

ICELEC

U.E.N. Proyectos y Servicios Asociados
C.S. Exploración Subterránea

Área de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica



Boletín OSIVAM

Observatorio Sismológico y Vulcanológico de
Arenal y Miravalles (OSIVAM)

Año 13, N° 25

Julio, 2002



ISSN 1015-4396

ICELEC

**U.E.N. Proyectos y Servicios Asociados
C.S. Exploración Subterránea**

Área de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica

**Boletín del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de
Arenal y Miravalles (OSIVAM)**

Editora:

Ivonne Arroyo H.

Año 13, N° 25

San José, Costa Rica

Impreso en los Talleres de Publicaciones del ICE
Julio del 2002

ISSN 1015-4396

Índice

Waldo Taylor La actividad sismotectónica durante el 2001 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica Miravalles, ARCOSA y Tejona	1
Ivonne Arroyo & Waldo Taylor La actividad del volcán Arenal durante el año 2001	10
Waldo Taylor Seismic sources and crack generation at Miravalles Geothermal Field	27
Waldo Taylor, Rafael Barquero, Wilfredo Rojas, Walter Montero & Lepolt Linkimer La actividad sísmica de Bijagua de Upala (enero-marzo del 2002), Costa Rica	48

*Las opiniones vertidas por los autores de los artículos son de su propia y entera
responsabilidad, y no constituyen necesariamente la posición oficial del
Boletín del OSIVAM*

FOTOGRAFÍA DE LA PORTADA: Lago de lava en la cúspide del volcán Arenal, en febrero de 1982
(cortesía de C. Cigolini).

Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM)

Apdo. 10032-1000 San José, Costa Rica
Telephones: (506) 695-6522, 220-7741
Fax: (506) 220-5193, 220-8212
E-mail: GAlvaradol@ice.go.cr
WTaylor@ice.go.cr
igarroyo@cariari.ucr.ac.cr

The Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), belongs to the Área de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica of Instituto Costarricense de Electricidad (ICE, Costa Rica), and it is member of the World Organization of Volcano Observatories (WOVO).

Formerly, in 1988 it was named Observatorio Vulcanológico del Arenal (OVA), for then devoted mainly to the Arenal Volcano observation, besides other monitoring tasks. Nevertheless, due to the installation of a new geothermal plant located at the foot of Miravalles Volcano, which started production in 1994, ICE advocated to the continuous seismological and volcanological monitoring of this volcano and the geothermal field as well. Since then, and also because of the link between these two new seismological sub-networks around Arenal and Miravalles volcanoes, OVA became OSIVAM. Today, detailed research is also being carried out by OSIVAM at Rincón de la Vieja Volcano, site for a new geothermal exploration.

Professional staff of OSIVAM and related tasks:

Güillermo E. Alvarado	Petrology, Vulcanology and Neotectonics
Waldo Taylor	Seismology, Neotectonics
Rafael Barquero	Seismology and Seismotectonics
Ileana Boschini	Seismology and Seismotectonics
Álvaro Climent	Seismic Engineering
Ivonne Arroyo	Seismology, Neotectonics
José Miguel Barrantes	Electronics
Hannia Cubillo	Geodesy, Topography
José F. Cerdas	Geodesy, Topography
José F. Fernández	Chemistry
Jochen Bundschuh	Geochemistry

Technical and auxiliary staff

Dagoberto Boniche
Marco T. Naranjo
Guido Calvo
Francisco Arias
Luis Madrigal

Arenal, Miravalles and Rincón de la Vieja volcanoes

Arenal Volcano is located at the northern part of Costa Rica, halfway between Guanacaste and Central volcanic ranges. The height of the volcano is 1 657 m above the sea level and around 1 100 m over the surrounding area. Being at least a 7 000-year old volcano, its current volcanic activity has been continuous since July of 1968 and is characterized by strombolian type explosions, lava and pyroclastic flows, gas ejection, fumarolic activity and a permanent lava pool since 1974; also small

volcano-tectonic swarms take place occasionally. Recording of seismic and visual data has been continuously accomplished since 1974.

Miravalles Volcano is located at the Guanacaste Volcanic Range. The complex volcano edifice lies over a series of old stratovolcanoes built through the past 2 million years. The volcano rises 2 028 m above the sea level at the site of Guayabo Caldera, where the main ignimbrite events have taken place 1.5 and 0.6 million years ago. In despite of the lack of historical activity records during the last three centuries, this volcano may have presented Holocene activity. A geothermal power plant is operating at the southwestern foot of the volcano since 1994 (144 MW).

Rincón de la Vieja Volcano is also located at the Guanacaste Volcanic Range, with a summit height of 1 895 m above the sea level. It is an enormous active complex stratovolcano whose current activity consists of sporadic phreatic and phreatomagmatic eruptions, with laharcic episodes and fumaroles. At present, ICE is investigating geothermal potential of this volcano.

Seismological instrumentation

ICE implemented a seismological network of 12 telemetric digital seismic stations and 4 strong motion devices at the northern part of Costa Rica. The network, whose configuration is sketched in figure 1, records the seismicity around Arenal and Miravalles volcanoes.

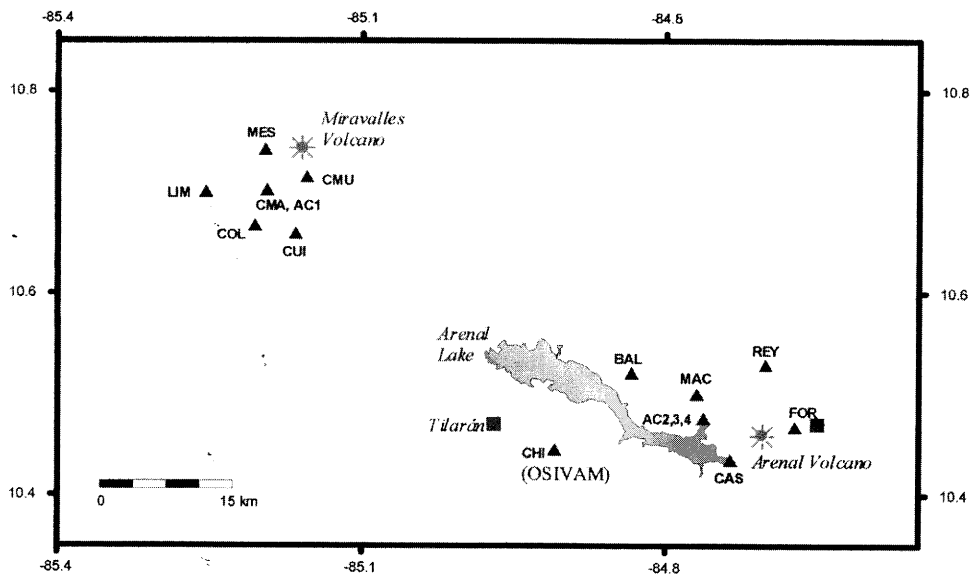


Figure 1: Arenal and Miravalles seismological networks

There are 4 digital seismic stations (FOR, CAS, MAC and REY) around Arenal volcano, 2 more distant stations (BAL and CHI) complement the monitoring of the volcano and the tectonic graben occupied by the Arenal Lake. Additionally, 3 strong motion instruments are located at Sangregado dam (6.5 km W of Arenal volcano). There are also 6 seismic stations and one strong motion device around Miravalles Geothermal Field. The signals are telemetered to the main recording center, OSIVAM, at Chiripa Mound (near Tilarán town).

The seismic stations, developed by Lennartz Electronic GmbH, are equipped with short period (1 s) 3-component geophones, with damping factor of 0.707, effective sensitivity of 400 V/m/s (100 V/m/s for strong motion devices) and dynamic range of 120 dB. The response frequency of the instruments to ground velocity is flat between 1 and 80 Hz. Each remote station consists of a MARS-88 record system with 4-MB buffer RAM, GPS time signal receiver, solar panels and buffer batteries. The trigger

system is controlled by the STA/LTA ratio with a pre-event memory of 32 seconds and a post-event memory of 40 seconds.

Data processing is achieved by using software provided by Lennartz Co. (Mars-88) and the SEISAN program (Haskov & Ottemöller, University of Bergen, Norway). The database is stored in optical disks (2.6 GB) and compact disks (650 MB).

From 1975 to 1978, a network of analogic seismographic stations was operating around Arenal volcano. In the present, only one station (called Fortuna: FOR) is still under operation, located 3.7 km eastwards of the summit crater. This station has a short-period vertical seismometer (1 s) and is transmitted by phone line to the OSIVAM and also to a recording center at ICE in San José. The digital station has the same code name and is located right beside this other station.

Location of the seismological stations of OSIVAM

Station	Code	Latitude (North)	Longitude (West)	Elevation (m a.s.l.)
Fortuna (analogical)	FOR	10°28.15	84°40.44	392
Fortuna (digital)	FOR	10°28.01	84°40.31	384
Castillo	CAS	10°26.10	84°44.17	559
Banca Lucia	BAL	10°31.26	84°50.04	793
Macadamia	MAC	10°30.01	84°46.16	832
Chiripa	CHI	10°26.68	84°54.59	1 029
Monterrey	REY	10°31.72	84°42.04	606
Acel. 2	AC2	10°28.56	84°45.75	552
Acel. 3	AC3	10°28.58	84°45.72	520
Acel. 4	AC4	10°28.62	84°45.61	490
Cuipilapa	CUI	10°39.54	85°09.96	528
Limal	LIM	10°41.97	85°15.24	591
Colonia	COL	10°40.01	85°12.35	445
Cabro Muco	CMU	10°42.92	85°09.30	979
Mesas	MES	10°44.53	85°11.78	631
Casa Máquinas	CMA	10°42.12	85°11.66	615
Acel. 1	AC1	10°42.12	85°11.66	615

Other monitoring techniques

Arenal Volcano (figure 2)

- A network of 7 dry tilt stations (C, D, F, G, I, J, K) located along radial lines around the volcano. Stations A and E were destroyed by volcanic activity, and station B (1991) by strong erosion.
- Geochemical and thermal monitoring of 6 hot and cool springs (FD, QB, QF, QG, QL, RT) every month, and occasionally 2 degassing sites (QN and FF).
- Field geological observation (observational monitoring) is carried out periodically in order to inspect the volcano dynamics and to detect any abnormal phenomena. There is also a periodical mapping of new lava and pyroclastic flows and monthly collection of ash samples for grain size analysis, mass calculation and composition determination.

Miravalles Volcano

- Network of 11 dry-tilt stations (A, B, C, D, E, F, G, H, I, J and K).
- A series of BM for precise leveling survey and micro-gravity.
- Geochemical and thermal monitoring at one site.

Rincón de la Vieja Volcano

- An arrangement of BM for precise leveling and geophysical surveillance.
- Geochemical and thermal monitoring at one site
- Field geological observation

Together with the routine volcanic and seismic monitoring here described, since 1985 OSIVAM staff is also devoted to general geologic studies, tephra-stratigraphy, neotectonics, seismotectonics, photogeology, induced seismicity, seismic and volcanic hazard assessment and promotion activities.

Publications

- Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal (beginning in 1988), and since late 1996 it was renamed as Boletín del Observatorio Sismológico y Vulcanológico Arenal-Miravalles. There are 25 issues from 1988 to 2002.
- Annual summaries of the seismic and volcanic activities in Miravalles, Tenorio, Rincón de la Vieja and Arenal regions.
- Special reports in case of seismic and volcanic crisis.

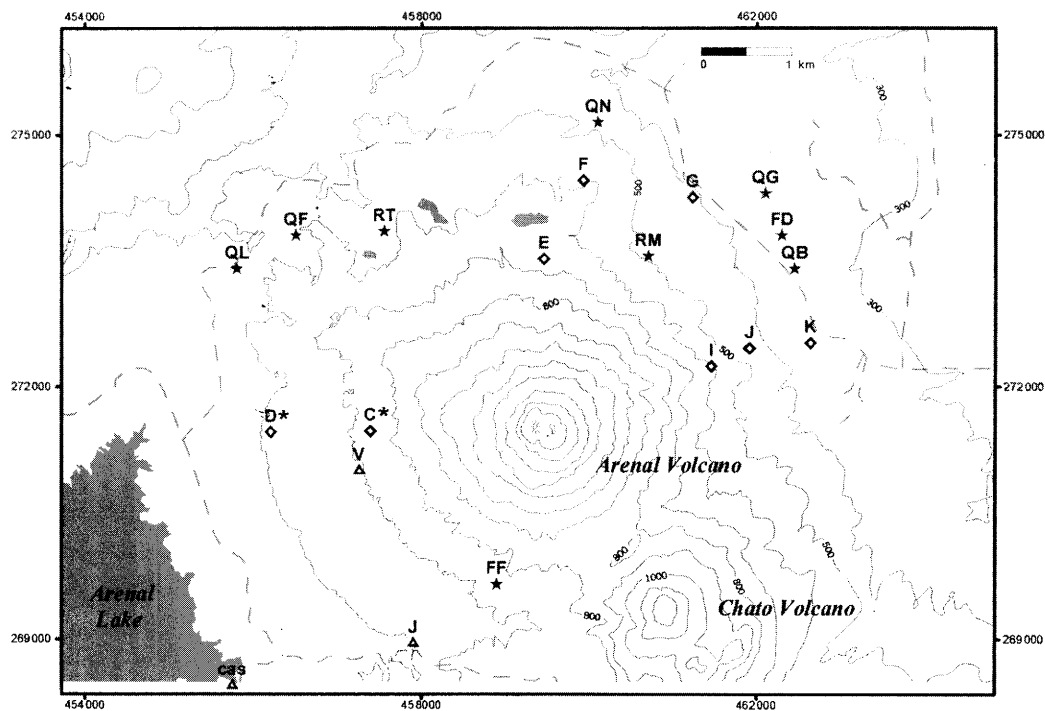


Figure 2: Arenal Volcano monitoring. The stars represent the sites for geochemical sampling, the triangles represent the location of the ash collectors and the rhombuses are the dry tilt stations. C* and D* points include dry tilt station and ash collector.

La actividad sismotectónica durante el 2001 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica Miravalles, ARCOSA y Tejona

Seismotectonic activity in the surroundings of Miravalles, ARCOSA and Tejona electricity generation projects, throughout the year 2001

Waldo Taylor

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

Taylor, W., 2002: La actividad sismotectónica durante el 2001 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica Miravalles, ARCOSA y Tejona.- Boletín OSIVAM, 12 (25): 1-9, San José.

Resumen

Durante el 2001, se registraron y localizaron cerca de 200 sismos en la zona de interés del OSIVAM. La mayoría de ellos (85%) fueron corticales, con profundidades inferiores a los 20 km. Los sismos más profundos se localizaron hacia el suroeste de las cordilleras y la laguna de Arenal. La sismicidad superficial se concentró en cuatro áreas principales: a) en el Campo Geotérmico Miravalles, posiblemente inducida por las actividades de explotación; b) entre los volcanes Miravalles y Tenorio, debida en primera instancia a un enjambre sísmico ocurrido en setiembre, ocasionado probablemente por un fallamiento orientado NW-SE; c) al noroeste de Cañas; y d) en Tierras Morenas y alrededores. Al noroeste y noreste de Cañas, cerca de los proyectos Sandillal y Corobicí, la actividad fue generada por sistemas de fallas en sentido NW-SE y NE-SW, de desplazamiento de rumbo con componente normal. La sismicidad de Tierras Morenas y alrededores parece sugerir la existencia de un sistema de fallamiento en dirección NE-SW, probablemente normal, que se extiende desde el noreste de esa localidad hasta Cañas. La actividad registrada en los últimos años ha permitido detectar sistemas de fallamiento que deberán ser incorporados a los estudios de amenaza sísmica sobre la infraestructura del ICE en la región.

Abstract

A total amount of near 200 earthquakes were recorded and located by OSIVAM in its area of main interest in 2001. Most of them (85%) had a crustal origin, less than 20-km depth. More deeper seismos were located southwestwards from the volcanic ranges and the Arenal Lake. Shallow seismicity was concentrated in four main areas: a) within the Miravalles Geothermal Field, possibly generated by exploitation activities; b) between Miravalles and Tenorio volcanoes, originated mainly during a seismic swarm on September, probably associated to a NW-SE fault system; c) northwestwards from Cañas; and d) Tierras Morenas and its surroundings. Northeastwards and northwestwards from Cañas, close to Sandillal and Corobicí projects, the seismic activity was caused by strike-slip fault systems oriented NW-SE and NE-SW. In the vicinities of Tierras Morenas, the seismic activity suggests the presence of a NE-SW faulting system, probably normal-type, wich extends southwards to Cañas.

The seismic activity recorded during the last years has made it possible to detect faults that should be considered into the seismic hazard assessments and monitoring for the ICE infrastructure in the region.

1. Introducción

La red sismológica del OSIVAM está compuesta por 11 estaciones: 5 de ellas en Miravalles (LIM, MES, CMU, CUI y COL), 4 estaciones alrededor del volcán Arenal (FOR, REY, MAC y CAS), una estación en el flanco norte (BAL) y otra en el flanco sur de la laguna de Arenal (CHI); además de 7 acelerógrafos: 1 estación en Miravalles (AC1), 3 estaciones en la presa de Sangregado (AC2, AC3 y AC4) y 3 estaciones en la presa de Sandillal (PS1, PS2 y PS3). Durante los meses de enero y febrero las estaciones sismológicas Limonal (LIM), Cuipilapa (CUI), Cabro Muco (CMU) y los acelerógrafos de la base (AC2) y de la cresta (AC4) en la presa Sangregado, presentaron problemas en al menos uno de los canales. Las estaciones digitales BAL y FOR trabajaron únicamente entre 2 y 3 meses y permanecían fuera de operación por falta de repuestos aún a principios del 2002.

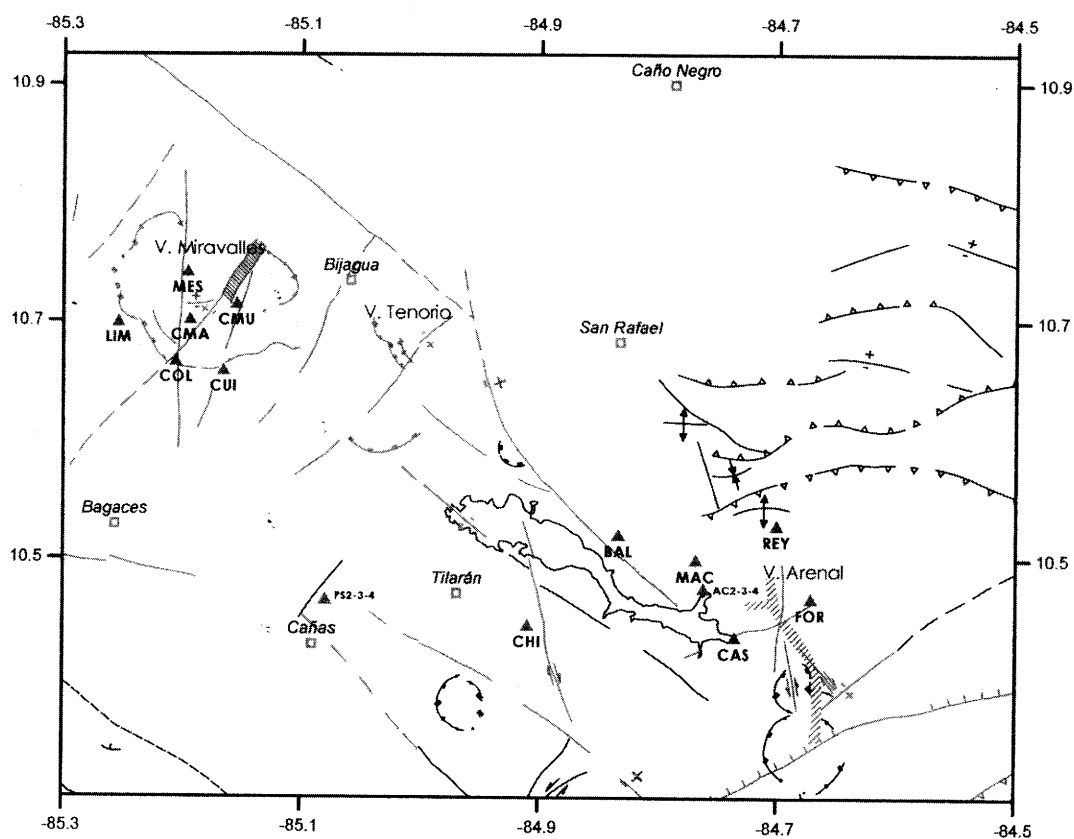


Figura 1. Localización de las estaciones sismológicas y acelerométricas del OSIVAM (triángulos). Los cuadrados son ciudades y pueblos. Se incluyen las estructuras geológicas reconocidas en la zona según la compilación de Denyer *et al.* (en prep.), en rojo las estructuras cuaternarias.

