísmicas, entre ellas: tremores, explosiones, eventos de baja frecuencia y eventos de alta frecuencia (sismos volcanotectónicos o señales generadas por avalanchas volcánicas). De todas ellas, la más interesante por su abundancia (varias horas diarias), sus características (espectro de frecuencia y forma de onda variable en el tiempo, entre otros) y por su relación directa con la fuente, es el tremor armónico.

Por las razones anteriores, muchos científicos se han dado a la tarea de estudiar los tremores del Arenal: Matumoto (1976), Alvarado & Barquero (1987),

Morales *et al.* (1988), Barquero *et al.* (1992), Alvarado *et al.* (1988, 1997), Métaxian *et al.* (1996), Benoit & McNutt (1977), Hagerty *et al.* (1997). No obstante, es interesante notar que todavía existen diferencias entre los resultados obtenidos y poco acuerdo sobre los modelos de tremor armónico propuestos para dicho volcán. Por lo tanto, quedan aún muchos cuestionamientos, entre los más importantes: ¿Qué características físicas dominan la fuente? y ¿cuál es la geometría de la fuente? No obstante, esta situación no es nueva y se repite en gran cantidad de volcanes en todo el mundo, lo cual ha hecho que se sumen casi 80 años de investigación en este campo. Puede verse entonces cómo en el caso particular del Arenal estas interrogantes aún sin resolver generan un interesante tópico de investigación, que permitiría avanzar en el conocimiento sobre la fuente del ruido volcánico. Su principal aporte será la concertación de las investigaciones y los resultados previos, las características geológicas y la información recientemente procesada para aportar nuevas ideas sobre el origen y el comportamiento del tremor armónico y su relación con la actividad eruptiva.

Objetivos

Establecer las características del tremor armónico del Arenal en el ámbito de la frecuencia y el comportamiento de éstas en el tiempo.

Análisis del tremor en el ámbito de la frecuencia

El análisis de frecuencias es uno de los instrumentos más utilizados en sismología volcánica para caracterizar los distintos tipos de señales sísmicas de origen volcánico y obtener también características de la fuente generadora. En el caso particular del Arenal, si bien se ha

realizado numerosas veces estudios espectrales de los tremores, aún quedan algunos aspectos por resolver y por detallar, entre ellos están: (1) Establecer cuáles son las frecuencias características de los tremores armónicos del Arenal, y (2) Definir el modo fundamental. Esta información permite establecer las bases para el modelaje del resonador que genera los tremores armónicos y permite tener una idea de cómo es el sistema de alimentación magnética.

Datos

Para realizar este trabajo se utilizó la base de datos sismológicos, recopilada en el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), dirigido por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Aspectos técnicos de dicha red son explicados por Alvarado *et al.* (1997) y Mora (1998). Dicho observatorio, a partir de 1994 se convirtió en uno de los centros sismológicos más modernos de América Central gracias a la adquisición de avanzadas estaciones sísmicas digitales y equipo de cómputo. Sin embargo, debido a los diversos intereses prioritarios del ICE y del OSIVAM en particular, aún no ha sido posible explotar toda la información a plenitud. No obstante, este factor ha propiciado que el OSIVAM brinde apoyo a universidades nacionales e internacionales para que ellas puedan utilizar al máximo posible toda la información recolectada desde el punto de vista científico. Aunado a ello, se realizó una campaña sismológica en enero y febrero de 1997 en forma conjunta con geofísicos del Laboratorio de Instrumentación Geofísica de la Universidad de Savoie (Chambéry, Francia), cuyos resultados preliminares y parciales se presentan en este trabajo. Sin embargo, todavía queda más de un 80% de la información sin procesar lo cual está en la actualidad generando temas para investigaciones en procesos de estudio. Durante esta campaña se instalaron 4 tipos de redes densas ("arrays"): perfiles, redes

triangulares, redes en semicírculo y una red en "L". Los detalles de instrumentación de estas redes se resumen en Mora (1998).

Procesamiento de los datos

Para el análisis de frecuencias se realizó el Espectro de Potencia (Power Density Spectra) con el fin de tener control sobre las bandas de frecuencia en las cuales se concentra la energía. Los espectros fueron normalizados y se elaboraron utilizando el menor número de ventanas no traslapadas de FFT (Fast Fourier Transform) para obtener mayor resolución. Las escalas de los gráficos se escogieron en función de la información que era necesario mostrar, es por eso que las figuras de los espectros, posiblemente, no sean uniformes en cuanto a las escalas usadas. Los tremores utilizados se seleccionaron con base en tres criterios de homogenización: a) Bajo contenido de ruido, b) La señal debía estar registrada en más de tres estaciones, c) El registro tiene como mínimo un minuto de señal. Una vez realizada la homogenización de la muestra, se procedió a realizar sistemáticamente los espectros de potencia de cada registro, dividiéndolos por componentes. Desafortunadamente, debido a que la red de Arenal no ha trabajado de una manera continua, la mayoría de los registros no pasaron los requerimientos mencionados anteriormente. Por eso sólo se utilizaron 145 tremores de enero, febrero, marzo y abril de 1995, así como algunos de enero y setiembre de 1997, los cuales sí cumplieron con los criterios de homogenización.

Pese a esta restricción temporal, la cantidad de tremores obtenidos para análisis fue suficiente para obtener una muestra aceptable. Para el caso de la red "L", se tomó una muestra pequeña de 10 segmentos de tremor y se aplicó el mismo procedimiento.

Caracterización espectral

Los espectros resultantes del análisis sistemático de las señales son bastante simples, caracterizados por picos muy angostos de frecuencia donde se acumula la mayor o bien casi toda la energía de la señal. Dicha energía se encuentra restringida a una banda de frecuencia entre 0,8 y 10 Hz. Por otra parte, los primeros modos de vibración observados en cada evento se concentran mayoritariamente dentro de la banda de 0,8

a 2,6 Hz, tal y como se observa en la Fig. 1. Debido a que los datos analizados son solamente segmentos de tremor y no registros continuos, la variabilidad temporal aparente de la frecuencia fundamental, aunque es evidente, no es representativa como para establecer un patrón correlacionable con la actividad eruptiva, por lo tanto en la Fig. 1, el eje de las abscisas representa los tremores analizados denotados por un número y no por fecha.

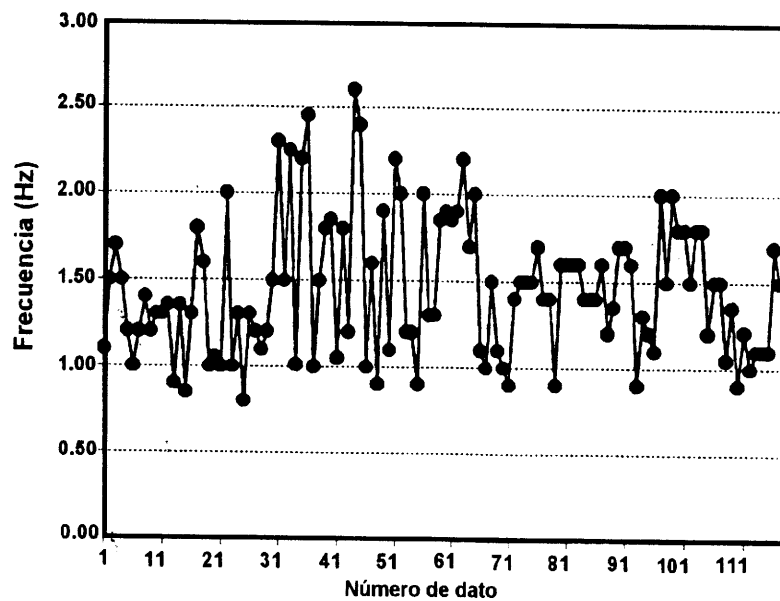


Figura 1: Frecuencia de los tremores armónicos en la red "L".