2. Actividad sísmica

Durante el año 2001 en las estaciones del OSIVAM se registró un total de 1 220 sismos, de los cuales 851 son regionales (distancias epicentrales mayores a 100 km) y 369 son sismos locales (distancias epicentrales menores a 100 km). Del total de eventos registrados, se localizó 483. El cuadro 1 muestra el detalle de los sismos registrados y localizados por mes.

Cuadro 1. Número de sismos registrados mensualmente durante el año 2001

Mes	Sismos regionales	Sismos locales	Total eventos localizados
Enero	41	28	28
Febrero	25	17	14
Marzo	62	43	41
Abril	60	16	16
Mayo	93	38	38
Junio	60	17	10
Julio	96	24	46
Agosto	102	50	64
Setiembre	98	47	58
Octubre	65	22	42
Noviembre	82	38	71
Diciembre	67	29	55
Total	851	369	483

La ubicación de los sismos en los alrededores de Miravalles, Tenorio y Arenal puede ser observada en la figura 2. En total, fue posible localizar 197 eventos sísmicos en esa área con profundidades máximas de 150 kilómetros. Los sismos con profundidades someras (menores a 20 km) fueron 167, mientras que 30 sismos tienen profundidades superiores a los 20 km.

La actividad sísmica profunda prácticamente se localiza al suroeste del área, mientras los sismos someros se mantienen a lo largo de la cordillera volcánica, específicamente entre la laguna de Arenal y el volcán Miravalles. Estos eventos locales indican cuatro áreas sísmicas principales:

- a) Campo Geotérmico Miravalles (CGM) y alrededores,
- b) entre los volcanes Miravalles y Tenorio, cerca de Bijagua,
- c) al noroeste de Cañas, y
- d) en Tierras Morenas y alrededores

2.1. Sismicidad local en el Campo Geotérmico Miravalles y alrededores

La sismicidad del campo geotérmico se había caracterizado por ser baja y aleatoria, es decir, no se presentaba una sismicidad asociada a alguna estructura geológica (tectónica o volcánica). Sin embargo, desde mediados del año 2000, la sismicidad ha

empezado a mostrar cierto patrón de distribución espacial, asociado con la disposición de las zonas de producción e inyección del CGM. Durante el año 2001, se registró en los alrededores del campo geotérmico un total de 48 sismos locales, de los cuales fue posible localizar 36. En la figura 3 se muestra la localización de los sismos, pozos productores, pozos inyectoros, el borde de la caldera y las fallas más importantes.

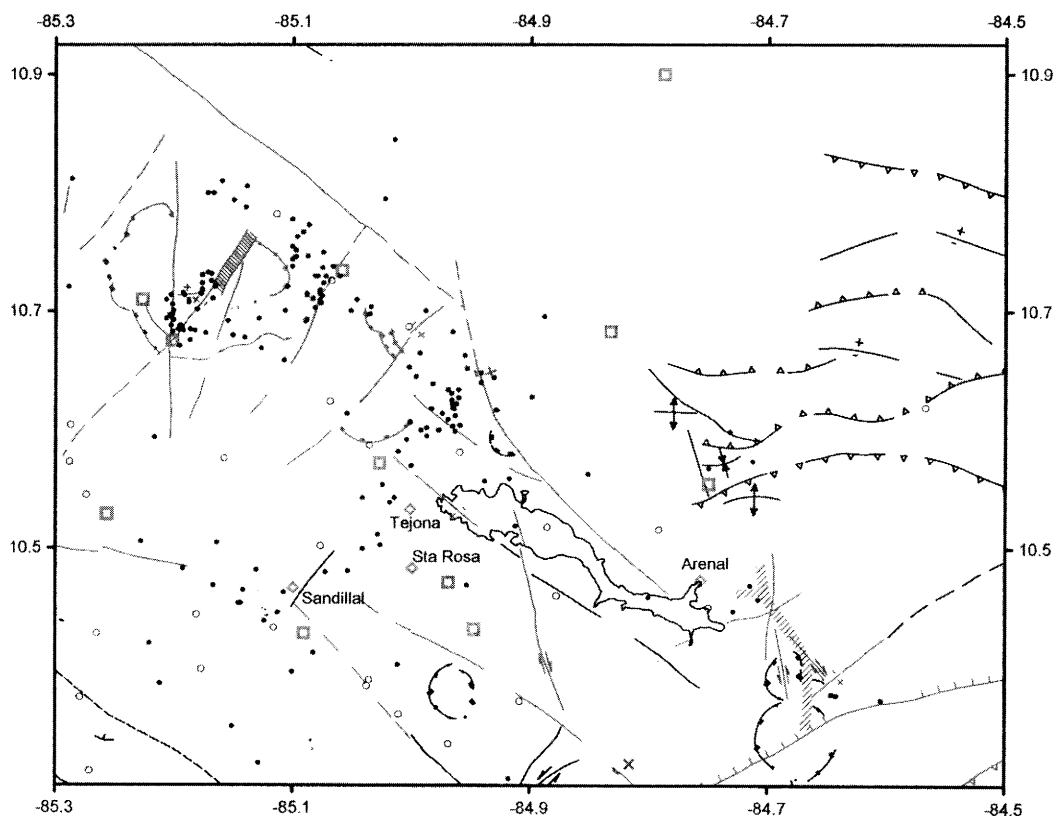


Figura 2. Sismos localizados en los alrededores de Miravalles, Tenorio y Arenal durante el año 2001. Los círculos negros son sismos con profundidades iguales o menores a 20 km (167 microsismos), los círculos blancos son sismos con profundidades mayores a 20 km (30 sismos), los rombos representan los sitios de presa del complejo hidroeléctrico ARCOSA y del proyecto eólico Tejona. El resto de la simbología es la misma que en la figura 1.

Estos sismos no han sobrepasado los 3,4 grados de magnitud local y las profundidades son someras (menos de 5 km), mientras los errores en la localización no exceden el ámbito de los 300 metros. Por esas razones y como se muestra en la figura 3, se puede decir que los sismos se localizaron en las áreas de producción e inyección y a lo largo de la orientación de las fallas existentes (muy posiblemente asociados con los cambios de presión de poros a lo largo de zonas de debilidad, que disminuyen el esfuerzo cortante), y por lo tanto pueden estar fuertemente ligados a la sismicidad inducida por la explotación del campo geotérmico.

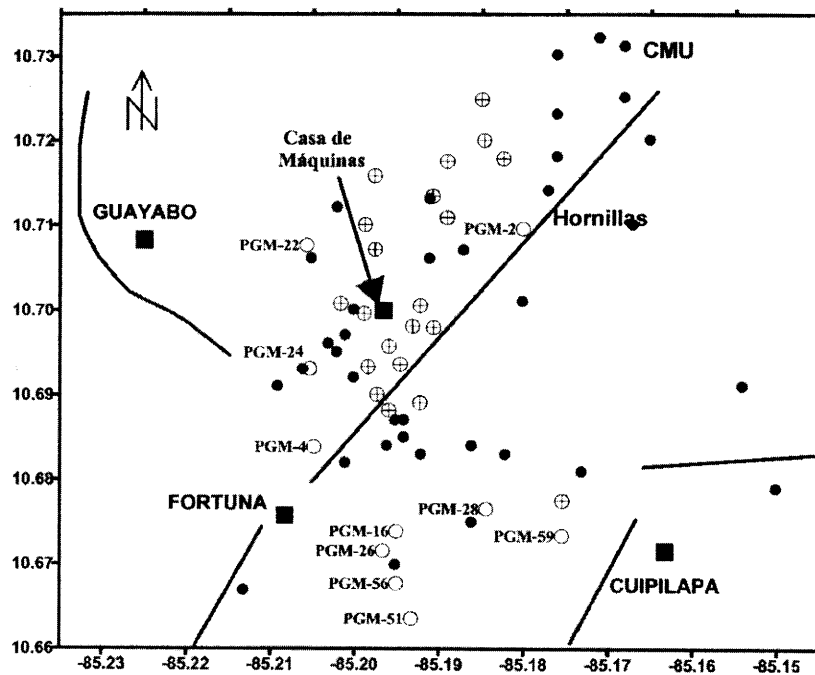


Figura 3. Sismos locales (círculos negros) localizados en los alrededores del Campo Geotérmico Miravalles durante el año 2001. Se puede apreciar cómo los sismos se distribuyen a lo largo de la zona de producción-inyección. Los círculos vacíos son los pozos de inyección, los círculos con una cruz son los pozos productores, las líneas rectas son fallas y la línea curva es un borde de caldera.

Otra diferencia con respecto de la actividad sísmica de años anteriores es que por primera vez hubo 5 sismos en un día, 4 de los cuales se registraron en una hora, y se localizaron todos al suroeste de la casa de máquinas. Esta actividad representa el primer enjambre sísmico dentro del campo geotérmico.

Los sismos que se localizan en la esquina noreste de la figura 3 están en un área sísmica que se activó unos pocos meses después de iniciada la operación del campo en 1994. Al menos 4 de los sismos de la actividad del año 2001 han sido sentidos por los pobladores de las cercanías de Cabro Muco (CMU) y Las Hornillas, durante los meses de abril y setiembre; sus magnitudes locales fueron cercanas a los 3,5 grados.

2.2. Sismicidad en la zona comprendida entre los volcanes Miravalles y Tenorio

En esta zona se localizaron un total de 35 eventos sísmicos durante el periodo de enero a diciembre del 2001 (figura 2), la mayoría de los cuales se produjeron durante el mes de setiembre (13 eventos en 48 horas) por lo que podríamos catalogar esta actividad como un pequeño enjambre sísmico. La distribución espacial de los sismos presenta un ligero alineamiento NE-SW que podría corresponder con un sistema de fallas locales con orientación norte-sur o NE-SW. Sin embargo, la falta de cobertura de la red hacia ese sector no permite definir mejor la localización de los eventos.

Esta región presentó una actividad sísmica importante (más de mil sismos) durante enero y febrero del año 2002, cuando se produjo un sismo máximo de 5,4 Mw (véase Taylor *et al.*, 2002 en este mismo número).

2.3. Sismicidad en Tierras Morenas, Cañas y alrededores

En esta zona se registró y localizó un total de 96 eventos sísmicos distribuidos en los alrededores de los tres proyectos hidroeléctricos del área (Arenal, Sandillal, Corobici) que conforman el complejo ARCOSA, y los diferentes proyectos eólicos, como Tejona (figura 2).

2.3.1. Actividad sísmica en los alrededores de los proyectos hidroeléctricos Sandillal y Corobici

La mayoría de los sismos cerca de estos proyectos ocurrieron al noroeste y noreste de la ciudad de Cañas. Los alineamientos de los sismos sugieren la existencia de fallas activas de rumbo NW-SE y NE-SW (figura 2). La máxima actividad sísmica ocurrió en los meses de enero y mayo. El sismo más grande se registró el día 23 de enero; fue reportado como sentido en la ciudad de Cañas y sus parámetros fueron los siguientes:

Hora local: 9:54 p.m.
Magnitud: 3,8
Profundidad: 9,8 km
Intensidad: IV en Cañas y III en Tilarán
Origen: fallamiento local

Exceptuando el sismo anterior, la actividad sísmica fue moderada con sismos de baja magnitud, menores a los 3,4 grados y con profundidades entre los 5 y los 13 km.

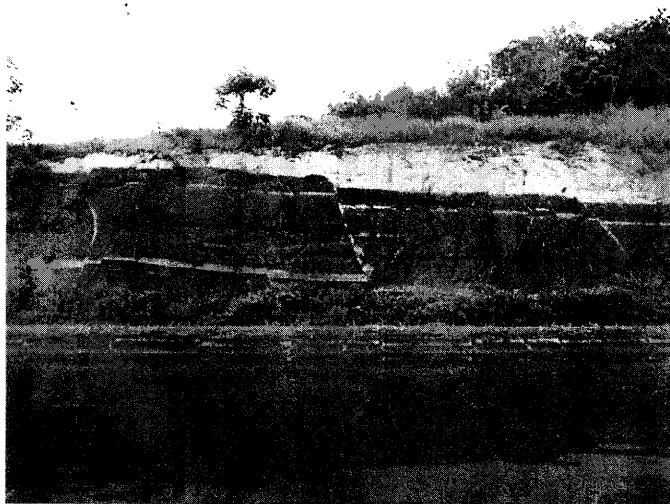
Mediante el trabajo de campo e interpretación foto-geológica se ubicaron una serie de sistemas de fallas de desplazamiento de rumbo (lateral izquierdo) con componentes normales. Los sistemas de fallas tienen rumbos NE-SW y NW-SE. La figura 4 y la fotografía 1 son ejemplo de los sistemas de fallas que se encuentran en las cercanías de Cañas y los proyectos hidroeléctricos de Corobici y Sandillal.

2.3.2. Actividad sísmica en los alrededores del proyecto hidroeléctrico Arenal y el proyecto eólico Tejona

Una característica importante de la sismicidad en los alrededores de estos dos proyectos, es la distribución espacial de los sismos. La misma sugiere la presencia de un sistema de fallamiento activo, con un rumbo NE-SW y que se extiende desde el noreste de Tierras Morenas hasta la ciudad de Cañas (figuras 2 y 5).



Figura 4. Fotografía aérea y localización de los sistemas de fallas de rumbos NW-SE y NE-SW con componente normal (líneas negras) en las cercanías de los proyectos Corobici y Sandillal. Se indica el sitio donde se tomó la fotografía 1.



Fotografía 1. Ejemplo de fallamiento con componente normal al noroeste de Cañas. La localización del sitio se indica en la figura 4

La figura 5 muestra un detalle de la sismicidad donde claramente puede apreciarse cómo los sismos se localizan muy cerca del proyecto Tejona y de Tierras Morenas. La generación de estos sismos posiblemente esté relacionada con un sistema de fallas normales.

La presencia de este sistema, activo desde hace ya varios años, hace necesaria una revisión de los estudios sismológicos y de amenaza sísmica realizados por Climent & Barquero (2001) para el proyecto eólico Tejona, y los estudios realizados anteriormente para el complejo hidroeléctrico ARCOSA. Las evidencias geológicas y sismológicas recientes (tal y como se muestra en las figuras 2, 4 y 5) sugieren la existencia del sistema de fallas antes mencionado, que podría afectar las obras ICE y que no fue tomado en consideración en dichos estudios.

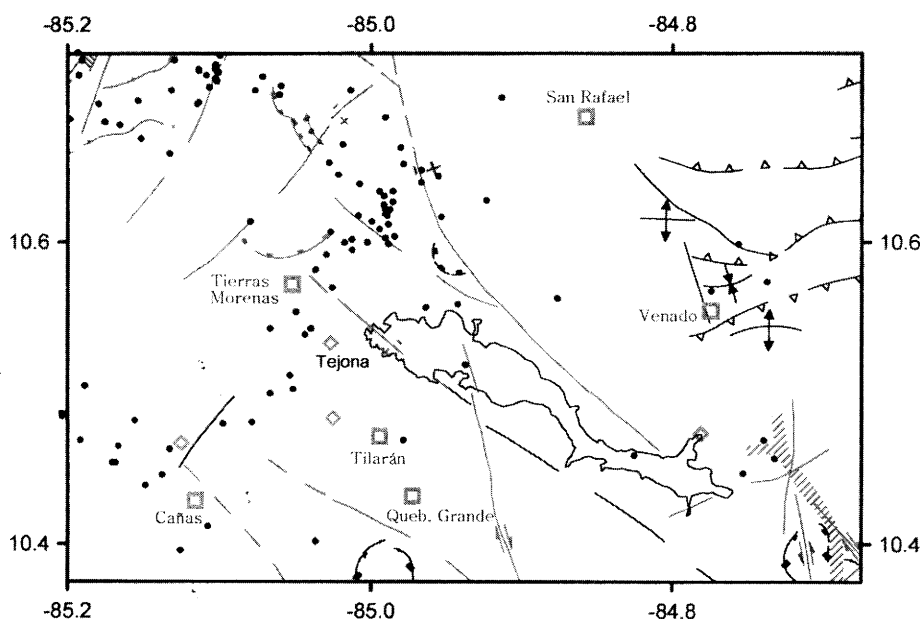


Figura 5. Localización de los sismos registrados durante el año 2001 en los alrededores del proyecto hidroeléctrico Arenal y el eólico Tejona. La simbología es similar a la de las figuras 1 y 2.

3. Conclusiones

En la última semana del mes de enero se presentó una actividad sísmica importante en el área de Cañas y alrededores. Algunos de estos sismos fueron sentidos, el mayor de ellos tuvo una magnitud de 3,8 y una intensidad de IV en Cañas y III en Tilarán.

En el área de Miravalles y alrededores la sismicidad ha ido aumentando y se ha podido definir tres fuentes sísmicas. La primera se localiza propiamente dentro del

campo geotérmico y tiene forma de "L". Los sismos se localizan desde casa de máquinas hasta La Fortuna y de allí al este. La segunda está entre las estaciones Cabro Muco (CMU) y Las Mesas (MES), al menos dos de estos sismos han sido sentidos. La tercera fuente sísmica se localiza entre en el flanco este del volcán Miravalles, muy cercano a las poblaciones de Río Naranjo y Bijagua. En general, los eventos sísmicos son someros (menores a 5 km) y de baja magnitud (menor a 3,0).

La sismicidad en los alrededores de ARCOSA, muestra que hay un fuerte alineamiento NE-SW que pone en evidencia la presencia de un sistema tectónico activo. Es importante verificar por medio de geología y neotectónica la presencia de una falla, su extensión y grado de peligrosidad, con el fin de prevenir cualquier daño que esta pueda ocasionar a la infraestructura de ARCOSA, en caso de una mayor actividad sísmica.

Agradecimientos

Se agradece a Rafael Barquero, Marco T. Naranjo, Dagoberto Boniche, Francisco Arias, Luis A. Madrigal y Guido Calvo por su excelente labor en el procesamiento de los datos y el mantenimiento técnico de los equipos del OSIVAM.

Referencias

- CLIMENT, A. & BARQUERO, R., 2001: Proyecto eólico Tejona Estudio sismológico y de amenaza sísmica.- 15 págs. (+ 8 fig.) Área de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica, ICE, San José [Inf. interno].
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., en preparación: Mapa estructural de Costa Rica.- Escala 1:500 000, UCR-IGN-ICE, San José.
- TAYLOR, W., BARQUERO, R., ROJAS, W., MONTERO, W. & LINKIMER, L., 2002: La crisis sísmica de Bijagua de Upala (enero a marzo del 2002), Costa Rica.- Boletín OSIVAM, este número: 48-67.

La actividad del volcán Arenal durante el año 2001

The activity of the Arenal Volcano throughout the year 2001

Ivonne Arroyo & Waldo Taylor

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

Arroyo, I. & Taylor, W., 2002. La actividad del volcán Arenal durante el año 2001. Boletín OSIVAM, 13(25): 10-26, San José.

Resumen

Durante el año 2001 la actividad del volcán Arenal ha sido similar a la que mantiene desde 1984, de tipo estromboliano. Consistió de explosiones (eventos tipo E), coladas de lava (muy activas entre abril y junio), columnas de vapor y de gases, emisión de gases audible (soplidos y sonidos tipo jet) y visible, lanzamiento de piroclastos balísticos y eólicos, así como casuales flujos piroclásticos.

La actividad más importante del año ocurrió entre el 24 y el 26 de marzo, al derrumbarse un sector del cráter provocando el descenso de varios flujos piroclásticos por el flanco nor-noroeste, hacia la laguna Cedeño. Se estima un volumen de 240 000 m³ de material eruptado, y una temperatura de la nube acompañante de 200°C. Alrededor de 6 a 10 Ha de bosque primario fueron devastadas. La actividad fue del mismo tipo que la ocurrida el 23 de agosto del 2000, aunque de menor magnitud. Algunas avalanchas menores descendieron por el flanco noroeste entre el 13 y el 19 de setiembre, causadas por derrumbes en el frente de una colada.

Se describe, además, la sismicidad volcánica durante el año, registrada tanto analógicamente como digitalmente. En general, los eventos tipo E y los temores presentaron baja energía (amplitud), menor que durante el 2000 y que el promedio desde 1994. Solo el contenido frecuencial de los temores se mantuvo alto durante todo el año.

Abstract

Throughout the year 2001, the activity of the Arenal volcano has been the same strombolian type since 1984. Such activity consisted of explosions (E-type events), lava flows (especially active from April to June), gas and steam columns, audible and visible gas ejections, ballistic and eolian expulsion of pyroclasts and few small pyroclastic flows.

The most important activity of the year took place on March 24 to 26th, when part of the crater collapsed generating many pyroclastic flows on the north-northwestern flank, heading down for Cedeño Lake. Around 240 000 m³ of erupted material and a temperature of 200°C for the co-ignimbrite ashcloud were estimated. Between 6 and 10 Ha of primary forest were devastated. This activity was the same type of that occurred on August, 23th of 2000, but of a minor magnitude. Some avalanches descended on the northwestern flank on September, 13 to 19th, originated by collapse of a lava flow front.

The volcanic seismicity recorded during 2001 in analogical and digital format is also described here. E-type events and tremors showed low energy (amplitude), lesser than the averages of 2000 and for the period 1994-2000. Nevertheless, the frequencies of tremors remained all trough the year.

1. Introducción

Desde 1994, el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) mantiene y actualiza rutinariamente una base de datos de las amplitudes y frecuencias de los tremores volcánicos y de las amplitudes de los eventos explosivos (tipo E) registrados que han cumplido el criterio para ser guardados permanentemente. Debido a las limitaciones físicas en relación con el enorme grado de actividad sísmica del volcán, actualmente se archivan solamente los eventos explosivos y los tremores que incluyen a la estación Castillo (CAS). Además, se mantiene un registro continuo de la actividad volcánica en papel termosensible mediante el equipo analógico de la estación FOR desde 1975.

Durante el año 2001 se archivó las formas de onda digitales de 102 horas de tremor (en 3 044 archivos) y 3 608 eventos explosivos (tipo E) registrados por la red digital del OSIVAM. En la estación FOR se registraron 662,5 horas de tremor y 6 417 eventos de tipo E en 110 días de registro legible en el año.

2. Actividad volcánica observada en el campo

Durante el año 2001, la actividad del Arenal fue similar a la que mantiene desde 1984: explosiones, sismicidad volcánica, lanzamiento de cenizas y gases, derrumbe de bloques, descenso de coladas de lava y pequeños flujos piroclásticos.

Hacia finales de enero, así como a mediados de marzo y de junio la actividad explosiva del volcán se reflejó en la caída de ceniza en las instalaciones del Observatorio. Para finales de febrero, se observó numerosos bloques en la falda suroeste (SW) del volcán y se escuchó el descenso de bloques hacia Tabacón, lo que hace suponer que había una colada descendiendo por ese sector (el mal clima impidió observarla).

Entre el 24 y el 26 de marzo tuvo lugar la actividad más importante del año, cuando varios pulsos de flujos piroclásticos descendieron por el flanco nor-noroeste (NNW) del volcán, hacia la laguna Cedeño. La actividad se inició a las 12:47 (18:47 GMT) del día 24 y se mantuvo regularmente hasta las 16:00 (22:00 GMT) de ese día: fueron observados al menos 10 pulsos. Los eventos más importantes del 24 de marzo descendieron a las 12:58, 13:31 y 14:00 (horas locales); después de ellos, los pulsos fueron más frecuentes pero de menor tamaño. La actividad se reinició el día 25 con cuatro pulsos entre las 13:48 (19:48 GMT) y las 14:30 (20:30 GMT). Nuevamente, el 26 de marzo descendieron al menos 8 pulsos, entre las 09:17 (15:17 GMT) y las 14:00 (20:00 GMT).

La inspección de campo realizada por G.E. Alvarado y F. Arias, reveló que el depósito final se dividió en tres lóbulos: el principal tenía entre 10 y 50 m de ancho y se detuvo en la cota de 720 m s.n.m., alcanzando una longitud de 2 km de largo. El volumen de material que descendió fue de unos 240 000 m³ y la temperatura superó los 200°C. Se observó un pequeño derrumbe en la parte superior del cráter. Asimismo, se determinó que entre 6 y 10 Ha de bosque primario fueron totalmente devastadas, en

tanto que otras 15 Ha fueron afectadas por caída de cenizas, calor o bien marchitamiento debido al gas volcánico.

Después del descenso de los flujos piroclásticos, se inició la extrusión de una colada de lava por el mismo canal dejado por ellos. A finales de abril, dicha colada se encontraba detenida a una altura de 1400 m s.n.m., y el material se estaba acumulando en la parte superior del cráter, sobre un sector inestable.

En la primera semana de mayo, empezó el descenso de otras dos coladas de lava, precipitado por el derrumbe parcial del material acumulado en la pared NNW del cráter. El lóbulo que descendió por el mismo canal de los flujos de marzo había alcanzado la cota de 1000 m s.n.m. El segundo lóbulo descendía hacia Tabacón (NW), encontrándose su frente a una altura de 1400 m s.n.m.; el tercero se mantenía detenido en el borde ENE del cráter. La misma situación se mantenía a finales del mes, cuando también se detectó la presencia de gases azulados descendiendo por el flanco oeste.

En junio, las coladas NNW y NW permanecían sin cambios, en tanto que la del ENE descendió hasta la cota de 1500 m s.n.m. El 7 de junio, a las 9:28 pm (hora local) se observó un pequeño derrumbe de esta última colada. Para finales del mes, en los ceniceros C, V y D se había acumulado gran cantidad de ceniza de granulometría muy fina. El 18 de junio la ceniza llegó hasta el cerro Chiripa; este hecho, la cantidad de ceniza acumulada en los ceniceros y reportes de observadores locales, hacen suponer que ocurrió un derrumbe importante en la colada NW alrededor del 15 de junio. A principios de julio, el frente de esta colada se encontraba a 900 m s.n.m. y se observó una parte del cráter destruida.

A finales de agosto, la colada de lava del flanco NW se mantenía a una altura de 800-900 m s.n.m. Desde el Observatorio se detectó fuertes emanaciones gaseosas en el cráter C (el activo), mientras algunos bloques (parte del cráter destruido) se deslizaban hasta una altura de 600-700 m s.n.m.

El día 19 de setiembre, L.A. Madrigal y M.T. Naranjo reportaron desde el Observatorio una avalancha ocasionada por el derrumbe de la colada de lava NW. Al ser aproximadamente las 16:37 (hora local) descendió un pequeño flujo entre Tabacón y el sitio turístico Los Lagos. Minutos antes, se observó "una columna de gases" ascender hasta una altura cercana a los 1000 m. Otro flujo, aún más pequeño, descendió un poco después, a las 16:50. Los guardaparques reportaron pequeños flujos similares en la madrugada del 13 de setiembre y alrededor de las 20:00 del 14 de setiembre, descendiendo por el mismo sector.

Entre finales de octubre y principios de noviembre, la actividad explosiva del volcán era de escasa magnitud y baja frecuencia; de pocas altura y producción de ceniza. Se observó claramente gran emanación de gases y vapores blanquecinos (nube densa en los primeros 200-300 m de descenso) que se tornan azulados cuando se diluyen. Los mismos estuvieron descendiendo por el flanco noreste hasta casi los 600 m s.n.m. y en menor grado hacia el este. Lo anterior se debió al cambio en los vientos originados posiblemente por la tormenta Michael (que alcanzó la categoría de huracán el 2 de

noviembre). La vegetación en la parte superior del volcán (cono antiguo) se había marchitado entre parcial y completamente (unas 13 Ha de bosque natural achaparrado).

En ese mismo periodo, una colada de lava descendía hacia el flanco NW, con dos frentes activos o inestables. Su longitud estimada era de unos 1000 m y tenía 300 m de ancho en su frente y 60 m en promedio; su espesor se podría estimar groseramente en unos 20 m.

3. Actividad registrada instrumentalmente

3.1. Registros analógicos

La estación FOR (Fortuna) se localiza 3,7 km al ENE del volcán. En ese sitio se mantiene equipo tanto digital como analógico. En el 2000 el equipo digital dejó de operar a finales de julio, situación que se mantenía hasta la fecha de publicación de este boletín debido a problemas técnicos y falta de repuestos.

Lamentablemente, también el rendimiento de la estación analógica FOR durante el 2001 fue pobre, especialmente entre enero y mayo. El inconveniente principal que afronta desde hace varios años es el funcionamiento del Tajo Manolo en las cercanías, cuya actividad genera ruido de alta amplitud que interfiere con las señales volcánicas. También hubo problemas por el deterioro de los tambores a los que llega la señal en San José y en Tilarán, así como frecuentes desperfectos en las líneas directas que transmiten la información a San José y Chiripa desde La Fortuna. La suspensión de trabajos en el tajo a partir de julio permitió una notable mejoría en la lectura de los sismogramas. No obstante, en diciembre se reinició la explotación y la calidad del registro se deterioró nuevamente.

En el cuadro 1 se muestran los datos mensuales registrados por la estación analógica de enero a diciembre de 2001: 662 horas de tremor y 6 417 explosiones en 244 días de registro. El cuadro 1 incluye el porcentaje de efectividad mensual de la estación (número de horas de registro legible durante el mes, dividido por el total de horas que tiene el mes en cuestión). En la figura 1 se presenta el gráfico con aquéllos meses en que el rendimiento efectivo de la estación ha sido igual o superior al 30% entre los años 1998 y 2001 (los datos de años anteriores pueden consultarse en Arroyo *et al.*, 1999, 2000).

De acuerdo con los datos presentados en la figura 1, en el 2001 la mayor actividad sismovolcánica se dio durante setiembre y octubre. Es difícil obtener más conclusiones debido a la escasez de los datos; nótese que sólo hay información para seis meses del año. No obstante, se observa que en estos 48 meses, febrero del 2000 ha sido el mes con mayor número de explosiones. Desde 1986 ha sido superado únicamente en julio y agosto de 1997. La compilación desde 1975 hasta diciembre del 2000 de la sismicidad registrada en la estación FOR realizada por M. Mora (figura 2: de enero de 1986 a diciembre del 2000), muestra que el número de explosiones mensuales ha aumentado notoriamente a partir de inicios del año 1994. Los años con mayor cantidad de eventos tipo E han sido 1994, 1997 y 2000.

Cuadro 1. Totales mensuales de registro de tremores y explosiones en la estación analógica FOR durante el año 2001

Mes	Horas tremor	Número eventos E	Horas de registro legible	Porcentaje efectividad ¹
Enero	-	-	-	0
Febrero	-	-	-	10,7
Marzo	28	286	164	22,0
Abril	31,75	535	363	50,4
Mayo	-	-	14	2,1
Junio	-	-	-	-
Julio	81	393	197,25	26,5
Agosto	102,5	975	392,25	52,7
Setiembre	213,25	1749	645,75	89,7
Octubre	171,5	1896	636	85,5
Noviembre	34,5	583	231	32,1
Diciembre	-	-	-	-
Total	662,5	6 417	2 629,25	30,1 / 44,5²

*(1) Número de horas de registro legible durante el mes dividido por el total de horas que tiene el mes en cuestión.

(2) Tomando en cuenta solamente los meses para los cuales hay lecturas (244 días).

(109,55 días)

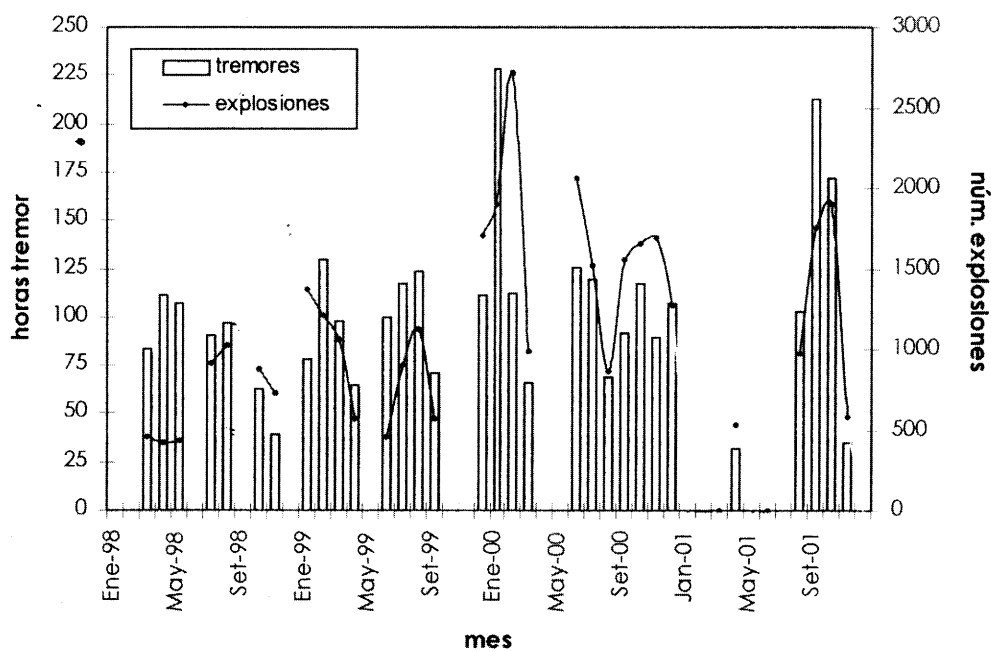


Figura 1. Registros de la estación analógica FOR entre 1998 y 2001. Las barras representan las horas de tremor. Solamente se grafican los meses con una efectividad de registro igual o superior al 30% (cuadro 1 y boletines anteriores).

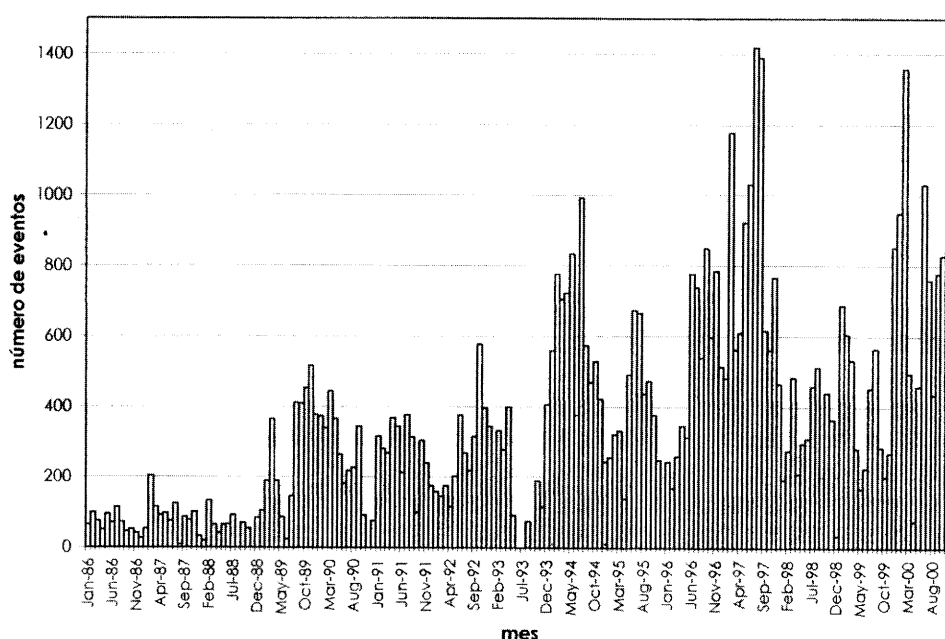


Figura 2. Número de eventos explosivos por mes registrados en la estación analógica FOR desde enero de 1986 hasta diciembre del 2000. Los datos han sido corregidos para simular un periodo de registro de 12 horas diarias. Elaborado por M. Mora.

Cabe señalar que durante el año que nos ocupa la efectividad del registro de la estación analógica (30,1%) ha sido el más pobre al menos desde 1998. En el 2000 había sido de 48,5%, en 1999, 45,4% y en 1998, 33,3%. De más está decir que la situación de la estación FOR es crítica, y por ello en la actualidad se está buscando una solución al problema.

3.2. Registros digitales

Las estadísticas de los registros digitales se realizan solamente para la estación Castillo (CAS), que se localiza a 5,7 km al SW del volcán. Se hace así debido a que la calidad de los registros en ese sitio es superior a los de la estación digital Fortuna (FOR), aunque ésta es más cercana al edificio volcánico, y porque aquélla presenta un funcionamiento más regular.

Esta política se ha seguido desde 1994 para los eventos explosivos. Y a partir de enero del 2001 se aplicó para los tremores, pues previamente se empleaba la amplitud y frecuencia máximas de entre las estaciones que registraban el tremor. No obstante, en la inmensa mayoría de los casos esos valores se presentan en la estación CAS. Por tanto, el cambio en la base de datos no invalida los resultados comentados hasta ahora.

Los gráficos de los registros digitales se presentan tanto en valores absolutos como normalizados. La normalización se hace con respecto del promedio del año 2000. Esto permite una mejor visualización y comprensión de las fluctuaciones ocurridas en el año con respecto del anterior. Asimismo, se presentan gráficos que incluyen los promedios mensuales de los registros digitales para todo el periodo de funcionamiento del OSIVAM (1994-2001).

En el cuadro 2 y la figura 3 se reseña la cantidad de eventos tipo E (3 608) y minutos de tremor (6 127 min, 102 horas) registrados y archivados digitalmente durante cada mes del 2001; el cuadro 3 presenta los promedios de amplitudes (y por ende, de energía) mensuales de eventos tipo E y de tremores, y los promedios de contenidos de frecuencia de éstos últimos.

Cuadro 2. Número de eventos explosivos y tremores registrados en la estación CAS durante el 2001

Mes	Número de eventos tipo E	Minutos de tremor registrados
Enero	215	208
Febrero	578	562
Marzo	439	861
Abril	445	513
Mayo	504	640
Junio	287	607
Julio	211	596
Agosto	192	545
Setiembre	158	450
Octubre	219	546
Noviembre	188	287
Diciembre	172	312
Total	3 608	6 127

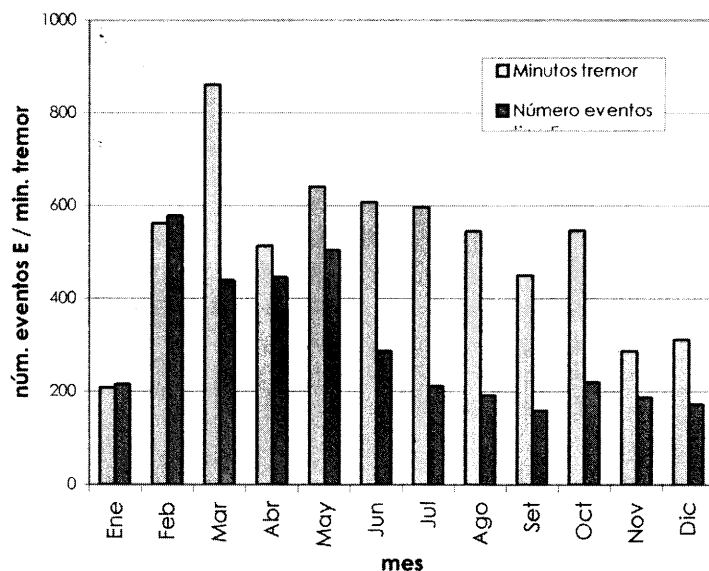


Figura 3. Registros de la estación digital CAS en el 2001. Los valores se muestran en el cuadro 2. Las barras más claras representan los minutos de tremor.