El procesamiento de segmentos de tremores armónicos que fueron detectados en la red en "L" o en cada uno de los perfiles, sustenta lo descrito anteriormente,

tal y como se resume en la Tabla 1, donde se puede observar que las frecuencias más importantes son: 1,8; 2,25 y 4,25 - 4,3 Hz.

Tabla 1: Frecuencias observadas en algunos de los registros de los perfiles y de la red en "L"

| Día/mes | Hora (GMT) | Tipo de Re ("ARRAY") | Frecuencias (Hz) | | | | | | |
|---------|------------|----------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|
| | | | | | | | | | |
| 0102 | 16:11:53 | Red en L | 2,37 | 2,62 | 4,88 | 5,12 | | | |
| 0102 | 16:42:05 | Red en L | 3,44 | 3,62 | 6,87 | | | | |
| 0202 | 22:50:19 | Perfil Oeste 1 | 1,12 | 1,62 | 2,25 | 3,25 | 4,9 | | |
| 0202 | 23:15:30 | Perfil Oeste 1 | 1,25 | 2,5 | 2,75 | 2,75 | 3,75 | 5,25 | 6,25 |
| 0302 | 22:30:10 | Perfil Oeste 2 | 2,25 | 4,25 | | | | | |
| 0402 | 00:15:54 | Perfil Oeste 2 | 1,87 | 2,12 | 2,25 | 4,12 | 4,25 | | |
| 0402 | 00:25:58 | Perfil Oeste 2 | 1,50 | 2,25 | 2,45 | 2,60 | 4,25 | 7,20 | |
| 0402 | 07:25:53A | Perfil Oeste 2 | 1,40 | 1,90 | 2,60 | 3,25 | 3,90 | | |
| 0402 | 07:28:53B | Perfil Oeste 2 | 1,80 | 2,35 | 4,60 | | | | |
| 0402 | 11:35:35A | Perfil Oeste 2 | 1,55 | 1,70 | 3,30 | 3,45 | 3,55 | | |
| 0402 | 11:35:35B | Perfil Oeste 2 | 1,45 | 2,80 | 3,05 | 4,30 | 4,60 | | |
| 0702 | 08:31:53 | Perfil Este | 1,90 | 2,00 | 3,90 | 4,00 | 5,80 | | |

Los tremores del Arenal se caracterizan por su naturaleza armónica y monocromática. En la Fig. 2 se muestran los espectros de potencia de todas las componentes de un tremor registrado el día 25/3/95 a las 02:27:28 GMT en tres de las seis estaciones de la red. La escala

utilizada es lineal-logarítmica para resaltar mejor cada pico. Nótese la secuencia desde la frecuencia fundamental en 0,8 Hz hasta 5 armónicos en: 1,6; 2,4; 3,2; 3,9 y 4,7 Hz. Durante el período de observación lo común fue observar en general hasta 3 múltiplos.

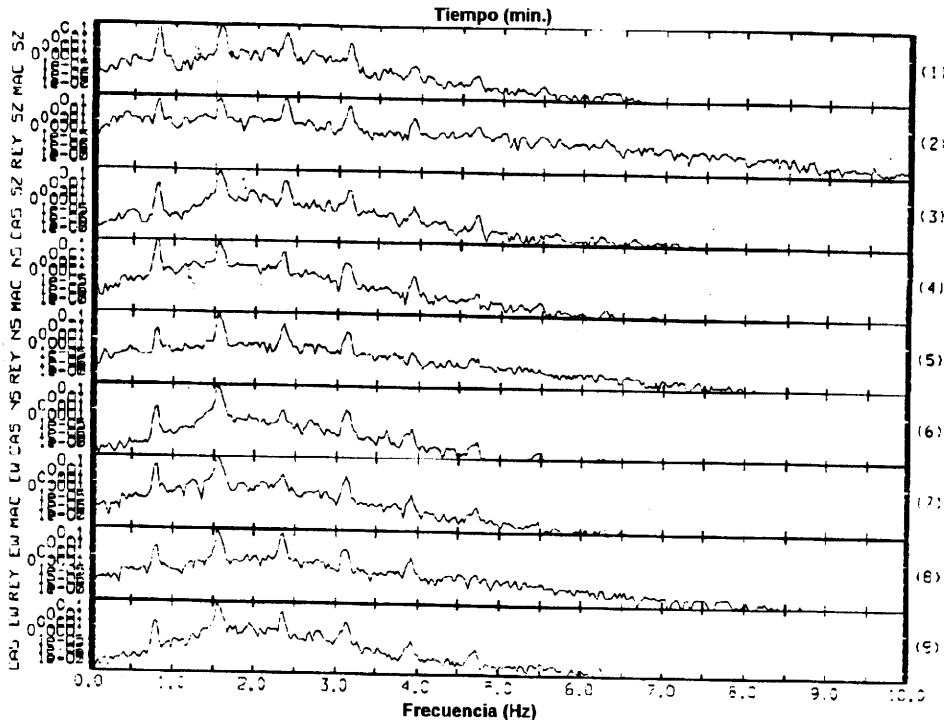
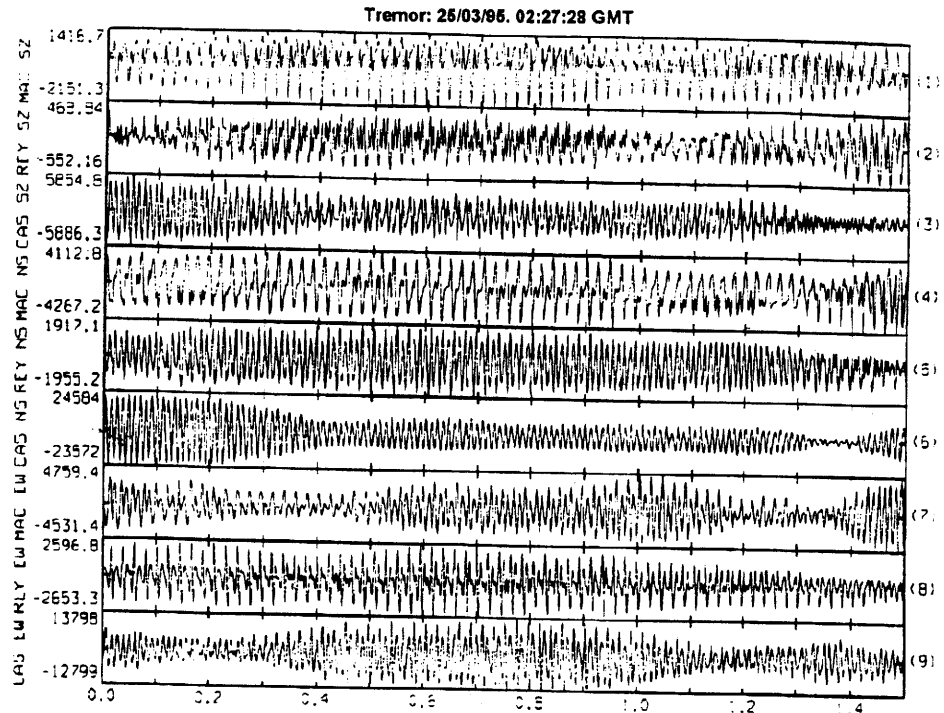


Figura 2: Arriba: Formas de onda (componentes verticales) de un segmento de tremor del 25/03/95 a las 02:27:28 (GMT). Abajo: Espectros de potencia.

Descrito de una forma simple, se observó que el tembor del Arenal tiene una frecuencia fundamental promedio de 0,9 Hz la cual, como la describió Mora (1998), no obedece a efectos de sitio. La Fig. 2 muestra los espectros de potencia normalizados de un tembor registrado el 17/10/95 a las 15:27:24 GMT en tres estaciones de la red (se muestran todas las componentes). Nótese el pico fundamental en 0,9 Hz. Esta frecuencia fundamental presenta armónicos pares tales como: 1,8; 3,6 y 5,4 Hz y armónicos impares: 0,9; 2,7; 4,5 y 6,3 Hz. El modo fundamental en 0,9 Hz había sido observado por Alvarado *et al.* (1988a) y

Hagerty *et al.* (1997), quienes reportaron frecuencias de 0,5 y 0,8 Hz. Estos reportes discrepan con lo mencionado por Alvarado *et al.* (1997) y Benoit & McNutt (1997), quienes describen un modo fundamental en 1,8 Hz. La Fig. 3 muestra las formas de onda y los espectros de potencia de las componentes verticales de un tembor del 28/02/95 a las 17:04:32 GMT. Obsérvese que la frecuencia fundamental en este caso particular sería 1,85 Hz y el primer múltiplo es 3,6 Hz, lo cual es común en los tembores del Arenal y, por lo tanto, genera duda acerca de cuál podría ser en realidad la frecuencia fundamental.

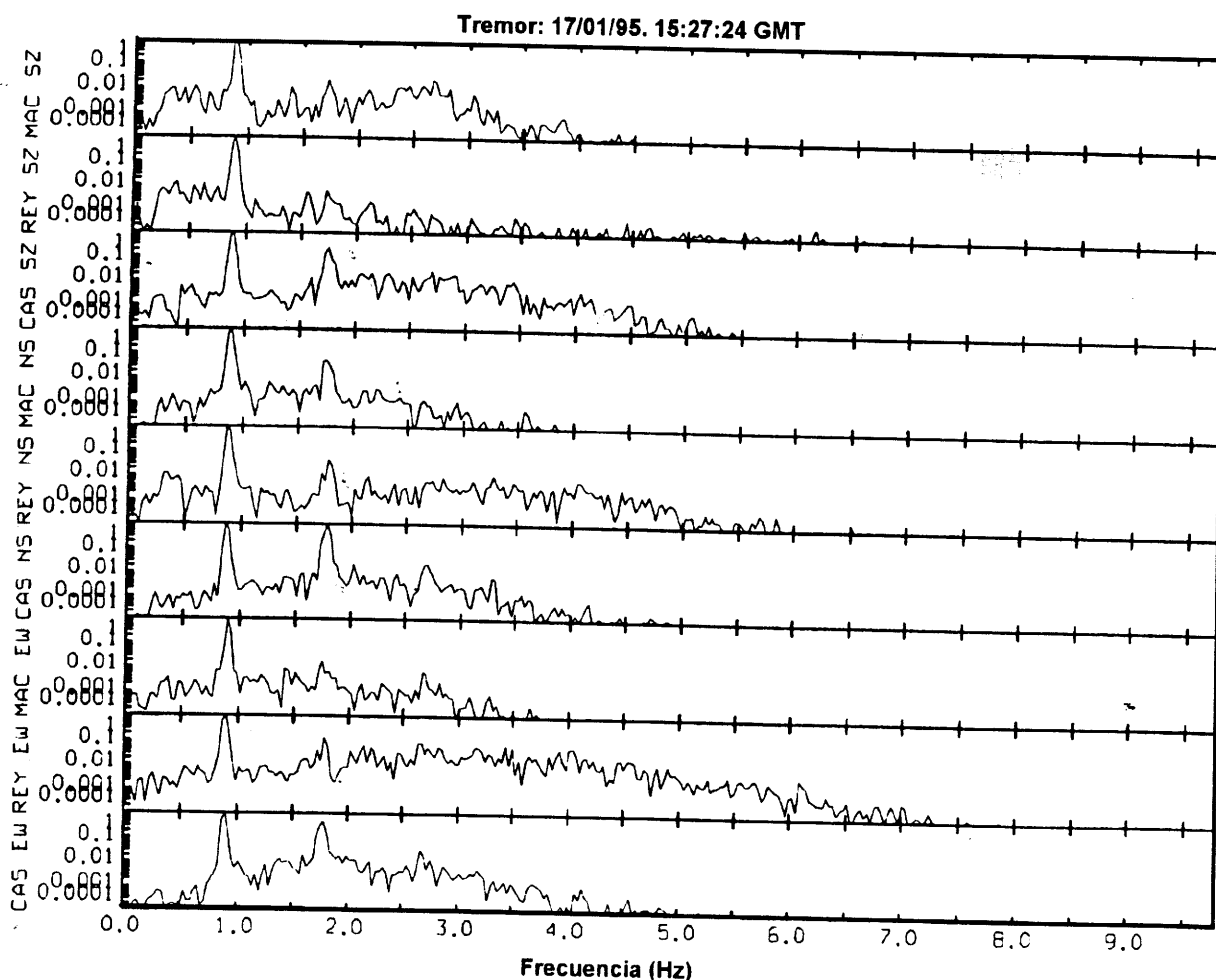


Figura 3: Espectros de la frecuencia en las tres componentes de las estaciones MAC, REY y CAS de un segmento de tembor registrado el 17/01/95, 15:27:24 (GMT).

Evolución temporal de las frecuencias

Una de las características más importantes observadas en los tremores armónicos es la variación temporal de su contenido de frecuencias. Estas variaciones pueden ser graduales, es decir, aumentar o disminuir paulatinamente en lapsos de minutos e incluso de segundos, o bien, pueden ser aleatorias en esos mismos lapsos. En este último caso, las frecuencias aumentan y disminuyen sin ningún patrón.

La Figura 4 muestra en la parte superior las formas de ondas de un tremor registrado el 25/04/95 a las 18:27:36 GMT. Para demostrar la

variación gradual de las frecuencias, se realizó el espectro de potencia de tres segmentos de un minuto cada uno (0-1 minuto, 2-3 minutos y 4-5 minutos). El resultado son los espectros de la parte inferior de la Fig. 5. Obsérvese los picos de frecuencia principales que pasan de 1,6 Hz a 1,9 Hz. No obstante, este comportamiento puede cambiar hasta ser más aleatorio, siempre dentro del mismo ámbito de minutos. En la Fig. 5 se muestran los espectros de potencia obtenidos de varios segmentos de tremor registrados en la estación REY y que son sucesivos en el tiempo. Se pueden observar claramente los ascensos y descensos de la frecuencia del orden de décimas de Hz en menos de 12 minutos, aproximadamente.