Cuadro 3. Promedios de las amplitudes de eventos explosivos y tremores y del contenido de frecuencia de los tremores, registrados en la estación CAS en el 2001

Mes	Eventos tipo E (m/s)	Tremor (m/s)	Frecuencia tremor (Hz)
Enero	$4,111 \times 10^{-5}$	$1,914 \times 10^{-5}$	2,27
Febrero	$5,149 \times 10^{-5}$	$2,075 \times 10^{-5}$	2,36
Marzo	$3,259 \times 10^{-5}$	$1,854 \times 10^{-5}$	1,95
Abril	$4,119 \times 10^{-5}$	$2,205 \times 10^{-5}$	2,14
Mayo	$5,200 \times 10^{-5}$	$1,973 \times 10^{-5}$	2,19
Junio	$4,529 \times 10^{-5}$	$1,741 \times 10^{-5}$	2,06
Julio	$4,106 \times 10^{-5}$	$1,524 \times 10^{-5}$	2,28
Agosto	$4,196 \times 10^{-5}$	$1,476 \times 10^{-5}$	2,36
Setiembre	$5,865 \times 10^{-5}$	$1,677 \times 10^{-5}$	2,30
Octubre	$4,061 \times 10^{-5}$	$1,690 \times 10^{-5}$	2,08
Noviembre	$4,421 \times 10^{-5}$	$1,575 \times 10^{-5}$	2,06
Diciembre	$4,969 \times 10^{-5}$	$1,256 \times 10^{-5}$	1,89

En la figura 3 es evidente cómo la cantidad de señales volcánicas aumentó de manera considerable en febrero con respecto de enero, disminuyó un poco en los meses siguientes, y luego aumentó de nuevo en abril y mayo para descender nuevamente en junio a un nivel semejante al del mes de enero, que se mantuvo hasta diciembre. Mientras tanto, la cantidad de tremores (y por lo tanto la cantidad de minutos de tremor) aumentó considerablemente desde el mes de febrero (con un pico importante en el mes de marzo) y se mantuvo alta hasta octubre.

La discrepancia entre la actividad sismovolcánica mostrada en las figuras 1 y 3 (entre la estación analógica FOR y los registros digitales) se debe a varios motivos. La estación CAS, además de estar localizada en otro sitio, ha funcionado casi el 100% del periodo en cuestión, en contraste con el bajo rendimiento ya señalado para FOR. Además, el umbral de detección entre ambos equipos es diferente. Al menos, la actividad de setiembre y octubre se presenta similar en ambos tipos de registro, y en esos meses la estación FOR operó con una efectividad superior al 85%.

3.2.1. Tremores

Durante el 2001, la amplitud promedio de los tremores registrados fue de $1,78 \times 10^{-5}$ m/s y la frecuencia promedio 2,16 Hz. En general, las amplitudes fueron considerablemente menores que en el 2000 ($3,03 \times 10^{-5}$ m/s), en tanto que las frecuencias presentaron un incremento notorio (2,0 Hz en el 2000). Para la totalidad del periodo de registro de la red digital (1994 - 2001), la amplitud promedio de los tremores es de $2,57 \times 10^{-5}$ m/s y la frecuencia promedio, 1,97 Hz.

En la figura 4 se presentan los gráficos de las frecuencias y amplitudes de tremores del año 2001 en valores absolutos y normalizados con respecto del año 2000.

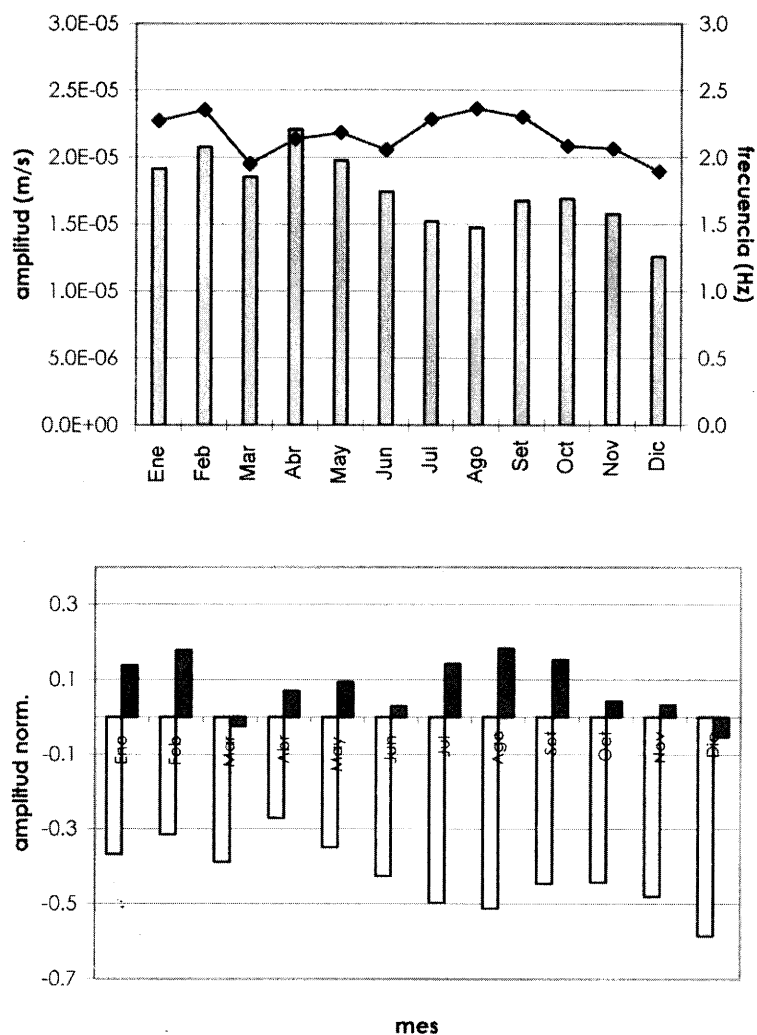


Figura 4. Promedios mensuales de amplitud y frecuencia de tremores del 2001, a) absolutos (las barras representan las amplitudes) y b) normalizados con respecto del promedio total del 2000 (las barras blancas representan las amplitudes), registrados y archivados por la red sísmológica digital del OSIVAM (estación CAS).

Las máximas amplitudes promedio mensuales del año ocurrieron en abril ($2,21 \times 10^{-5}$ m/s). La tendencia del año fue un descenso de amplitudes hasta el mínimo mensual de diciembre ($1,26 \times 10^{-5}$ m/s, figura 4). En tanto, los promedios mensuales de frecuencias fueron altos durante todo el año, superiores al promedio total del año 2000, excepto durante marzo (1,95 Hz) y diciembre (1,89 Hz). Nótese el mínimo frecuencial de marzo, al final del cual tuvo lugar el descenso de flujos piroclásticos (véase más adelante). Las frecuencias máximas se presentaron en febrero y agosto (2,36 Hz).

La figura 5 presenta un gráfico de las frecuencias y amplitudes de tremores en valores absolutos y normalizados con respecto de los promedios del periodo 1994-2001. Como se señaló en el resumen de la actividad del volcán Arenal del año 2000 (Arroyo *et al.*, 2000), mientras que las amplitudes fueron bajas durante 1994, ocurrió un incremento importante entre 1995 y 1997, para bajar notoriamente en 1998 y 1999. En el 2000 había

sucedido un ligero repunte, pero las amplitudes volvieron a caer marcadamente durante el 2001. Durante todo ese año se mantuvieron por debajo del promedio durante el periodo 1994-2001.

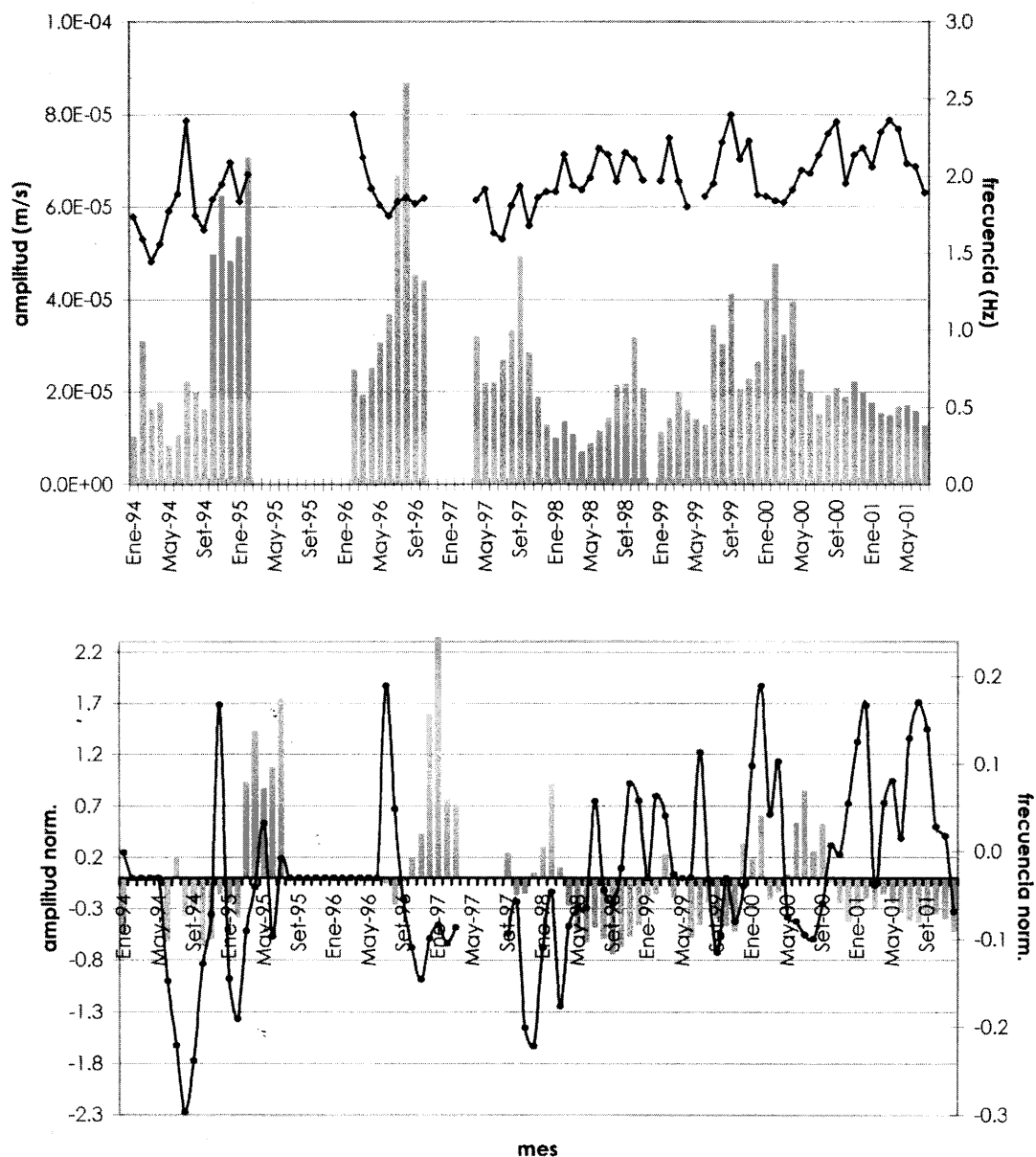


Figura 5. Promedios mensuales de amplitud y frecuencia de tremores para el periodo 1994-2001, a) absolutos (las barras representan las amplitudes) y b) normalizados con respecto del promedio total de ese mismo lapso (las barras representan las amplitudes), registrados y archivados por la red sísmológica digital del OSIVAM.

Las frecuencias presentaron una fluctuación mensual muy alta entre 1994 y 1997 con respecto de la frecuencia promedio para el periodo total de funcionamiento de las redes del Observatorio (1994-2001). Después de un periodo de muy bajas frecuencias

desde finales de 1996 y hasta mediados de 1998, en general las frecuencias han aumentado, con excepción del periodo de mayo a agosto del 2000.

3.2.2. Eventos explosivos

A lo largo del 2001, la amplitud promedio de las explosiones registradas en la estación CAS fue de $4,50 \times 10^{-5}$ m/s, ligeramente inferior a la del año anterior ($5,02 \times 10^{-5}$ m/s). Para todo el periodo de registro de la red digital (1994-2001), la amplitud promedio de las explosiones ha sido de $6,08 \times 10^{-5}$ m/s

La figura 6 muestra las amplitudes promedio mensuales del año 2001, absolutas y normalizadas con respecto del promedio total del 2000. Las amplitudes promedio mayores se registraron en setiembre ($5,87 \times 10^{-5}$ m/s), con otros picos en febrero y mayo. En esos meses los promedios superaron el promedio total del 2000. En tanto, el mes con explosiones menos energéticas en promedio fue marzo ($3,26 \times 10^{-5}$ m/s).

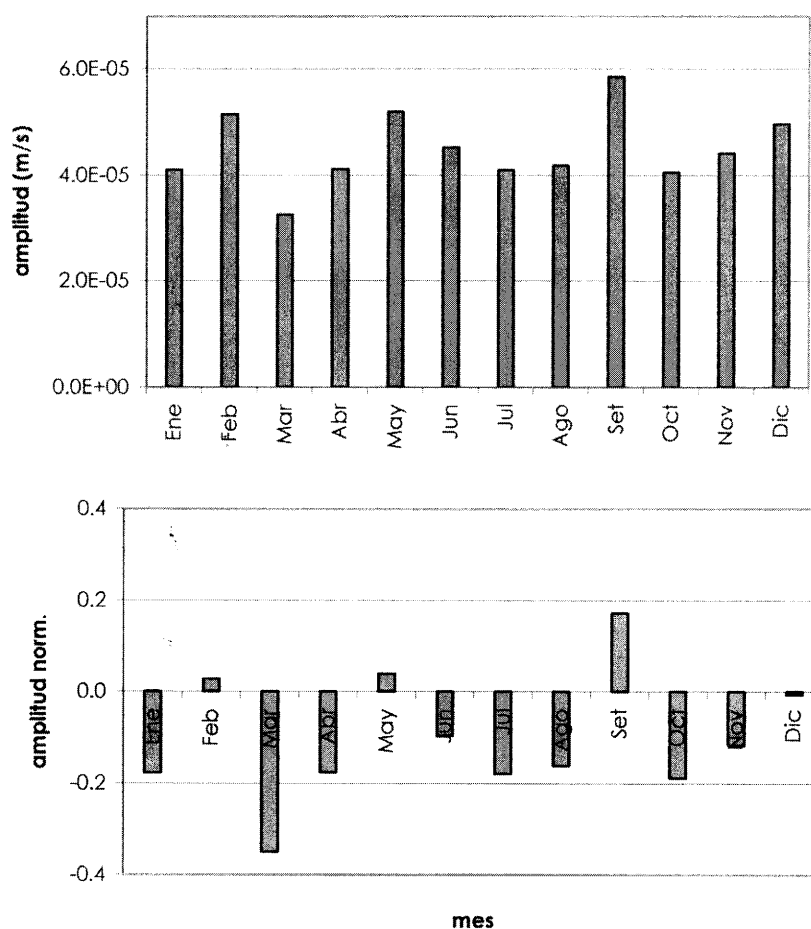


Figura 6. Promedios mensuales de amplitud de eventos explosivos del 2001, a) absolutos y b) normalizados con respecto del promedio total del 2000, registrados y archivados por la red sísmológica digital del OSIVAM (estación CAS).

En la figura 7 se muestra las amplitudes promedio mensuales absolutas y normalizadas con respecto del promedio total para el periodo 1994-2001. Como se aprecia en dicha figura, las amplitudes de las explosiones siguen la misma tendencia ya señalada para la amplitud de los tremores, con la diferencia de que en el 2000 no hubo incremento con respecto de 1998 y 1999. Entre 1995 y la primera mitad de 1997 la amplitud promedio de las explosiones alcanzó los $1,04 \times 10^{-4}$ m/s.

De las figuras 4 y 6 se extrae que los flujos piroclásticos del 24-26 de marzo ocurrieron durante mínimos mensuales de frecuencia y amplitud de tremores y en un periodo de bajas amplitudes de explosiones, como sucedió el 23 de agosto del 2000.

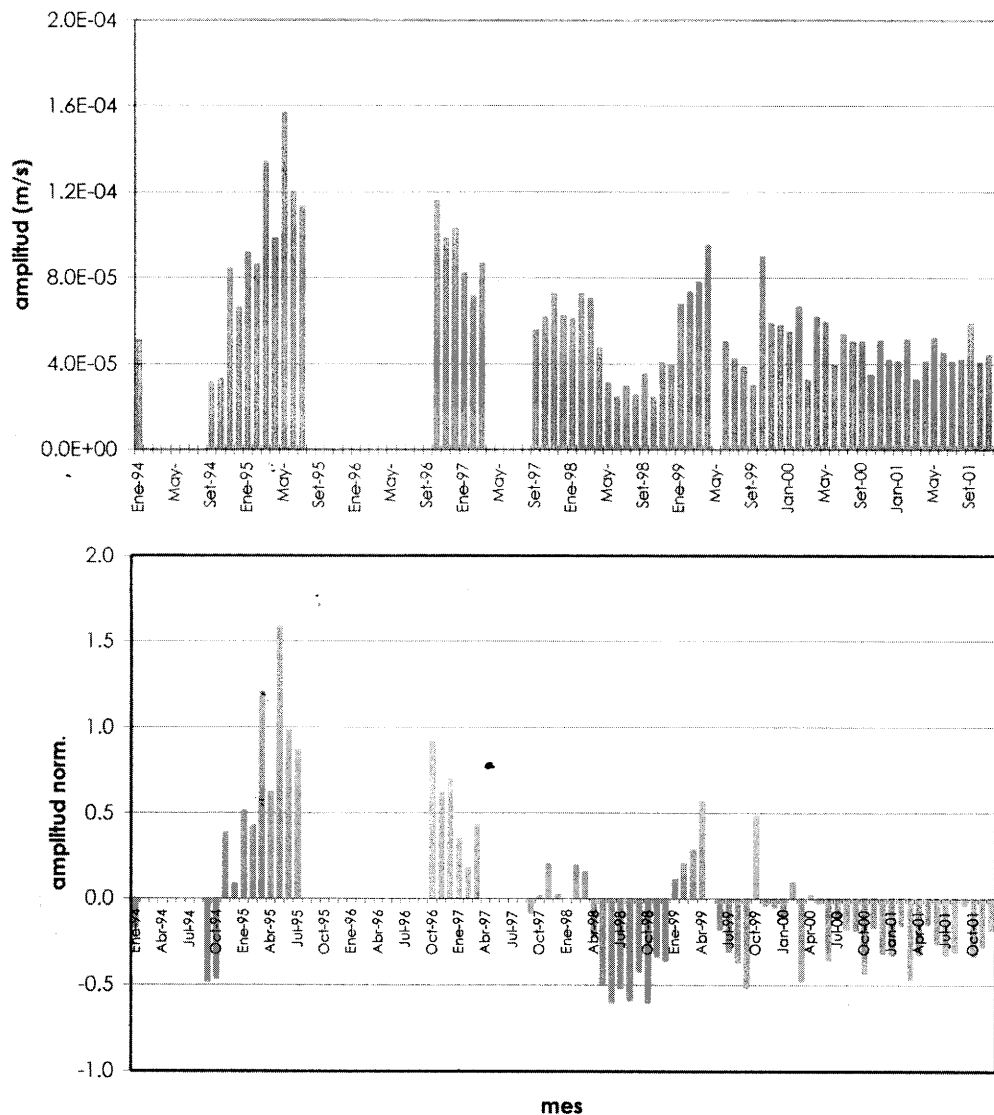


Figura 7. Promedios mensuales de amplitud de eventos tipo E para el periodo 1994-2001, a) absolutos y b) normalizados con respecto del promedio total de ese mismo lapso, registrados y archivados por la red sísmológica digital del OSIVAM (estación CAS).