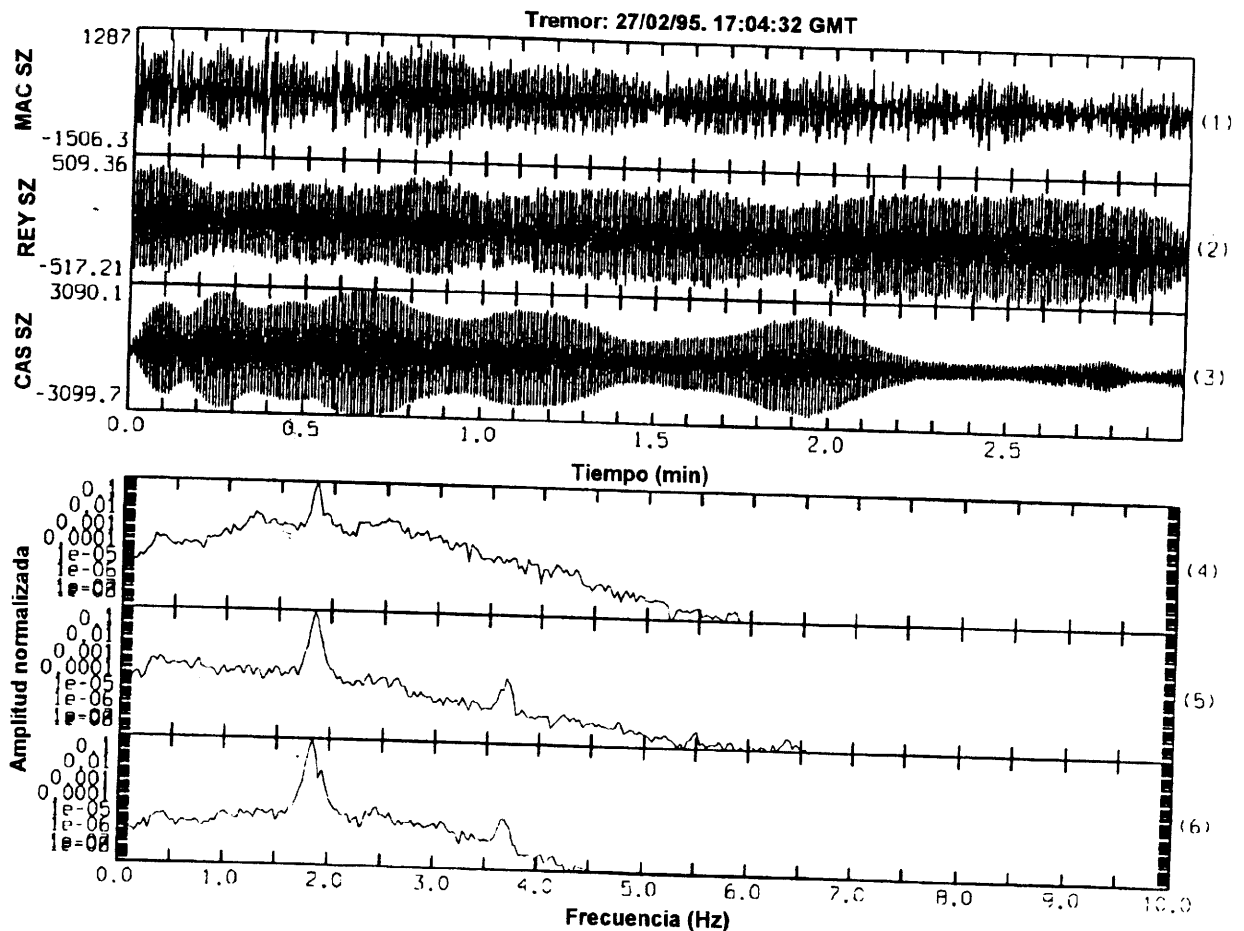


Figura 4: Arriba: Formas de onda en las componentes verticales de un segmento de tremor del 28/02/95 a las 17:04:32 (GMT). Abajo: Espectros de potencia.

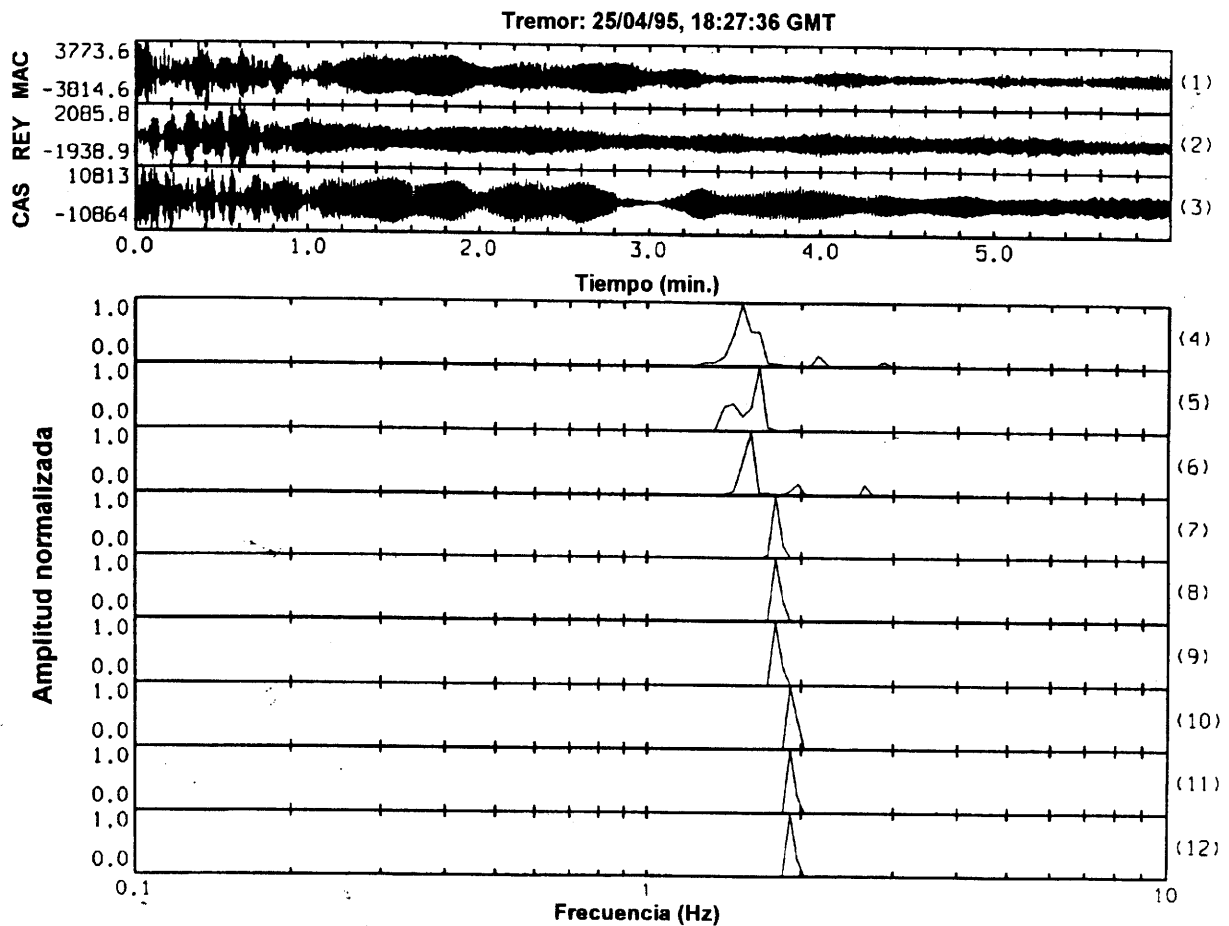


Figura 5: Arriba: Formas de onda en las componentes verticales de un segmento de tremor del 25/04/95 a las 18:27:36 (GMT). Abajo: Sucesión de espectros de frecuencia realizados a intervalos de 1 minuto.

Los cambios antes descritos no sólo son evidentes durante un mismo evento, sino también en el orden de horas. Para ilustrar esta situación se analizó una serie de registros del día 01/04/95, los cuales estaban separados prácticamente una hora uno de otro; esto dio como resultado la Fig. 6. De cada registro se analizaron solamente las componentes verticales de las estaciones MAC, REY y CAS. Vemos que de las 16:28 GMT y a las 17:32 GMT hubo un descenso en la frecuencia de

alrededor de 0,7 Hz, en tanto que de las 17:32 GMT a las 18:33 GMT ocurrió un incremento de más de 1 Hz. Sin embargo, esta situación no siempre se produce dado que, aparentemente, la frecuencia puede mantenerse estable durante varias horas, tal y como se muestra en la Fig. 7, que fue elaborada del mismo modo que la anterior. Adviértase que el cambio de frecuencias ocurre en la segunda hora y luego permanece en las horas subsiguientes.