4. Temperaturas de fuentes termales y frías

Un aspecto interesante de observar y mencionar es que las temperaturas de seis diferentes ríos y quebradas mostraron un mismo comportamiento (cuadro 4). La tendencia general que se observa en la figura 8a, es que durante el período de diciembre de 2000 a marzo de 2001, se produjo un descenso en las temperaturas y posteriormente un aumento a niveles superiores a los mostrados en diciembre del 2000. La temperatura del mes de marzo fue tomada el día 22, solamente dos días antes de los flujos piroclásticos. Los cambios de temperatura más evidentes ocurrieron en el río Tabacón y en la quebrada Lava, cuyas aguas fueron calentadas por los flujos piroclásticos. Sin embargo, el aumento de las temperaturas, aunque sea mínimo, se produjo en todas las quebradas localizadas alrededor del volcán.

La figura 8b presenta la variación diaria de temperatura en la naciente del río Tabacón desde el 1° de junio del 2001 hasta el 31 de enero del 2002, proporcionada por el Balneario Tabacón. Las temperaturas del cuadro 4 de RT coinciden con las de dicha figura, con excepción de la medición del 7 de agosto, donde hay una discrepancia de casi 5°C, atribuible posiblemente a un error de muestreo o a las condiciones climáticas del momento.

Se observa en los gráficos, la particularidad de que las temperaturas son máximas en los meses de la época lluviosa y viceversa. Esto es indicador de un retraso en la influencia del periodo seco, dado que probablemente la recarga es profunda y la mezcla de aguas superficiales todavía se refleja, en especial para el caso del río Tabacón (G.E. Alvarado, com. pers., 2002).

Cuadro 4. Temperatura y pH de las fuentes estudiadas en los alrededores del volcán Arenal, año 2001

Fecha:	20/12/00		22/03/01		27/06/01		07/08/01		28/08/01		25/09/01		01/11/01	
Muestra ¹ :	°C	pH	°C	pH	°C	PH	°C	PH	°C	pH	°C	pH	°C	pH
QB	24,2	6,35	21,4	6,37	24,1	6,60	24,0	6,70	24,0	6,78	25,5	6,59	24,2	6,60
QF	30,3	6,45	28,6	6,57	31,5	6,64	29,9	6,66	30,6	6,62	30,6	6,45	30,4	6,48
QG	36,5	6,26	35,4	6,34	41,0	6,38	39,3	6,42	40,4	6,41	40,8	6,23	40,0	6,34
RT	50,1	6,52	44,0	6,54	51,0	6,61	45,8	6,71	51,0	6,64	50,4	6,46	49,7	6,46
QL	37,6	7,15	34,9	7,09	34,9	7,20	36,4	7,35	38,1	7,27	36,4	7,05	37,7	7,00
FD	37,7	6,24	36,8	6,37	49,6	6,40	37,7	6,42	38,5	6,41	37,1	6,26	38,5	6,25

(1) QB: quebrada Bambú, QF: quebrada Fría, QG: quebrada Guillermina, RT: naciente río Tabacón, QL: quebrada Lava, FD: fuente Doris. Véase localización geográfica en la figura 2 de las páginas introductorias de este boletín.

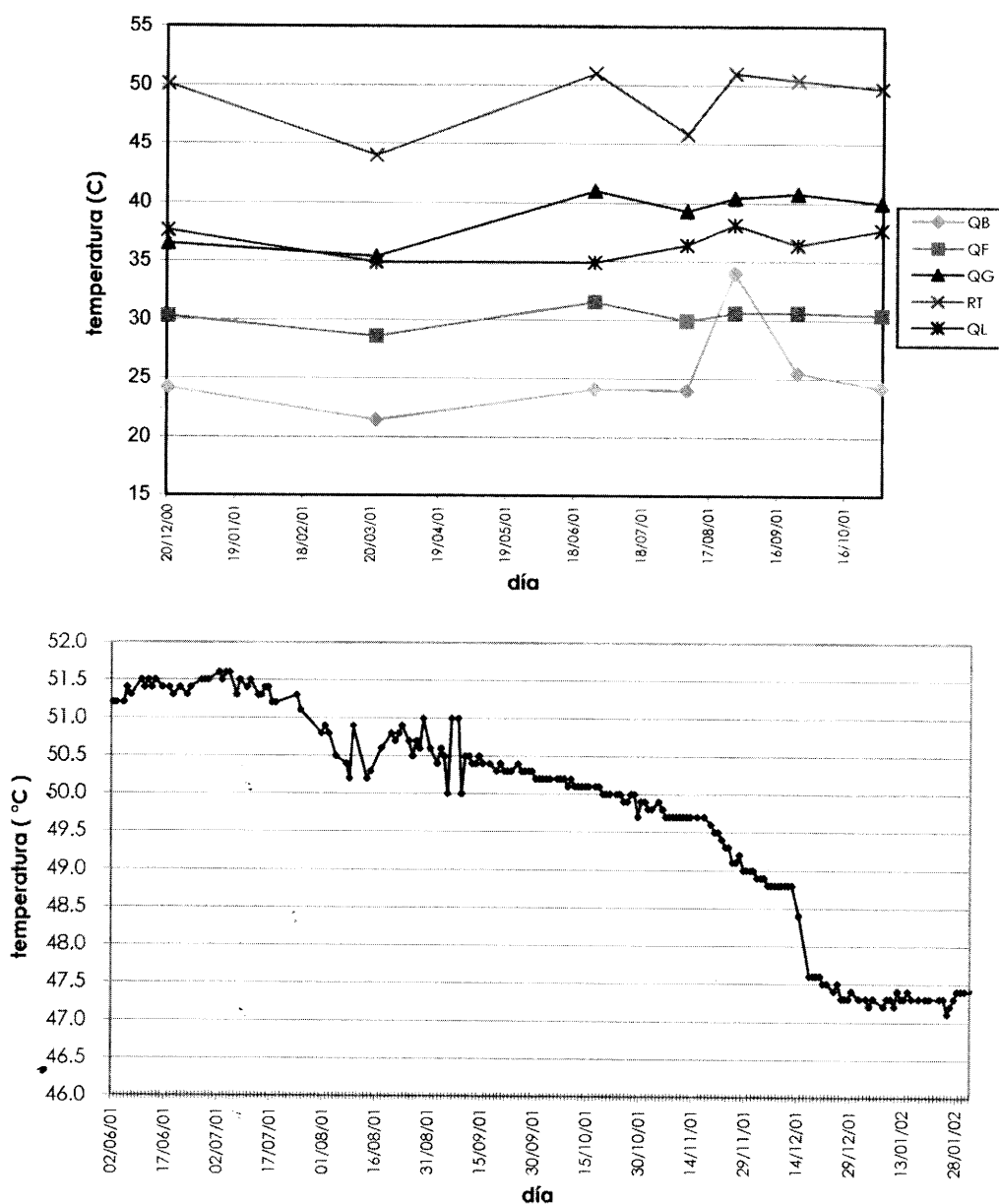


Figura 8. Mediciones a) de temperatura de aguas superficiales en los puntos estudiados alrededor del volcán Arenal (cuadro 4), y b) diarias de temperatura en la naciente del río Tabacón según los datos del balneario del mismo nombre.

5. Comentarios

El mes de enero se caracterizó por un descenso en la actividad sísmica, con pocos tremores y eventos de tipo E, y cuyas amplitudes, en su gran mayoría, fueron menores al promedio anual del año 2000. A partir de los últimos días de enero y prácticamente durante todo el mes de febrero, hubo un incremento en el número de eventos E y señales

sismovolcánicas diferentes a los tremores. Las amplitudes (de los eventos E y de los tremores) y el contenido de frecuencias de los tremores (movimientos de lava en la chimenea y la cámara magmática) aumentaron con respecto de enero.

Durante el mes de marzo hubo una disminución en el número y la amplitud de las señales volcánicas tipo E con respecto de marzo. Por su parte los tremores aumentaron en número pero disminuyeron en el contenido de frecuencias y las amplitudes con respecto al mes de febrero. Este comportamiento nos sugiere que el aumento en el número de explosiones y sus amplitudes durante el mes de febrero, limpió en alguna medida el conducto o chimenea del edificio volcánico, permitiendo durante el mes de marzo un aumento en la velocidad y en el volumen de lava expulsada, y por lo tanto una rápida acumulación de material que terminó con el desprendimiento de una de las paredes del cráter el 24 de marzo del 2001.

Una descripción de los depósitos de este tipo de flujos piroclásticos y su mecanismo generador puede encontrarse en el trabajo de Alvarado & Soto (2002). La actividad de marzo fue similar a la ocurrida en 1975, 1993, 1998 y 2000. Se trata de flujos que se deslizan y ruedan más que ser transportados por gas.

La actividad de marzo fue de menor magnitud que la ocurrida el 23 de agosto de 2000, cuando al menos de 27 pulsos de flujos piroclásticos fueron descendieron por el mismo sector (hacia la laguna Cedeño, véanse detalles en Arroyo *et al.*, 2000). Durante esa crisis murieron dos personas y otra resultó gravemente herida. Tan solo en otras cinco ocasiones la actividad de este tipo (flujos piroclásticos) se ha prolongado por más de un día: 17-21 junio de 1975, 21-22 febrero de 1989, 9-10 diciembre de 1991, 29-30 setiembre de 1996, 19-20 agosto de 1997. Sin embargo, únicamente los de 1975 y los del 24-26 de marzo del presente año se han extendido por más de 2 días, además de alcanzar distancias superiores a 1 km (Alvarado & Arroyo, 2000). Los flujos antes citados de 1989 a 1996 no superaron el medio kilómetro de distancia, y solamente el flujo de 1975 alcanzó 3,5 km de longitud, canalizándose por el río Tabacón. De acuerdo con la recopilación de Alvarado & Arroyo (2000), desde 1986 se han generado un mínimo de 52 eventos de flujos o avalanchas piroclásticas para un promedio de 3,5 eventos por año (ya sea uno solo o varios pulsos en cada ocasión), de los cuales sólo tres han superado o igualado los 2 km de longitud.

El hemisferio este del volcán se ha manifestado como el más susceptible para el descenso de flujos piroclásticos, siendo los flancos norte y noroeste los que presentan una mayor incidencia debido a la dualidad conjunta de la longitud que suelen alcanzar y su frecuencia (Alvarado & Arroyo, 2000).

La sismicidad registrada instrumentalmente desde 1984 en forma analógica (estación FOR) y desde 1994 en forma digital (estación CAS) muestra una evolución significativa en el tiempo. El número de explosiones ha venido aumentando, en especial desde 1994 (figura 2), aunque la energía de estos eventos ha tendido a decrecer (figura 7). Por igual manera, la energía de los ruidos tremóricos ha descendido continuamente aunque en menor proporción (figura 5); en tanto, la frecuencia promedio de los tremores armónicos no ha variado notoriamente, habiendo aumentado ligeramente (figura 5). Lo

anterior parece sugerir que, si la profundidad de la fuente ha sido constante durante este periodo, al menos desde 1994 se ha presentado una tasa de desgasificación cada vez mayor (grado de explosividad y fragmentación menores) en un ambiente con un conducto más abierto o libre, a modo de un continuo "burbujeo" en el lago de lava.

Una evidencia adicional que confirma dicha hipótesis es la cantidad de ceniza recolectada en el cenicero de la casetilla C (véase ubicación en la figura 2 de las notas introductorias de este boletín), que se muestra en la figura 9. Se advierte una disminución importante desde mediados de 1996, con un repunte temporal en el primer semestre de 1997. Este detrimento también indica eventos explosivos menos energéticos.

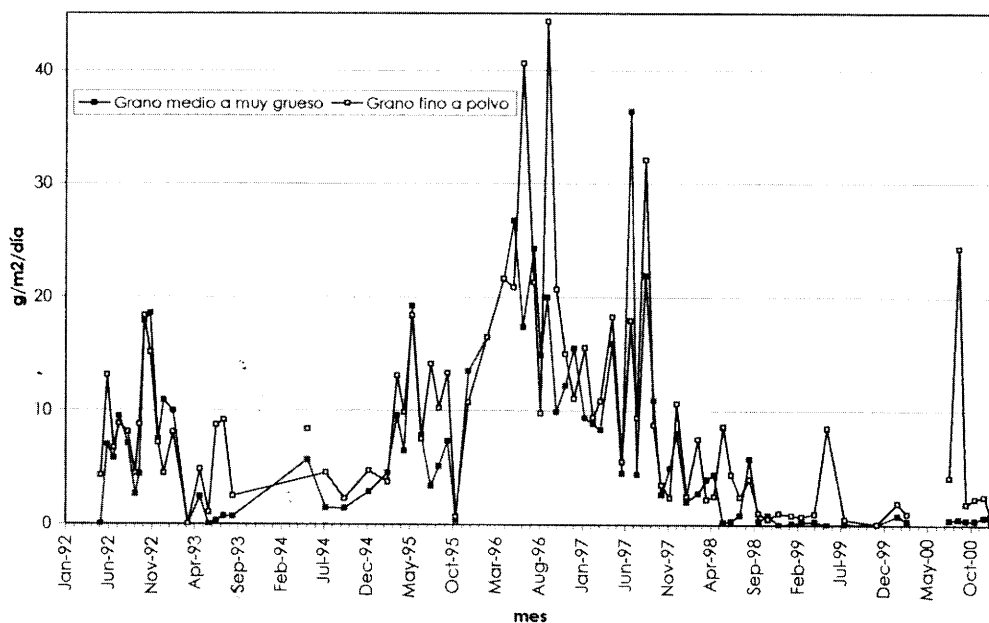


Figura 9. Variación mensual de la cantidad de ceniza recolectada en la casetilla C, según el tamaño de grano.

Agradecimientos

Agradecemos a Guillermo E. Alvarado la revisión de este trabajo y sus valiosos comentarios. Y a los técnicos Marco T. Naranjo, Francisco Arias y Luis A. Madrigal en la recolección de la información sobre el volcán Arenal.

Referencias

- ALVARADO, G.E. & ARROYO, I., 2000: Los flujos piroclásticos del volcán Arenal (Costa Rica) entre 1975 y 2000: Origen, frecuencia, distribución y peligro asociado.- Boletín OSIVAM, 12(23-24): 39-53, San José.
- ALVARADO, G.E. & SOTO, G.J., 2002: Pyroclastic flows generated by crater-wall collapse and outpouring of the lava pool of Arenal Volcano, Costa Rica.- Bulletin of Vulcanology (63): 557-568.
- ARROYO, I., BARQUERO, R., MADRIGAL, L. & ARIAS, F., 1999: Sinopsis de la actividad del volcán Arenal durante los años 1998 y 1999.-
- ARROYO, I., ALVARADO, G.E., TAYLOR, W., MADRIGAL, L.A. & ARIAS, F., 2000: La actividad del volcán Arenal durante el año 2000.- Boletín OSIVAM, 12(23-24): 15-29, San José.

Seismic sources and crack generation at Miravalles Geothermal Field

Fuentes sísmicas y generación de fracturas en el Campo Geotérmico Miravalles

Waldo Taylor

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

Taylor, W., 2002: Seismic sources and crack generation at Miravalles Geothermal Field.- Boletín OSIVAM, 13(25): 27-47, San José.

Abstract

Using digital recordings of S waves from 80 micro-earthquakes recorded at 6 local seismological stations, the seismic anisotropy beneath the Miravalles Geothermal Field (MGF) was studied. Visual inspection of two-component particle motion was used to estimate the polarization direction of the fast shear wave arrival and the delay time between the split shear waves. Shear-wave splitting from local micro-earthquakes recorded at the MGF shows that seismic anisotropy is distributed in a complex geographic pattern. From the center of the production-injection zone, all data indicates that the delay times increase to the NW-SE direction and decrease to NE-SW directions. These data may indicate the orientation of the minimum and maximum local compressive directions respectively. The fast polarization directions are parallel to the faults (NE-SW, E-W and N-S systems). This pattern suggests at least two causes of splitting: 1) fault-produced fractures or rock fabric and 2) fluid-filled fractures orientated normal to the minimum horizontal compressive stress direction (σ_{sh}). The observed anisotropy seem to be confined to the upper 3 km of the crust. This interval consists of a sequence of epiclastic and volcanic deposits (lava flows, pyroclastic rocks, fluvio-lacustrine and lahars deposits). Reservoir models, which include a permeability anisotropy with a pattern similar to the seismic anisotropy, may help to optimize fluid injection and steam recovery.

Resumen

Se estudió la anisotropía sísmica bajo el Campo Geotérmico Miravalles (CGM) empleando los registros digitales de las ondas S de 80 micro-sismos registrados en 6 estaciones sísmológicas locales. Para estimar la dirección de polarización del arribo de la onda cortante más rápida y el tiempo de retardo entre las dos ondas cortantes, se utilizó una inspección visual del movimiento de partícula en dos componentes. La diferencia de las ondas cortantes obtenidas a partir de los micro-sismos registrados en el CGM, muestra que la anisotropía sísmica está distribuida en un patrón geográfico complejo. Desde el centro del área de producción-inyección, todos los datos indican que los tiempos de retardo se incrementan en la dirección NW-SE y decrecen en la dirección NE-SW. Esos datos podrían indicar la dirección de la mínima y la máxima compresiones horizontales. La dirección de la polarización más rápida es paralela a las fallas (sistemas NE-SW, este-oeste y norte-sur), este patrón sugiere que son al menos dos las causas que controlan la separación de las ondas cortantes: 1) fallas, fracturas y fábrica de rocas y 2) fracturas llenas de fluidos orientadas ortogonalmente a la dirección del mínimo esfuerzo horizontal (σ_{sh}). La anisotropía observada parece restringirse a los primeros 3 km de la corteza. La inclusión de patrones de anisotropía sísmica en los modelos de permeabilidad anisotrópica, podría ayudar en la optimización de los programas de inyección y producción del reservorio.

1. Introduction

The most likely geological causes of seismic velocity anisotropy are: layering, grain alignment, stress-controlled fractures, micro-cracks and orientated pore space. Hence, shear-wave splitting studies, when properly interpreted and combined with another available geological and geophysical data, may give valuable information about in-situ conditions such as fracture orientations (Crampin & Lovell, 1991; Muller, 1991).

Such oriented cracks are anisotropic to seismic wave propagation resulting in the splitting of shear waves into two orthogonal components that travel at different velocities. Shear waves with particle motions parallel to the strike of the fractures travel faster than those polarized in the orthogonal direction (Peacock *et al.*, 1998; Kaneshima *et al.*, 1989; Savage *et al.*, 1989; Kaneshima, 1990; Gledhill, 1991; Aster & Shearer, 1992). The delay between the two pulses is proportional to the strength of the anisotropic effect, which depends on both the intensity of seismic anisotropy and the length of the path within the anisotropic material. The axes of the rotated coordinate system provide information on the symmetry and orientation of the anisotropic elastic tensor. Basically, if the anisotropic material is homogeneous, an observed split shear-wave is exactly the sum of two pulses of different polarization, one delayed with respect to the other. In contrast, if the anisotropic material consists of several layers (or more generally, 3-D domains) of different anisotropy, then the observed seismogram has a more complicated form, with a sequence of pulses corresponding to mode-conversions from the various layer interfaces. In general, no rotation exists in which one component of the seismogram is exactly a delayed version of the other (Levin *et al.*, 1999).