Tremor: 05/01/95, Estación REY SZ

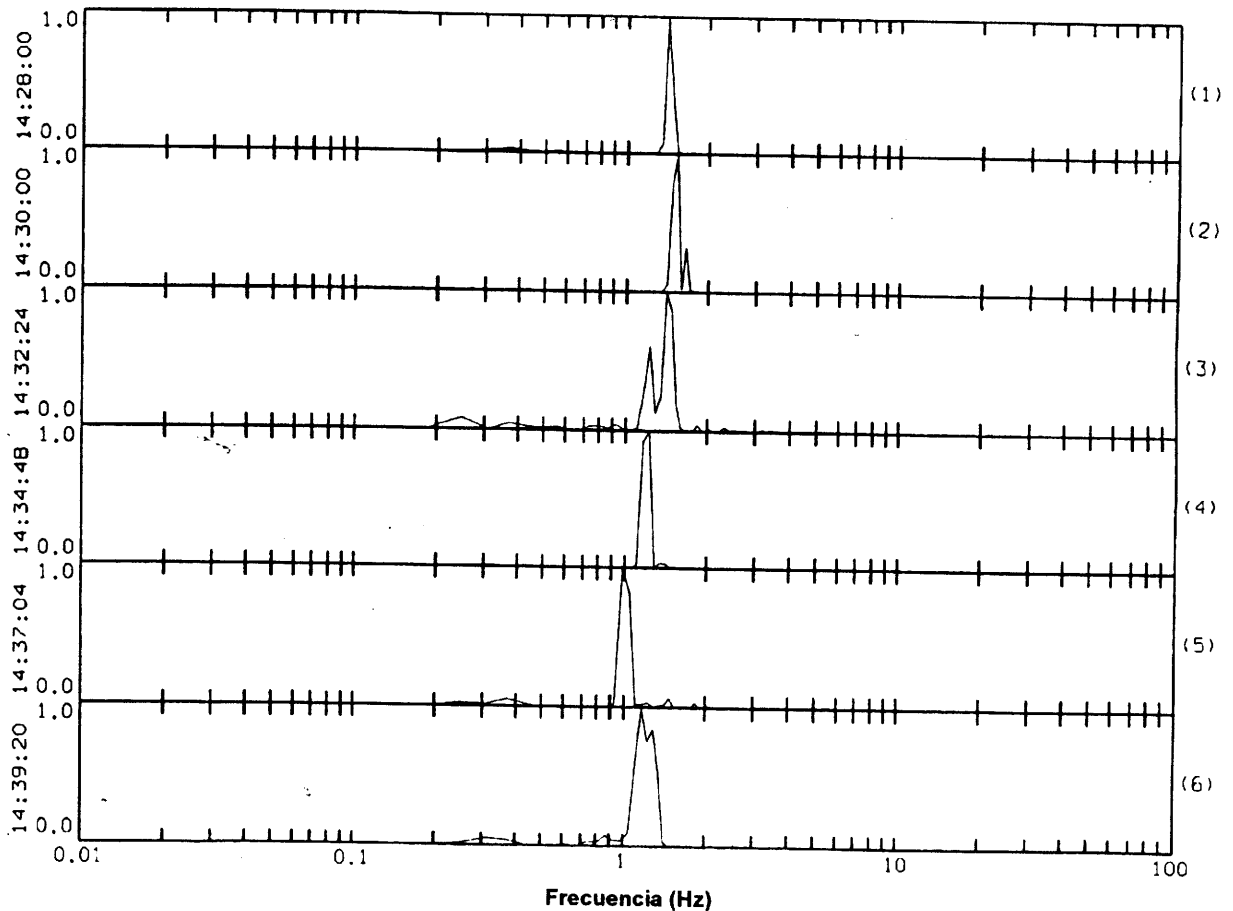


Figura 6: Espectros de frecuencia de una sucesión de registros de segmentos de tremor del 05/01/95 entre las 14:28:00 y las 14:38:20 (GMT).

Resumiendo, tenemos dos comportamientos que caracterizan el contenido espectral del tremor en el tiempo: 1. Los picos de frecuencia varían en cortos lapsos (cuestión de minutos y horas), pero siempre manteniendo su distribución armónica (espaciamiento regular de las frecuencias) (Fig. 8), y 2. Los armónicos impares se disminuyen

con respecto a los armónicos pares y ocasionalmente ocurre lo contrario, lo cual sucede en largos intervalos (días y meses). Estos comportamientos explicarían muy bien las discrepancias surgidas entre los distintos autores en la definición del modo fundamental, que en este trabajo se establece en 0,9 Hz (ver Mora, 1998).

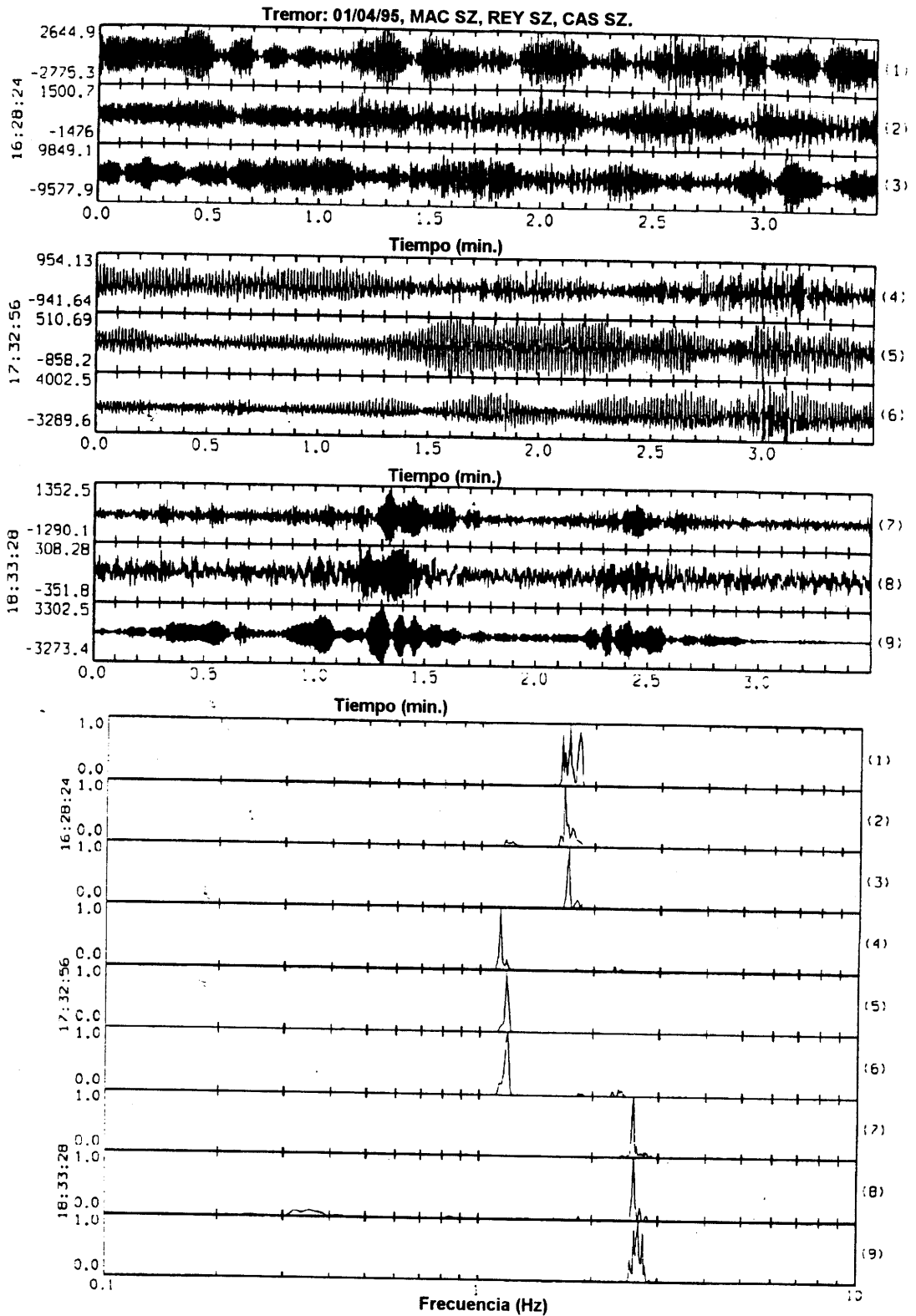


Figura 7: Arriba: Formas de onda de las componentes verticales de las estaciones MAC, REY y CAS, de tres segmentos de tremor del 01/04/95 separados por espacio de una hora, entre las 16:28:24 y las 18:33:28(GMT). Abajo: Espectros de potencia.