Since fluid-filled fractures orientate normal to the minimum horizontal compressive stress direction (σ_{SH}), they will preferentially remain open. This hypothesis predicts that the polarization of the fast split shear wave will be parallel to maximum horizontal compressive stress direction (σ_{SH}). Most studies of shear wave splitting in the crust report a correspondence between the fast shear wave polarization direction and σ_{SH} . However, several studies have reported results that are not consistent with this origin of crustal anisotropy. In many cases polarization directions do not align with σ_{SH} or they vary significantly at stations located only a few kilometers from each other, distances too short to expect the regional stress field to change (Peacock *et al.*, 1998; Kaneshima *et al.*, 1989; Savage *et al.*, 1989; Kaneshima, 1990; Gledhill, 1991; Aster & Shearer, 1992).

Aster & Shearer (1992) have suggested that for particular rock types, alignment of anisotropic minerals and/or micro-cracks by paleo-stresses may produce seismic anisotropy. Gledhill (1991), Kaneshima (1990), Savage *et al.* (1990), Kern & Wenk (1990) and Leary *et al.* (1987) concur that intrinsic rock anisotropy caused by preferential mineral alignment and oriented cracks or fractures in the vicinity of active faults may also produce seismic anisotropy. Brocher & Christensen (1990) suggest that anisotropy due to preferred mineral alignment is pervasive in continental crust and may play a more important role in producing seismic anisotropy than do vertical, fluid-filled fractures.

Although, in theory, shear wave splitting parameters should be relatively simple to determine, accurate measurements of the polarization directions of the first arriving shear wave and the delay time between the fast and slow waves are very difficult to obtain in practice. Several methods have been employed to determine these parameters, each having its own advantages and limitations. Visual inspection of particle motion plots in the horizontal plane is the most frequently used method to determine splitting parameters. While in general this technique can be very effective, it suffers from the subjectivity of the observer as well as from exclusion of motions not contained in the horizontal plane (Aster *et al.*, 1990). More automated techniques, such as particle motion covariance matrix decomposition (Vidale, 1986; Jurkevics, 1988), work well when the time interval between the fast and slow wave is large; when the delay time is small, the analyst may misidentify the polarization direction of the fast wave. Cross-correlation techniques work well when the slow wave is visible and not quickly contaminated by later arrivals (Zhang & Schwartz, 1994).

2. Data and method

2.1. Data

The Instituto Costarricense de Electricidad (ICE, Costa Rican company of electricity and telecommunications), concerned for the future stability of its power projects, started volcanic and seismologic studies at the northwestern part of Costa Rica in 1974, where more than 50% of the total energy consumed in the country is generated.

ICE has installed a network of 12 digital seismic stations and 4 strong motion instruments at the Arenal-Miravalles region, with the objective of monitoring continuously the seismicity that may be induced by extraction and/or re-injection of fluids in the Miravalles Geothermal Field (MGF), as well as to monitor the volcanic activity of the Arenal Volcano, and the seismicity of the Arenal graben located near the Sangregado dam (Arenal-Corobici-Sandillal Hydroelectric Complex).

The MGF is located near the Miravalles Volcano. It is a water-dominant reservoir where hydrologic conditions are controlled by local faults. The exploitation of the reservoir is affecting pre-existing geological structures, regional stress field and the differential compacting at depth. This circumstance influences the local stress distribution, which results in earthquake generation. After five years of production the decline in reservoir pressure is expected. Based on pressure gauges in the observation wells, the reservoir pressure is declining at a rate of 1-2 bars/year, with larger values in the center of the field.

Shear-wave splitting from local micro-earthquakes recorded in the MGF might show the anisotropy pattern. The area is faulted in a complex way. The upper-crust seismic anisotropy can be used to infer permeability anisotropy and reflects fracture

orientation or other rock fabric. This information can help in designing optimal geometries for injection in order to increase the steam production.

Eighty records from four different seismic zones were analyzed, the first three zones are located within or close to the MGF, and the last zone is located outside the field. All the events were located using the crustal model velocities defined in a previous work (Taylor, 2000). The whole set of records are well within the shear-wave window, this means they have incidence angles lesser than the critical angle at the surface. All the seismograms have high signal-to-noise ratios and shear waves with clear arrival times. The requirement of shear-wave incident angles bearing less than critical is important because plane shear waves that strikes at angles greater than the critical angle $i_c = \sin^{-1}(V_s/V_p)$, where V_p and V_s are the surface velocities of P and S waves, respectively may be contaminated by reflected S to P converted phases, so that even linearly polarized incident waves are recorded on the surface as elliptically polarized (Nuttli, 1961 and Werner & Shapiro, 1997). Booth & Crampin (1985) extended this argument to curved wave fronts (qP , qS_1 and qS_2), which are appropriate for local earthquakes. Beyond the critical angle, the incident curved shear-wave front generates a P head wave (S to P wave) that propagates immediately beneath the surface and that emerges as precursor to the direct shear wave arrival. The cone delineated by critical angle is sometimes called the "shear-wave window". The shear wave angle i_c is approximately 35° for a plane wave striking on the free surface of an homogeneous isotropic half-space with a Poisson's ratio of 0.25.

2.2. Method

Evaluating shear-wave splitting from earthquakes in areas where details of source and ray path are poorly known, is usually very complicated. Even synthetic noise-free shear-wave splitting within the shear-wave window at the free surface produces a very wide range of patterns of behavior which vary considerably with azimuth, offset, and source orientation (Crampin & Booth, 1985).

Horizontal-plane particle-motion plots for linear S onset were visually inspected, and these were followed by elliptical or more complex motion with arrival of the slow wave. The records were first smoothed by resampling at 500 samples per second and filtered with a Butterworth band pass filter between 1 and 15 Hz (originally, the record has a sampling rate of 62.5 samples per second and the S wave have frequencies between 1 and 15 Hz). Both steps proved helpful in identifying and measuring the angle of the fast polarization direction (ϕ). Figure 1 shows how the original signals look like before and after smooth and filter were done.

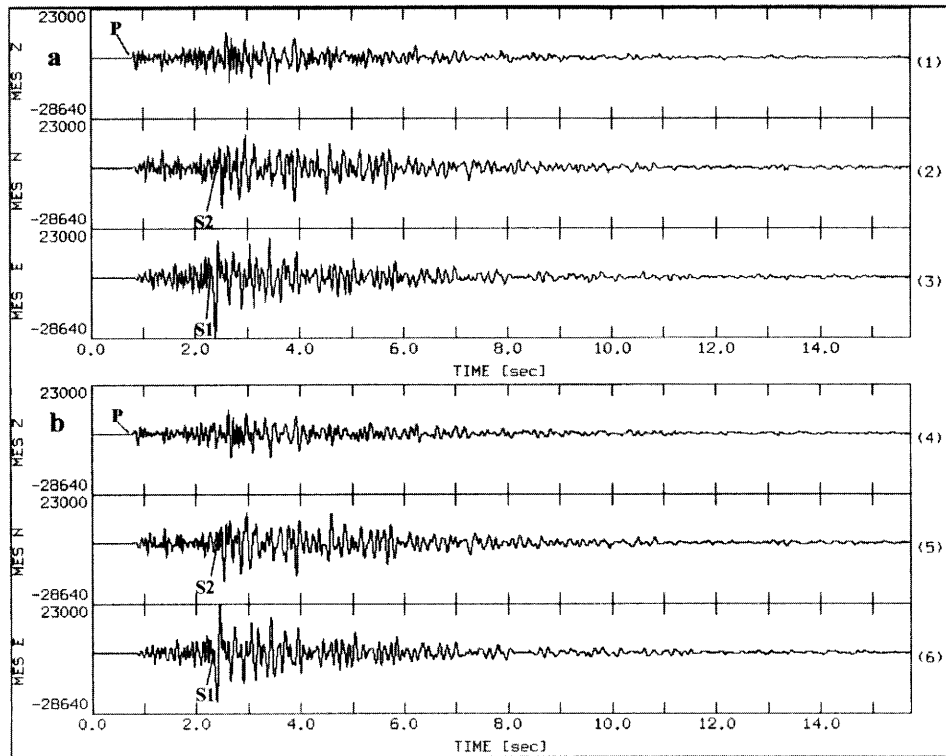


Figure 1. Seismograms recorded at the station MES. a) Top three traces are original traces: vertical (1), N-S (2) and E-W (3) components. b) Bottom three traces were re-sampled at 500 Hz and filtered using a Butterworth band pass filter between 1 and 15 Hz in the same order that in a). The arrival times of the quasi waves qP, qS1 and qS2 are indicated.

Shear-wave splitting was first recognized in seismograms recorded from small earthquakes by visual examination of plots of mutually perpendicular cross-sections of the particle motion, known as polarization diagrams. For this reason and the reasons explained in section 1, the PITSA software (Scherbaum *et al.*, 1999) was used as analysis tool. First, a horizontal-plane particle-motion plot was used to determine the angle (ϕ). Figure 2 shows how this step was done; the fast S wave (S1) has linear particle-motion and when the slower wave (S2) is arriving then the particle motion has an elliptic or more complex motion. The angle (ϕ) was obtained from the linear horizontal particle motion of S1.

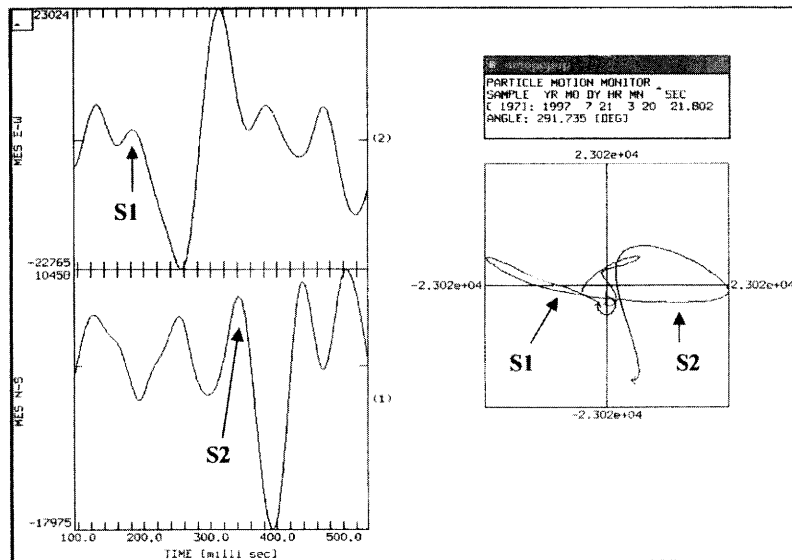


Figure 2. Polarization example of the fast shear wave (S1) determined from particle motion analysis of the horizontal-component seismograms at station MES (same record of figure 1).

Afterwards, the horizontal seismograms were rotated to this direction (292 degrees in figure 2), and finally timing of S1 and S2 was done. All data was checked advancing the slow wave by the time delay. Once this has been accomplished, the particle motion should be linear (figure 3).

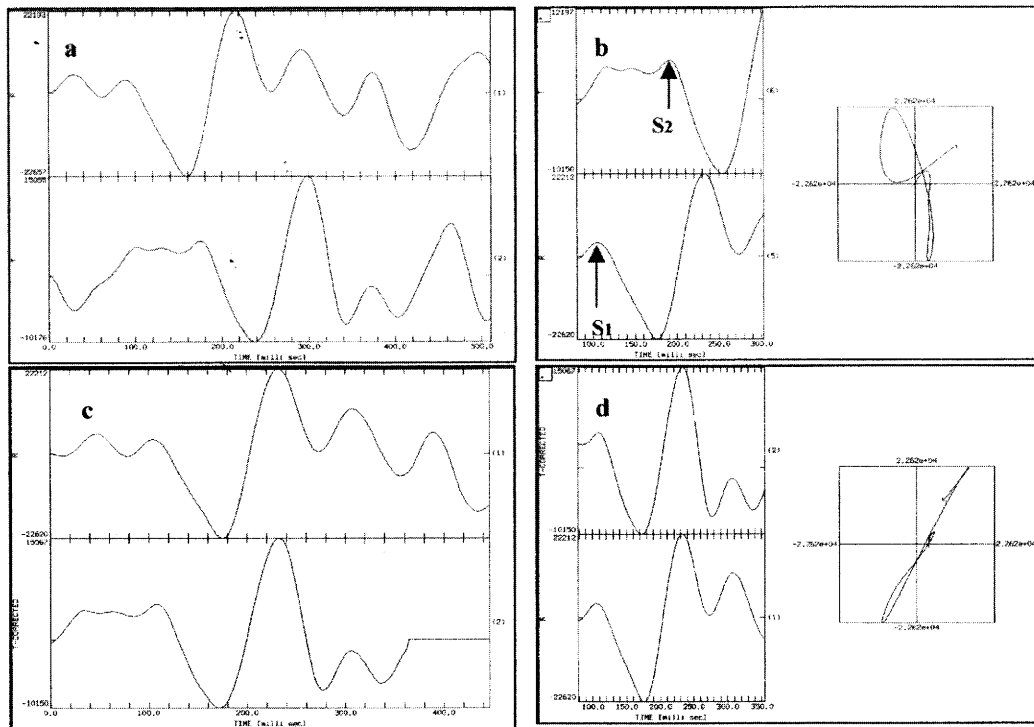


Figure 3. a) Seismograms rotated to the angle of the fast polarization direction (ϕ). b) Horizontal particle motion plot of rotated traces in (a). c) Horizontal components after hasten the slow wave by 82 ms. d) Horizontal particle motions after advancing the slow S2 wave. The particle motion during this entire interval is now linear (same record of figure 2).

3. Results

3.1. Shear-wave splitting from seismic zone 1

This zone is located in the middle of the seismic network and all the exploitation of the geothermal field (extraction and injection) is done there (figure 2). A total of 20 seismic events are located within the area. The earthquakes analyzed consist of 10 micro-earthquakes with good amplitude and clear arriving of S waves, local magnitude ranging from 0.6 to 1.4 and focal depths varying from 2.2 to 16.5 km. The information also suggests that the main activity was in 1997 (specially during July-August), just two months before the October 1997 seismic swarm started in the southeastern flank of the Miravalles Volcano.

The recordings show clear and consistent evidence of shear wave splitting. Table 1 is a summary of the results. Splitting time (Δt) is distance dependent; this means that values have to be normalized with respect to the maximum value (Nor values in table 1).

Table 1. Average shear wave splitting parameters in zone 1

Station	Num.	Pol. (°)	Δt (ms)	Nor
LIM	7	268 ± 7	48 ± 25	1.00
COL	7	219 ± 4	21 ± 6	0.44
MES	4	209 ± 4	32 ± 10	0.67
CUI	7	223 ± 11	23 ± 8	0.48
CMU	4	281 ± 8	24 ± 3	0.50

Num.: number of data, Pol.: polarization direction, Δt : splitting time, and Nor: normalized value of Δt .

The total polarization directions of the fast shear waves from the earthquakes recorded at each station are displayed using rose diagrams in figure 4. It is clear how the faults located near each station have structural control of the fast polarization direction and how all the earthquakes are located within the production-injection zone; this means that those earthquakes can be related to induced seismicity and they are perfectly aligned with the NE-SW fault system in the middle of the field.

From figure 4 we can see how COL and MES stations are located in the orientation of the fault. Polarization directions for these two stations have almost the same direction as the fault system, and this may be strong indicator of the source type, because it is clear that they are affected for the sources parameters. On the other hand, LIM, CUI and CMU stations are strongly affected by the proximity to the fault system.

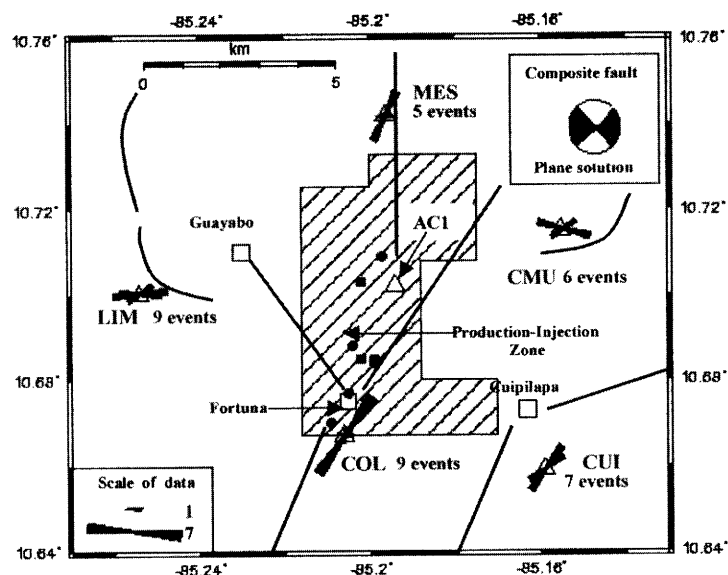


Figure 4. Rose diagrams of the polarization directions of shear wave first arrivals at different stations from zone 1. The number of micro-earthquakes recorded at each station is indicated. Black circles are micro-earthquakes, triangles are seismic stations, squares are small villages, the curved line is the caldera border and straight lines are faults. Upper right corner shows the composite fault plane solution.

An important consideration is the possibility that consistent fast polarization directions are the result of polarizations generated at the source. Table 2 shows the result of the P wave first motions from those 10 events. However, with these results it is difficult to elaborate some single focal mechanisms, but the composite focal mechanism (in figure 4) suggests that the source of most of these earthquakes may be NE-SW left lateral strike-slip faults. This is in agreement with the fast polarization direction and the low amplitudes of P wave observed in COL and MES stations. In this case, cracks generated in the middle of the geothermal field are oriented parallel to the maximum horizontal compressive stress direction of the region (σ_{SH}) and will preferentially remain open in that direction.

Table 2. P-wave first motions at each station from each earthquake in zone 1

Event	Station				
	CMU	CUI	LIM	COL	MES
1	C	C	D		
2			C	D	D
3	C	C	C	C	C
4		C	C	C	
5	C	C	C	D	D
6		C	C	C	C
7	C	C	C	D	
8	C	C	C	D	
9	C	C		C	
10			C	D	D

C: compression; D: dilatation

The MGF started operation in March 1994; the first earthquake felt in the area occurred on November 1996, almost two and a half years later. The main peak of seismic activity was in July-August 1997 and in the same period, a reduction in the reservoir pressure was found in the southern section of the field (i.e., the area to the south and to the east from the town of Guayabo in figure 4). There is significant re-injection in this area and only sporadic production for testing. Also pressure drops were found in the central part of the field (i.e., the area to the south and to the west from the AC1 seismic station in figure 4). This indicates that the location of the earthquakes and the focal mechanism are correct and the stress drop detected in the wells is a normal effect of energy release and opening and creation of cracks due the induced seismicity generating with the production and injection activities.

3.2. Shear-wave splitting from seismic zone 2

This zone is located between the CMA station and the CMU station, to the east of the exploitation zone (figure 5). A total of 11 seismic events have been located within the area. The analyzed events are 8 micro-earthquakes with very good amplitude and clear S arrivals, local magnitudes ranging from 0.0 to 2.7 and focal depths varying from 0.6 to 6.1 km. The seismicity in the area was recorded since 1994, but the October 1997 seismic swarm triggered the maximum seismic activity.

Table 3 is a summary of polarization and shear wave splitting results. Figure 5 shows all the polarization directions of the fast shear waves from the earthquakes recorded at each station plotted and in rose diagrams. Again, since splitting time (Δt) is distance dependent, values have to be normalized with respect to the maximum value (Nor values in table 3).

Table 3. Average shear wave splitting parameters in zone 2

Station	Num.	Pol. (°)	Δt (s)	Nor
LIM	2	132 ± 1	61 ± 7	1.00
COL	2	220 ± 12	16 ± 2	0.26
MES	2	134 ± 4	16 ± 2	0.26
CUI	6	210 ± 9	32 ± 5	0.52
CMU	4	282 ± 6	21 ± 6	0.34

Num.: number of data, Pol.: polarization direction, Δt : splitting time, and Nor: normalized value of Δt .