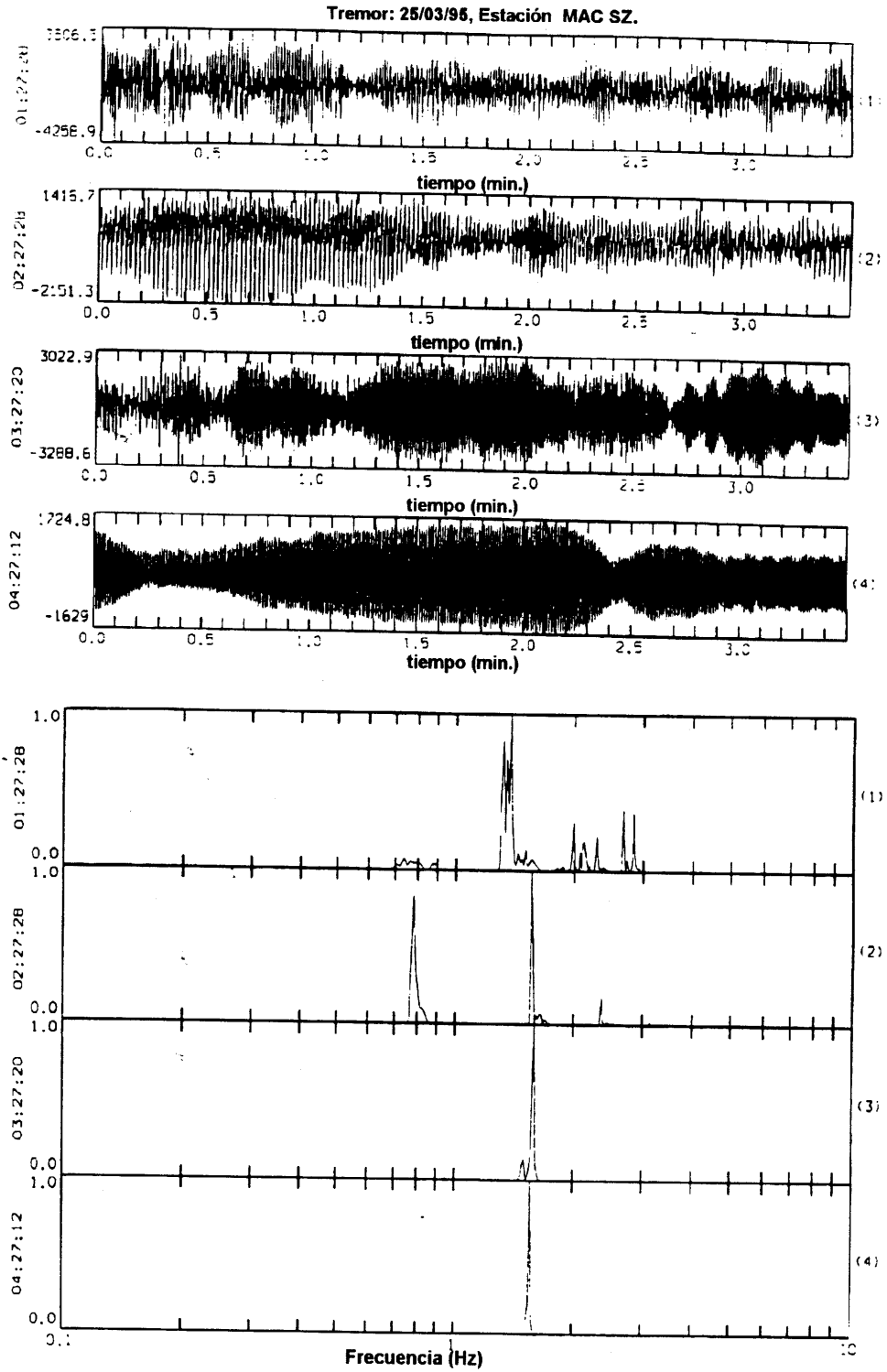


Figura 8: Arriba: Formas de onda en las componentes verticales de la estación MAC de un segmento de tremor del 25/03/95 entre las 01:27:28 y las 04:27:12 (GMT) separados por intervalos de una hora. Abajo: Espectros de potencia.

Cálculo de factor de calidad (Q)

El amortiguamiento del resonador comúnmente se caracteriza por el factor de calidad el cual es adimensional. Este factor es el cociente entre la energía acumulada y la energía disipada (Leet, 1988), escrito algebraicamente como:

$$Q = 2\pi E / \Delta E \quad (1)$$

Donde E es la energía total (cinética + potencia) del resonador, y ΔE es la pérdida de energía (por ciclo) de una vibración armónica debida al amortiguamiento. Esta es, intrínsecamente, la definición general para el Q de los materiales.

Según Johnston & Toksoz (1991, en Leet, 1998) el valor Q puede ser definido en términos del ancho de banda del pico de resonancia según la siguiente relación:

$$Q = f / \Delta f \quad (2)$$

Donde f es la frecuencia en Hz del pico espectral debida al modo de vibración seleccionado y Δf es el ancho de la banda de frecuencia (en Hz) del pico espectral medido a la mitad de su amplitud. Estos parámetros se obtienen por medio del espectro de potencia y con esta relación es posible determinar las características de amortiguamiento del resonador fuente utilizando el espectro del tremor (véase Leet, 1988; Chouet, 1992).

Es posible obtener el factor de amortiguamiento ("damping factor") mediante la siguiente relación (Hurst & Sherburn, 1993):

$$\text{Factor de amortiguamiento} = 2\pi / Q \quad (3)$$

Muchos autores han obtenido valores de Q diferentes a lo largo de sus trabajos, mismos que normalmente han

sido superiores a 10 y menores a 40. Aki (1984) sugirió que para calificar una vibración continua del terreno como tremor armónico, el valor de Q medido a partir de su espectro de potencia debía ser al menos superior a 10. Chouet (1985), por su parte, sugirió que las causas principales de la pérdida de energía acústica de un cuerpo aislado con algún fluido dentro de él son, básicamente, el amortiguamiento por fricción y amortiguamiento por radiación sísmica. El primero se reduce al disminuir la viscosidad del fluido, en tanto que el segundo también disminuye conforme decrece el contraste de impedancia característica entre fluido y el sólido (la impedancia característica es igual a, donde αp es la velocidad de onda compresional y ρ es la densidad del material). Con base en esto, Chouet (1985, 1986) predijo que la vibración del magma en fracturas rectangulares o conductos cilíndricos normalmente generan valores de Q entre 1 y 10.

Leet (1988) sugiere que cualquier resonador debería tener un valor de amortiguamiento lo suficientemente bajo como para dar un resonador con valores de Q superiores a 10. Aki et al. (1977) y Chouet (1992) observaron valores de Q entre 10 y 20 para tremores superficiales. Ferrazzini & Aki (1992) obtuvieron valores 40.