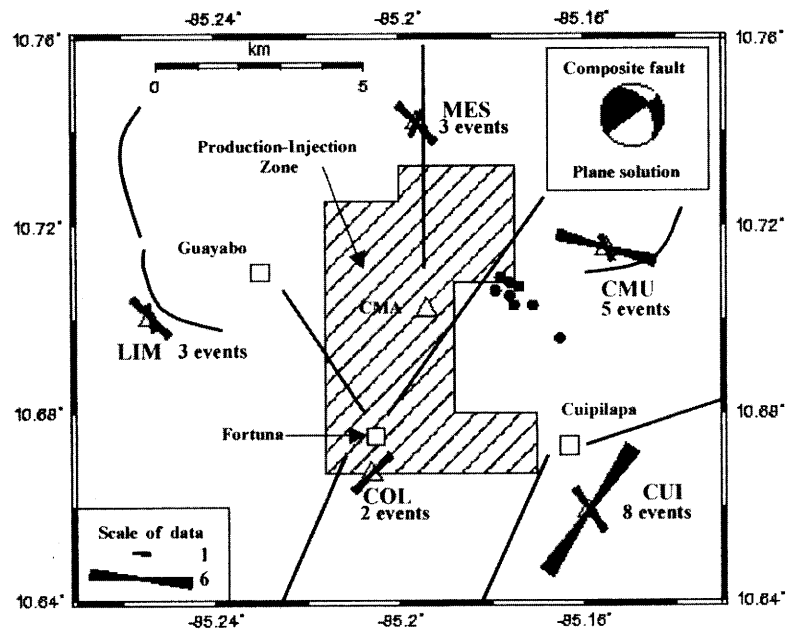


Figure 5. Rose diagrams of the polarization directions of shear wave first arrivals at different stations from zone 2. The number of micro-earthquakes recorded at each station is indicated. Black circles are micro-earthquakes, triangles are seismic stations, squares are small villages, the curved line is the caldera border and straight lines are faults. Upper right corner shows the composite fault plane solution.

In this case, it is clear how COL, CUI and LIM stations are strongly influenced by the faults orientation, while the CMU station and the MES station are affected from both faults orientation and source parameters. Table 4 shows the result of the P wave first motions of those 8 events. Using this information the composite focal mechanism was calculated.

Table 4. P-wave first motions at each station from each earthquake in zone 2

Event	Station				
	CMU	CUI	LIM	COL	MES
1	C	C			C
2		C	C		D
3		C	C	D	D
4	C	C			
5	D	C	C		
6	C	D	C		
7	C	C	C		
8	C	C		C	

C: compression; D: dilatation

The composite fault plane solution (figure 5) suggests that the earthquakes can be related to a NW-SE right lateral strike-slip fault with a normal component. The

geological map does not show faults located in this region, but they could be covered by a lava flow in a steep and rough terrain, and this makes it difficult for geological and geophysical explorations. However, some acid wells (called PGM-2, PGM-6, PGM-7 and PGM-64) are located over this zone and they are aligned exactly with the same NW-SE direction.

Very interesting is the fact that near this active zone some good production wells are being exploited (upper right corner of the production-injection zone in figure 5). Furthermore, the generation of cracks is still active and the area is located close to the Miravalles Volcano. These characteristics make this area (where the earthquakes are located in figure 5) interesting as exploitation zone as suggested by the project advisory panel in June 1999 (Di Pippo *et al.*, 1999).

The fault system of this zone, together with the fault system in the middle of the field (zone 1), represent a typical conjugate fault system (NW-SE and NE-SW). The relationship between those wells and the induced seismicity still remains unclear.

3.3. Shear-wave splitting from seismic zone 3

This seismic zone is located south-southeastwards from the CMU station (figure 6), with 147 micro-earthquakes located within. However, the events analyzed consist of only 45 very shallow micro-earthquakes, with very good amplitudes and clear S arrivals and local magnitude ranging from 0.3 to 2.7 and focal depths varying from 0.0 to 3.4 km, most of the events are located between 2.0 and 3.0 km depth.

The earthquakes with local magnitude 1.0 and greater have clear amplitudes on all the stations. Earthquakes with lower magnitudes were used when they were recorded on at least 4 stations.

Table 5 is a summary of polarization and shear wave splitting results. Figure 6 shows the totality of the polarization directions of the fast shear waves from the earthquakes recorded at each station plotted in rose diagrams. The figure also includes the normalized splitting times (Δt) (see Nor values in table 5).

Table 5. Average shear wave splitting parameters in zone 3

Station	Num.	Pol. (°)	Δt (s)	Nor
LIM	23	230 ± 24	58 ± 32	1.00
COL	25	244 ± 9	21 ± 10	0.36
MES	1	245	28	0.48
CUI	29	224 ± 8	31 ± 8	0.53
CMU	18	251 ± 8	10 ± 7	0.17
AC1	12	222 ± 11	25 ± 15	0.43

Num.: number of data, Pol.: polarization direction, Δt : splitting time, and Nor: normalized value of Δt .

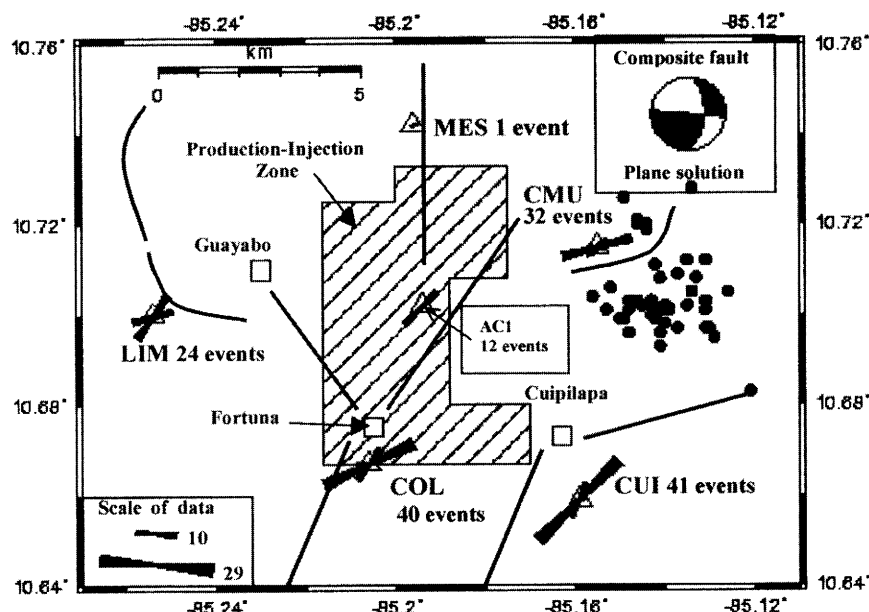


Figure 6. Rose diagrams of the polarization directions of shear wave first arrivals at different stations from zone 3. The number of micro-earthquakes recorded at each station is indicated. Black circles are micro-earthquakes, triangles are seismic stations, squares are small villages, the curved line is the caldera border and straight lines are faults. Upper right corner shows the composite fault plane solution.

Once more, it is clear how the polarization is strongly affected by faults. Only the LIM station, located near the caldera border, shows a different polarization orientation close related to the caldera orientation and almost perpendicular to this geological feature. This can be explained by the ray path of the S waves, which are crossing all the fault systems with NE-SW direction and this effect is stronger than the orientation of the caldera border and/or because the polarization is aligned with the maximum horizontal compressive stress direction.

Table 6 shows the result from P wave first motions. The azimuth from the events location and the seismic stations is wide (especially for CMU station), and this is why sometimes the stations show compression and sometimes show dilation. Given these conditions, it is not difficult to make a good composite fault plane solution, unless many bad polarities are accepted or two different seismic sources are assumed.

A composite focal mechanism assuming 43 bad polarities was done (figure 6) and it corresponds with a right lateral-strike slip fault. From the composite focal mechanisms elaborated for the three different zones, it is interesting that they are in agreement with the geological structures and suggest that the local P and T axis have a clockwise rotation from west to east.

Those events are not connected with any kind of induced seismicity due to the exploitation of the MGF. However, the relationship cannot be rejected until a stress drop distribution pattern study has been done.

Table 6. P-wave first motions at each station from each earthquake in zone 3

Event	Station					
	CMU	CUI	LIM	COL	MES	AC1
1		D	C	D	C	
2	D	C	C	C		
3	C	C		C		
4	C	C		D		
5	C	D		D		
6	C	D		D		
7	D	C		C		
8	D	C		C		
9	C	D		D		
10	C	D		D		
11	D	C		C		
12	D	C		C		
13	D	C		C		
14	D	C	C	C		
15	C	D	C			
16	D	C		C		
17	C	D	C	D		
18	C	D	C	D		
19	D	D	C	D		
20		C		C		C
21		D		D		D
22		C	C	C		
23	C	C	C			
24	C	D	C			
25	D	D	C	C		
26	D	D	C	C		C
27		C	C	C		
28		C	C	C		
29		D	C	C		
30		D	C	C		
31		C		C		C
32		C		C		C
33		C		C		C
34	D	C		C		
35	C	D	C	D		
36	C	D	C	D		
37	C	D	D	D		D
38	D	C	C	C		C
39	D	C	C	C		
40		C	C	C		C
41	D	C	C	C		
42	D	C	C			C
43	D	C	C			
44	D	C	C	C		
45	C	C	D	D		

C: compression; D: dilatation

3.4. Shear-wave splitting from zone 4

This zone is located about 32 km southeastwards from MGF and the main goal was to review the behavior of the polarization and splitting when the seismic source is outside of the geothermal field. Within this seismic area more than 100 micro-earthquakes were located. The events analyzed consist of 17 shallow micro-earthquakes, with clear S arrivals and local magnitude ranging from 1.1 to 2.5 and focal depths varying from 0.0 to 6.4 km. Most of the events are located between 1.0 and 3.0

km depth (figure 7), and were generated during a seismic swarm in October 1997 near the Tenorio Volcano.

Table 7 is a summary of the polarization and the shear wave splitting results. Figure 7 shows all the polarization directions of the fast shear waves from the earthquakes recorded at each station plotted in rose diagrams.

Table 7. Average shear wave splitting parameters in zone 4

Station	Num.	Pol. (°)	Δt (s)	Nor
LIM	9	64 ± 11	25 ± 17	0.80
COL	9	47 ± 11	20 ± 5	0.65
MES	3	56 ± 16	23 ± 5	0.74
CUI	17	44 ± 14	31 ± 15	1.00
CMU	11	73 ± 6	11 ± 5	0.35

Num.: number of data, Pol.: polarization direction, Δt : splitting time, and Nor: normalized value of Δt .

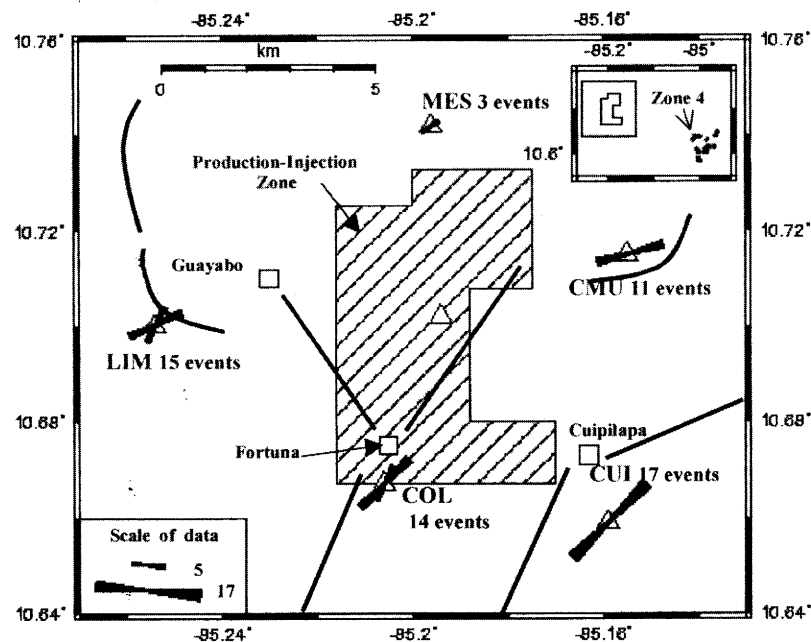


Figure 7. Rose diagrams of the polarization directions of shear wave first arrivals at different stations from zone 4. The number of micro-earthquakes recorded at each station is indicated. Black circles are micro-earthquakes, triangles are seismic stations, squares are small villages, the curved line is the caldera border and straight lines are faults. Upper right corner shows the composite fault plane solution. Upper right corner shows the location of the earthquakes with regards to MGF.

In this case the seismic source is generally located farther away from the stations, and the behavior of the polarizations again is strongly affected by faults. LIM station shows the same kind of polarization orientation than in figure 6 (seismic sources from zone 3 near CMU station).

From the analyzed data, we can conclude that the majority of stations in this study show consistent alignment of the fast polarization directions parallel to the strike of the faults. Cracks in the MGF have preferential NE-SW orientation in the southern and south-southwestern part and E-W orientations in the eastern part (specially the area between CMU and CUI stations). Orientation is not clear in the northern part of the field using polarization because cracks change from NE-SW to NW-SE direction in MES station.

3.5. Splitting time at Miravalles Geothermal Field

Several studies have attempted to constrain the anisotropy extension depth. They concluded that it must be confined to the upper few kilometers of the crust, in order to explain their observations of very different polarization directions for stations located only a few kilometers apart from each other. Shih & Mayer (1990) found clear evidence for increasing shear-wave splitting delays with propagation distances in the South Moat of the Long Valley Caldera in California, requiring more pervasive anisotropy than only a few kilometers beneath the receivers.

Plots of delay time versus focal depth and hypocentral distance for the 6 stations in the MGF area are shown in figure 8.

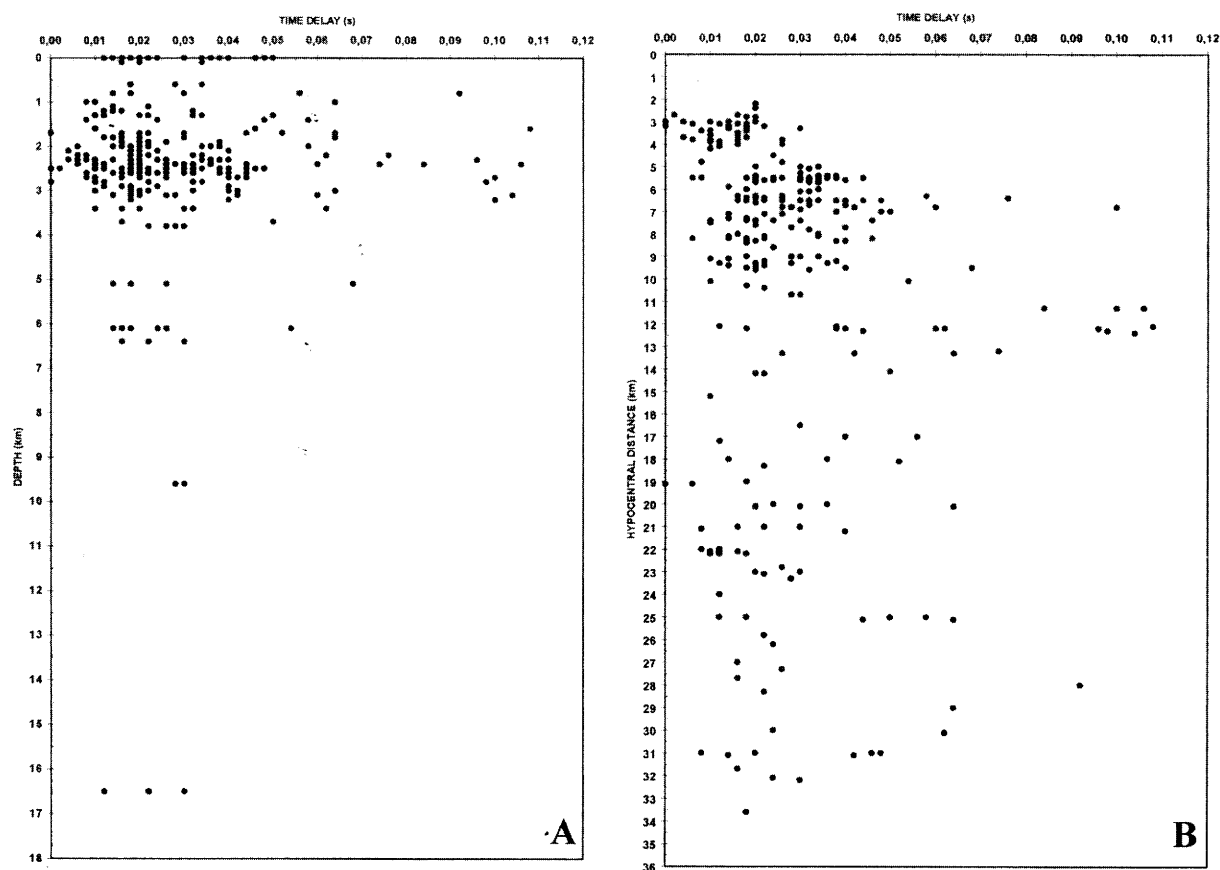


Figure 8. Delay times between the fast and slow shear waves versus A) events depth and B) hypocentral distances for the 6 stations in the MGF.

Figure 8 suggests how the observed delay times range between 0 and 110 ms. In case A the earthquakes with depths greater than 4 km have low delay times compared with the very shallow earthquakes. In case B the delay times range increases with hypocentral distance down to 13 km, however, for hypocenters exceeding that depth, the delay times seem to be constant. In spite of the larger hypocentral distances in zone 4 relative to the three other zones, the delay times do not surpass 70 ms. From this figure we can conclude that the seismic anisotropy does not deepens more than 3 km and that the delay time increases with hypocentral distance from 2 to 13 km inside the geothermal field.

Figure 9 shows the analysis of the normalized delay time curves obtained from each seismic zone. The first important fact to observe is the similarity of the main curves in all the cases. The second observation is how the curves are aligned almost perfectly with the fault and/or polarization distributions. The third observation suggests that the cracks have almost E-W orientations in the eastern part, NE-SW orientations in the southeastern, southern, southwestern and western part, NE-SW and E-W in the western part and N-S in the northern part of the geothermal field. The upper right corner of the production-injection zone is located near the fault systems, which means that the permeability is good. This is a possible explanation for why this zone has the best production wells.