Para caracterizar el resonador particular del Arenal se calculó el factor de calidad Q a partir de la frecuencia fundamental de 0,9 Hz. Inicialmente se utilizó un filtro pasabanda tipo "butterworth" de manera que se pudiera aislar dicha frecuencia; posteriormente se calculó el espectro de potencia utilizando el mínimo de ventanas sin traslapar para obtener una mayor resolución. Del mismo, se obtuvieron los factores de amortiguamiento para cada caso. Los datos se resumen en la Tabla 2.

Tabla 2: Valores de calidad (Q) y factor de amortiguamiento para $f=0,9$ Hz.

| Fecha | Hora (GMT) | Frecuencia (Hz) | Factor de calidad q | Factor de amortiguamiento |
|----------|------------|-----------------|---------------------|---------------------------|
| 08/01/95 | 17:27:29 | 0,83 | 20 | 0,30 |
| 17/01/95 | 15:27:24 | 0,88 | 18 | 0,35 |
| 18/01/95 | 01:30:32 | 0,88 | 16 | 0,40 |
| 07/03/95 | 02:36:16 | 0,90 | 9 | 0,70 |
| 25/03/95 | 02:27:28 | 0,88 | 44 | 0,14 |
| 02/04/95 | 00:36:56 | 0,85 | 19 | 0,33 |
| 21/04/95 | 23:27:28 | 0,88 | 22 | 0,30 |
| | | 0,87 | 21 | 0,36 |

Se observa que los valores de Q del Arenal se encuentran dentro de los ámbitos esperados según los antecedentes mencionados.

Agradecimientos: Mi agradecimiento al personal del ICE, en particular del OSIVAM y a la Sección de Simología, Vulcanología y Exploración Geofísica de la Universidad de Costa Rica.

Referencias

Alvarado, G. & Barquero, R., 1987. Las señales sísmicas del Volcán Arenal (Costa Rica) y su relación con las fases eruptivas (1968-1986). *Ciencia y Tecnología*, 11 (1): 15-35; San José.

Alvarado, G., Matumoto, T., Borgia, A. & Barquero, R., 1988^a. Síntesis geovulcanológica del Arenal (Costa Rica): 20 años de continua actividad eruptiva (1968 - 1988). *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1 (1): 21-39; San José. También reproducido en: *Rev. Geog. Amer. Central*. (25-26): 413-459.

Alvarado, G.E., Taylor, W.D., Ohmberger, M.M., Soto, G.J. & Madrigal, L.A., 1997. First observations of volcanic activity at Arenal volcano (Costa Rica) using a new three-component seismic digital network: *Boletín OSIVAM*, 8 (15-16): 11-45, 1995; San José.

Aki, K., Fehler, M. & Das, S., 1977. Source mechanics of volcanic tremor: fluid driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2:259-287.

Aki, K., 1984. Evidence for magma intrusion during the Mammoth Lakes earthquakes of May 1980 and indications of the absence of volcanic (harmonic) tremor. *J. Geophys. Res.* 89: 7685-7696.

Barquero, R., Alvarado, G.E. & Matumoto, T., 1992. Arenal Volcano (Costa Rica) Premonitory Seismicity: In: P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (eds), *Volcanic Seismology*: Springer-Verlag, Berlín, IAVCEI Proceedings in Volcanology 3: 84-96.

Benoit, J.P. & McNutt, S., S.R., 1977. New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, using broadband seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 24 (4): 449-452.

Chouet, B., 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.*, 90 (B2): 1881 - 1893.

Chouet, B., 1986. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *J. Geophys. Res.*, 91 (B14): 13 967-13 992.

Chouet, B., 1992. A seismic model for the source of long period-period events and harmonic tremor. In: P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (eds), *Volcanic Seismology*: Springer-Verlag, Berlín, IAVCEI Proceedings in Volcanology 3: 84-96.

Ferrazzini V. & Aki, K., 1992. Preliminary results from a field experiment on volcanic events. In: P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (eds), *Volcanic Seismology*: Springer-Verlag, Berlín, IAVCEI Proceedings in Volcanology 3: 84-96.

Hagerty, M.T., Schwartz, S. Y., Protti, J.M., Garcés, M., & Dixon, T., 1997. Observations at Costa Rican Volcano Offer Clues to Causes of Eruptions. *EOS*, 78 (49): 565, 570 - 571. American Geophysical Union.

Hagerty, M.T., Schwartz, S. Y. & Protti, J.M. (en prensa). Preliminary analysis of seismic observations at Arenal Volcano. *Volcanology and Seismology*.

Hurst, A.W. & Shernurn, S., 1993. Volcanic tremor at Ruapehu: Characteristic and implications for the resonant source. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 36: 475-485.

Leet, R., 1998. Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor. *J. Geophys. Res.*, 93 (B-5): 4835 - 4849.

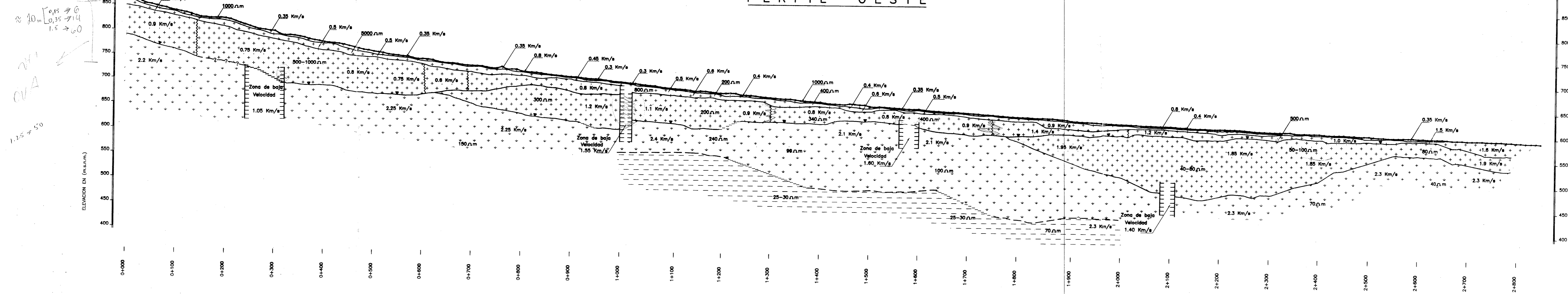
Matumoto, T., 1968. Seismological observations at Mt. Arenal and other volcanoes in Costa Rica. Preliminary report (inédita), 3 pp.

Métaxian, J.-P., Lesage, P., Barquero, R & Creusot-Eon, A., 1996. Características espectrales de las señales sísmicas y estimación de V_p en la estructura superficial del Volcán Arenal. *Bol. Obs. Arenal*, 6 (11-12): 23-44; San José.

Mora, M., 1998. Análisis espectral del tremor armónico del volcán Arenal (Costa Rica) y modelización de su fuente. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, xii+117 pp.

Morales, L.D., Soley, J.F., Alvarado, G., Borgia, A. & Soto, G., 1988. Análisis espectral de algunas señales de los volcanes Arenal y Poás (Costa Rica) y su relación con la actividad eruptiva. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1 (2): 1-25; San José.

PERFIL OESTE



SIMBOLOGIA

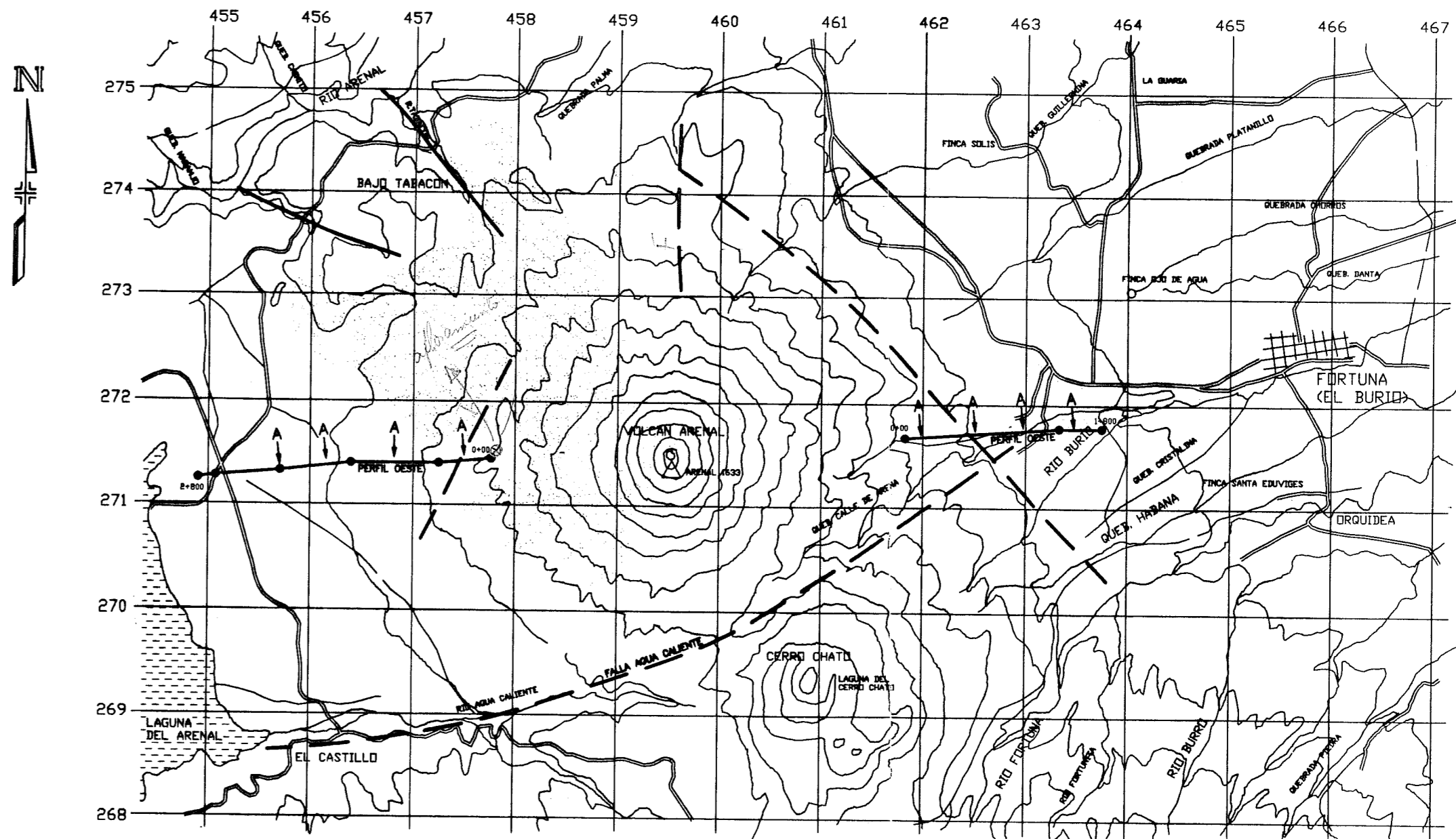
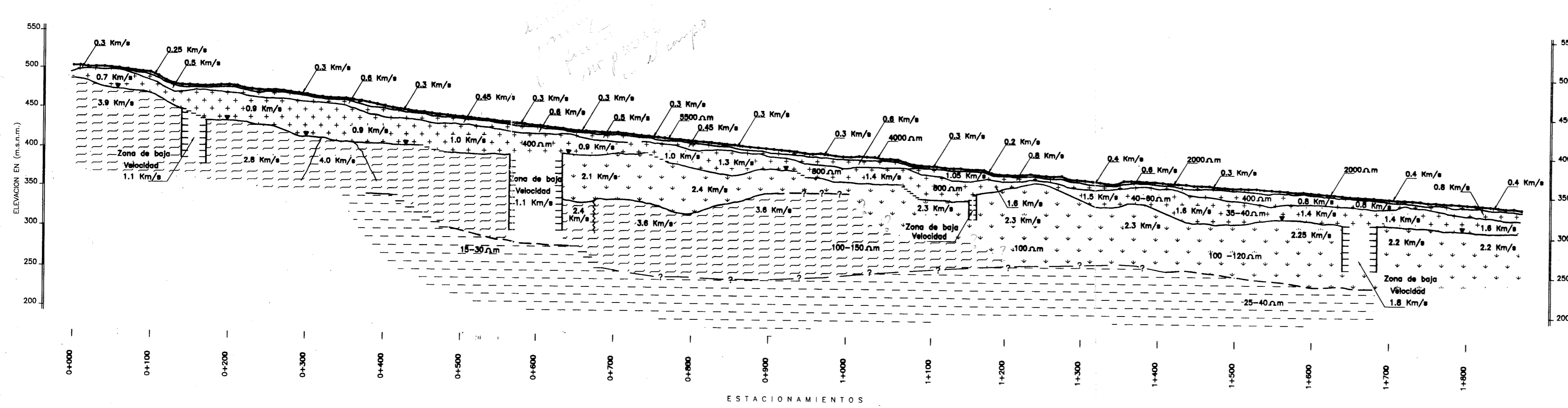
- 0.6 Km/s VELOCIDAD DE ONDA PRIMARIA
- 500-1000 Ω.m RESISTIVIDAD DEL MATERIAL (Ohmios-metro)
- CONTACTO SIMISCO
- VARIACION LATERAL
- CONTACTO GEOELECTRICO
- CONTACTO INFERIDO
- ZONA DE BAJA VELOCIDAD
- NIVEL FREATICO INFERIDO

LITOLOGIA:

- DEPOSITOS PIROCLASTICOS Y EPLICASTICOS (POCO CONSOLIDADOS Vp < 1.9 km/s)
- BRECHAS (2.1-2.4 km/s)
- LAVAS (Vp > 3.6 km/s)
- GRUPO AGUACATE S: 25-30 Ω.m
δ Fm MONTEVERDE

| REV. | FECHA | DESCRIPCION | POR | APROB. |
|---|--------------|---|--------|-----------------------|
| EJECUTO: | | PROYECTOS Y SERVICIOS ASOCIADOS CENTRO DE SERVICIO EXPLORACIONES SUBTERRANEAS GEOFISICA PROYECTO INVESTIGACION VOLCAN ARENAL PERFILES GEOFISICOS (FLANCOS ESTE Y OESTE DEL VOLCAN) | | |
| DIBUJO: | | | | |
| SUPERVISO: | | | | |
| GEOL. C. LEANDRO M. R. BRENES O. GEOL. G. ALVARADO I. | | INSTITUTO COSTARRICENSE DE ELECTRICIDAD SAN JOSE - COSTA RICA | | |
| FECHA: | OCTUBRE 1999 | ESCALA: | 1:4000 | ARCHIVO PLANOS -7- |
| | | ARCHIVO CAD G1419G01 .DWG | | |

PERFIL ESTE



- SIMBOLOGIA:**
- FALLA Y/O ALINEAMIENTO ESTRUCTURAL
 - ↑ ANOMALIAS GEOFISICAS
 - PERFIL GEOFISICO

NOTA:
 EL PLANO ESTRUCTURAL ESTA BASADO EN SOTO et al. (1994) Y BRAVO (1982)

PLANTA DE UBICACION
 HOJA: FORTUNA ESCALA: 1:50.000