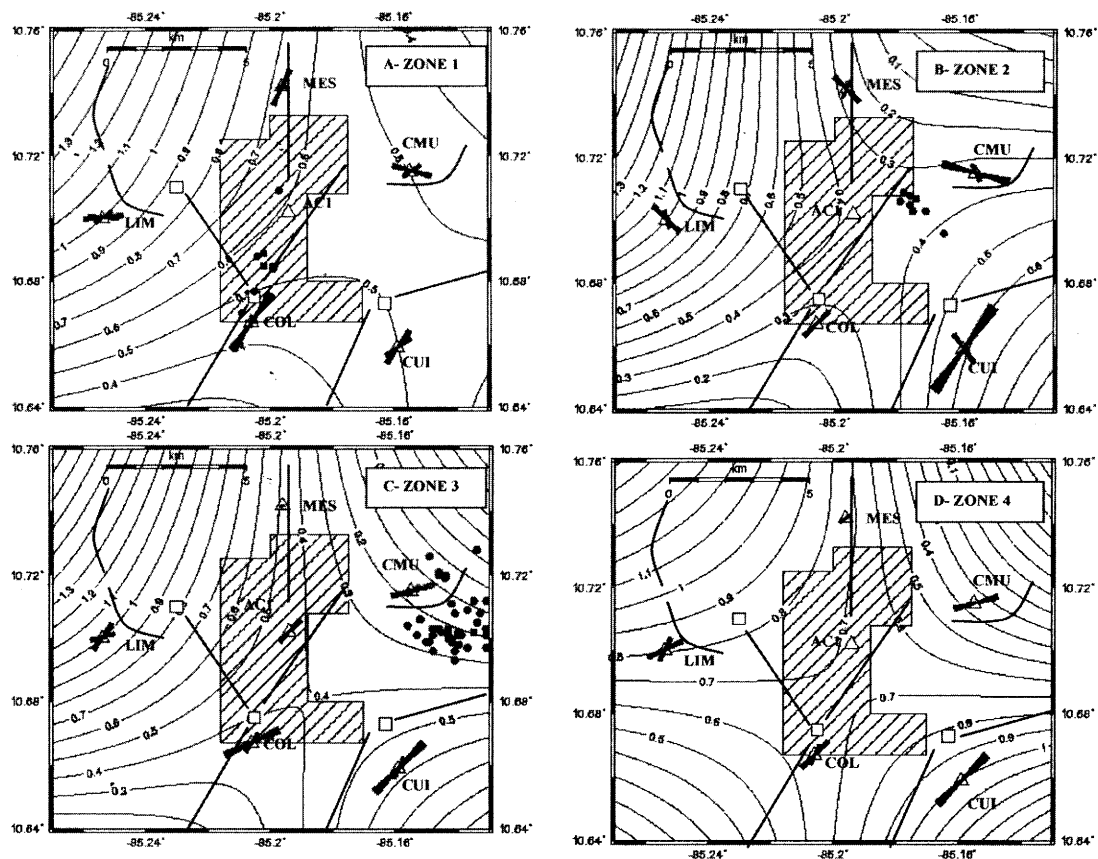


Figure 9. Normalized delay time curves obtained from each seismic zone analyzed. Sketches A, B, C and D were made using the delay time average from tables 2, 5, 8 and 11 respectively. Striped area is the production-injection zone, triangles are seismic stations, squares are small villages and

lines (curved and straight lines) are faults or caldera border. The polarization directions of shear wave first arrivals at different stations are indicated.

From the center of the production-injection zone (AC1 station) all data indicates that the delay times increase to the NW-SE direction and decrease to NE-SW direction. These data may indicate the maximum local compressive directions.

4. Discussion

The goal of the above study was to interpret the fast polarization and shear-wave splitting within the Miravalles Geothermal Field (MGF).

Within the MGF it is possible to detect at least three different active seismic zones. The composite focal mechanism suggests that the source of most of the earthquakes could be the NE-SW left lateral strike-slip faults located in the middle of the geothermal field. This is the most important characteristic of the geothermal field because is exactly there where the MGF was located (zone 1).

The main peak of seismic activity in zone 1 occurred in July-August 1997, almost two and a half years after the MGF started operation in March 1994. In 1997, a reduction in the reservoir pressure was found in the central, southern and western sections of the field. This is a strong indicator for the location of the earthquakes and the focal mechanisms are correct, and that the stress drop detected in the wells is a normal effect of energy release and the opening of cracks due to production and injection activities.

The second seismic zone is located in the eastern part, between AC1 and CMU seismic stations (zone 2). The October 1997 seismic swarm triggered the maximum seismic activity. The composite focal mechanism suggests that the earthquakes can be related to a NW-SE right lateral strike-slip fault with normal component. This fault system together with the fault systems in the middle of the field (zone 1), represent a typical conjugate fault system (NW-SE and NE-SW).

The third zone is connected to the October 1997 seismic swarm, which was located at the southeastern flank of the Miravalles Volcano. This is the most active area of the MFG (zone 3). The composite focal mechanism suggests that the earthquakes are related to a right lateral-strike slip fault. These two zones (zones 2 and 3) shows no evidence of the seismic activity being related to induced seismicity, but this subject can not be ruled out without stress-drop distribution pattern or stress transfer studies.

Evidence of seismic velocity anisotropy in the splitting of S waves from shallow earthquakes in the MFG has been observed. The measurements of the fast polarization directions (ϕ) draw a pattern that is geographically complex, but seems to correlate with local faults.

It was found that near local faults, fractures or other rock fabric, (ϕ) is controlled by fault parallel shear, but also it is clear that the maximum horizontal compressive stress (σ_{SH}) and the minimum horizontal stress (σ_{sh}) in the middle of the MGF have the same orientations that the NE-SW and NW-SE conjugate faults systems.

From all the cases analyzed (seismic signals from 4 different zones), I conclude that the cracks have almost E-W orientations in the eastern part, NE-SW orientations in the southeastern, southern, southwestern and western parts, NE-SW and E-W in the western part and N-S in the northern part of the geothermal field. The northeastern sector has a high fault density. This characteristic, together with the proximity of the zone to the Miravalles Volcano, determines the best production wells are located here. I found indications that zone 3 represent a future exploitable geothermal zone.

The most important characteristic of the shear-wave splitting is the similarity of the main curves in all the zones analyzed, and how they are aligned almost perfectly with the faults and/or polarization distributions (conjugate fault system).

An important fact is that the composite focal mechanisms done from zones 1, 2 and 3 and geological structures (faults and caldera borders), suggest that the local P and T axis are clockwise rotated from west to east. This could suggest that the orientation of the local stress field change with respect to the regional stress direction.

5. Limitations

I consider that the results presented here have a good quality, nevertheless it is possible to quote some limitations of the methodologies applied. If programs assuming isotropic media locate local earthquakes in an anisotropic environment, both focal depths and epicenters may be systematically misallocated while still showing apparent satisfactory residuals and error estimates. The behavior of shear-wave splitting depends critically on:

- a) the frequency, polarization, polarity, amplitude and phase spectra of the striking wave;
- b) the orthogonality of and the delay between split shear waves;
- c) the multiplicity of the splitting;
- d) the signal-to-noise level, abruptness of onset, and other characteristics of the signal;
- e) the orientation, amplitude and phase frequency response;
- f) the sampling rate and other characteristics of the recording instruments;
- g) the location, distance, orientation, wave-type, frequency content, coupling and other characteristics of the seismic source, and
- h) the direction of the ray path through the anisotropic symmetry, degree of velocity anisotropy, differential shear-wave attenuation anisotropy, and homogeneity and other characteristics of the ray path and the rock mass.

These parameters are not wholly independent, but clearly, in some circumstances the detailed behavior of shear-wave splitting can be complicated.

The major restriction of shear-wave splitting in small earthquakes is that the recording site needs to be within the shear-wave window in order to obtain good interpretable records at surface. That is, shear waves should have incidence angles at the free surface lesser than the effective critical angle (Booth & Crampin, 1985) of usually about 45 or 50 degrees. This means that the epicentral distances from recording sites must be shorter than the focal depths -and preferably much smaller- to make it possible to observe interpretable shear-wave splitting at the surface on records of small earthquakes. In this study, most of the earthquakes are located between surface and 4 km depth and many of these events have epicentral distance greater than 5-km depth. This could affect the polarization direction and the splitting time.

Another difficulty with observations of shear-wave splitting using small earthquakes in the MGF is that earthquakes are located in areas of complicated geology and tectonics. As a ray of shear waves passes from one rock type to another with different properties (possibly different matrix velocities, crack densities, crack aspect-ratios, and crack orientations), each split shear wave may split again. The shear wave arrival on the records is in the coda of P phase arrival, and there is the possibility that multiple splitting and scattering will distort the second shear wave arrival.

6. Future work

In the future, ICE should consider possible strategies for locating step out wells beyond the present margins of MGF. Drilling results suggest that the western margin of the field is fairly well defined along a N-S zone. However, the productive field might extend eastwards and northwards outside the actual production-injection zone. The heat source, and principal up flow zone, is believed to be located along the north-northeastern edge of the field or even some kilometers farther. After five years of production, the injection in the western sector has not been detrimental and, in fact has increased production of the field by supporting reservoir pressures (Di Pippo *et al.*, 1999). In particular, this information about crack orientations and shear-wave splitting is important since it may be used to develop the production and injection geometries.

Among the first things to focus on is the determination of a more appropriate velocity model using one-dimensional inversion of events such as VELEST macro (Kissling *et al.*, 1994).

Recent numerical modeling has indicated that anomalous shear-wave behavior may be related to changes in pore-fluid pressure. To determine whether shear-wave splitting in this reservoir zone is sensitive to changes in pore-fluid pressure requires detailed correlations between shear-wave splitting and down-hole pressure measurements.

Induced seismicity in the middle of the field is clear (see also Boschini, 1999). However, the relationship between the exploitation of the geothermal field and the seismicity in the eastern part of the area is still not proved. It is necessary to elaborate a

stress pattern distribution and determine if changes in the stress field in the MGF are affecting the eastern part.

It is important to improve the three-dimensional accuracy of the earthquake locations in the geothermal field. This can be done by increasing the number of seismic stations in such a way that the maximum horizontal distance between stations is 400 m. The stations must be distributed in arrays around the production and injection zones. The arrays can be established using low-cost portable stations.

7. References

- ASTER, R. C. & SHEARER, P. M., 1992: Initial shear wave particle motions and stress constraints at the Anza seismic network.- *Geophys. J. Int.* (108): 740-748.
- ASTER, R. C., SHEARER, P. M. & BERGER, J., 1990: Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction.- *J. Geophys. Res.* (95): 12 449-12 473.
- BOOTH, D. C. & CRAMPIN, S., 1985: Shear-wave polarization on a curved wave front at an isotropic free surface.- *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.* (83): 31-45.
- BOSCHINI, I., 1999: Seismicity patterns in Miravalles Geothermal Field, Costa Rica, is there induced seismicity?.- 22 págs. Inst. of Solid Earth Physics, Univ. of Bergen, Noruega [parte de Tesis M.Sc.].
- BROCHER, T. M. & CHRISTENSEN, N. I., 1990: Seismic anisotropy due to preferred mineral orientation observed in shallow crustal rocks in southern Alaska.- *Geology* (18): 737-740.
- CRAMPIN, S. & BOOTH, D. C., 1985: Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault-II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy.- *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.*, (83): 75-92.
- CRAMPIN, S. & LOVELL, J. H., 1991: A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: what does mean? what use can we make of it? and what should we do next?.- *Geophys. J. Int.* (107): 387-407.
- DI PIPPO, R., DUFFIELD, W., FOURNIER, R., HORNE, R. & WATTS, D., 1999: Report of the eighteenth meeting of the Miravalles Geothermal Project advisory panel.- ICE [Inf. interno].
- GLEDHILL, K. R., 1991: Evidence for shallow and pervasive seismic anisotropy in the Wellington region, New Zealand.- *J. Geophys. Res.* (96): 21 503-21 516.
- JURKEVICS, A., 1988: Polarization analysis of three-component array data.- *Bull. Seismol. Soc. Amer.* (78): 1 725-1 743.
- KANESHIMA, S., 1990: Origin of crustal anisotropy: Shear wave splitting studies in Japan.- *J. Geophys. Res.* (95): 11 121-11 133.
- KANESHIMA, S., ITO, H. & SUGIHARA, M., 1989: Shear wave polarization anisotropy observed in the rift zone in Japan.- *Tectonophysics* (157): 281-300.

- KERN, H. & WENK, H. R., 1990: Fabric-related velocity anisotropy and shear wave splitting in rocks from the Santa Rosa Mylonite Zone, California.- J. Geophys. Res. (95): 11 213-11 224.
- KISSLING, E., ELLSWORTH, W.L., EBERHART-PHILLIPS, D., KRADOLFER, U., 1994: Initial reference model in local earthquake tomography.- J. Geophys. Res. (99): 19 635-19 646.
- LEARY, P. C., LI, Y. G. & AKI, K., 1987: Observation and modelling of fault-zone fracture seismic anisotropy, I. P, SV and SH travel times.- Geophys. J. Royal Astronom. Soc. (91): 461-484.
- LEVIN, V., MENKE, W. & PARK, J., 1999: Shear-wave splitting in the Appalachians and the Urals: A case for multilayered anisotropy.- Univ. of Columbia, <http://doherty.ldeo.columbia.edu/users/menke/ApUr/WEBTEXT.html>
- MULLER, M. C., 1991: Prediction of lateral variability in fracture intensity using multicomponent shear-wave surface seismics as a precursor to horizontal drilling in the Austin Chalk.- Geophys. J. Int., 3 (107): 409-416.
- NUTTLI, O., 1961: The effect of the Earth's surface on the S wave particle motion.- Bull. Seismol. Soc. Amer. (51): 237-246.
- PEACOCK, S., CRAMPIN, S., BOOTH, D. C. & FLETCHER, J. B., 1988: Shear-wave splitting in the Anza seismic gap southern California: Temporal variations as possible precursors.- J. Geophys. Res. (93): 3 339-3 356.
- SAVAGE, M. K., SHIH, X. R., MEYER, R. P. & ASTER, R. C., 1989: Shear wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave polarization analysis.- Tectonophysics (165): 279-292.
- SAVAGE, M. K., PEPPIN, W. A. & VETTER, U. R., 1990: Shear wave anisotropy and stress direction in and near Long Valley caldera, California, 1979-1988.- J. Geophys. Res. (95): 11 165-11 177.
- SCHERBAUM, F., JOHNSON, J. & REITBROCK, A., 1999: Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, PITSA, Version 5.0, 12-02-1999, Incorporated Research Institutions for Seismology, Data Management Center, Seattle.
- SHIH, X. R. & MEYER, R. P., 1990: Observation of shear wave splitting from natural events: south moat of Long Valley caldera, California, June 29 to August 12, 1982.- J. Geophys. Res. (95): 11 179-11 195.
- TAYLOR, W. D., 2000: Shear wave splitting and improved upper crustal velocity model at the Miravalles Geothermal Field, Guanacaste-Costa Rica.- 74 págs. Inst. of Solid Earth Physics, Univ. of Bergen, Noruega [Tesis M.Sc.].
- VIDALE, J. E., 1986: Complex polarization analysis of particle motion.- Bull. Seismol. Soc. Amer. (76): 1 393-1 405.
- WERNER, U. & SHAPIRO, S. A., 1997: Intrinsic anisotropy and multilayering, two anisotropy effects combined.- WIT Group, Geophysical Institute, Karlsruhe Univ.
- ZHANG, Z. & SCHWARTZ, S. Y., 1994: Seismic anisotropy in the shallow crust of the Loma Prieta segment of the San Andreas fault system.- J. Geophys. Res. (99): 9651-9661.

La crisis sísmica de Bijagua de Upala (enero a marzo del 2002), Costa Rica

The Bijagua seismic crisis (January - March, 2002), Upala - Costa Rica

Waldo Taylor¹, Rafael Barquero¹, Wilfredo Rojas², Walter Montero² & Lepolt Linkimer³

¹Área de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica, ICE, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica

²Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica, Escuela Centroamericana de Geología, UCR, Apdo. 214-2060, San José, Costa Rica.

³Escuela Centroamericana de Geología, UCR, Apdo. 214-2060, San José, Costa Rica.

Taylor, W., Barquero, R., Rojas, W., Montero, W. & Linkimer, L., 2001: La crisis sísmica de Bijagua de Upala (enero a marzo del 2002), Costa Rica.- Boletín OSIVAM, 12 (25): 48-66, San José.

Resumen

En el presente informe se analiza la información sismológica obtenida por los instrumentos sismográficos de la RSN, además de los datos de campo recopilados en la zona, tales como: efectos, daños, evidencias de fallamiento activo, así como por fotointerpretación, relacionados con el fuerte sismo y las réplicas que afectaron la zona de Bijagua de Upala, entre finales de enero y marzo del 2002.

El procesamiento de la información permitió definir las fuentes sísmicas relacionadas con la actividad precursora, el sismo principal y las réplicas. Paralelamente, la recopilación de datos macrosísmicos en la zona hizo posible la elaboración del mapa de intensidades del evento principal de magnitud 5,4 Mw, ocurrido el 27 de enero.

Se determinó que la sismicidad ocurrida se debió a fallas geológicas superficiales. Los sismos tuvieron profundidades entre 5 y 15 km y estuvieron relacionados principalmente con el sistema de fallamiento de Caño Negro-El Macho y Bijagua.

Abstract

This report analyzes the seismological information obtained by the seismographic instruments of RSN, about the strong earthquake and its aftershocks that affected Bijagua de Upala, northern Costa Rica, between January and March 2002. Besides the field data compiled at the area, such as: effects, damages, active fault evidences, as well as photointerpretation, are presented here.

The data processing allowed the definition of seismic sources related to this seismic activity. The field macroseismic data was used to prepare the intensities map of the main event of January 27, 2002, with a magnitude Mw 5.4.

It was determined that the seismic crisis was originated in shallow geological faults. The earthquakes had depths between 5 and 15 km and the main active faults were the Bijagua and Caño Negro faults.

Introducción

El domingo 27 de enero del 2002 un fuerte temblor sacudió la zona de Bijagua de Upala a las 20:49 (hora local). El sismo, que provocó alarma entre los vecinos de esa localidad, tuvo su epicentro 2 km al noreste de la población de Bijagua de Upala y su magnitud fue 5,4 Mw. La sacudida fue bastante fuerte en el sitio, provocando daños leves, como fallas en las bases de casas de madera, pequeños deslizamientos y caída de objetos, así como el pánico entre los vecinos de la zona, algunos de los cuales buscaron refugio en comunidades cercanas, como la ciudad de Cañas.

La localización de los eventos se realizó utilizando las estaciones de la red sismológica del OSIVAM y 4 estaciones sismológicas digitales facilitadas por la compañía Seism Technology, las cuales fueron instaladas a partir del lunes 28 de enero en el área epicentral.

Este informe presenta los resultados de la investigación sismológica realizada por personal de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR), que procesó gran cantidad de información, visitó, instrumentó y efectuó el monitoreo inmediato en la zona. Además, se atendió en forma directa y en conjunto con la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Prevención de Emergencias, la incertidumbre que reinaba en la comunidad durante los momentos posteriores a la actividad sísmica.

Antecedentes

La cordillera volcánica de Guanacaste forma parte del arco interno actual, resultado de un proceso activo de subducción de la placa del Coco bajo la Caribe. La cordillera está formada por una cadena de estrato-volcanes andesíticos del Cuaternario que se alinean aproximadamente en dirección NW-SE, constituidos por rocas piroclásticas, lavas y depósitos fluvio-lacustres. Los depósitos de nubes ardientes constituyen una meseta de ignimbritas de suave pendiente que se extiende a ambos lados de la cordillera. Toda esta serie geológica está sometida a esfuerzos regionales derivados del proceso de subducción y el levantamiento del arco volcánico, dando origen a un complejo sistema de fallas con orientaciones principales NW-SE, NE-SW y norte-sur.

Históricamente se han registrado terremotos importantes en la cordillera de Guanacaste relacionados con fallas, como fueron los de 1935 y 1941 en Bagaces (Montero & Alvarado, 1988). Más recientemente, en 1984, 1985 y 1987 se registraron enjambres sísmicos en Armenia de Upala (Barquero & Alvarado, 1989). Posteriormente, en 1997 y 1998 hubo enjambres sísmicos en Tierras Morenas y en el volcán Miravalles (Taylor & Barquero, 1999).

Características de la sismicidad

La zona de Bijagua de Upala ha presentando sismicidad baja en los últimos años, con muy pocos eventos. Sin embargo, desde el año 2001 se venían produciendo un promedio de 2 a 3 sismos por mes, con una actividad importante en el mes de setiembre cuando se registraron al menos 15 eventos. La actividad sísmica actual se inició el domingo 27 de enero con varios eventos pequeños ($M < 2,5$) que se empezaron a registrar desde las horas de la tarde de ese día. A las 20:49 (hora local) se produce el evento principal de magnitud 5,4 Mw, el cual sacude fuertemente las poblaciones de Bijagua y alrededores. Esta sacudida fue súbita, de carácter trepidatorio y corta duración, acompañada por algunos ruidos subterráneos. Posterior a este evento siguieron una gran cantidad de réplicas, más de 150 durante las doce horas posteriores al evento principal, con magnitudes inferiores a 4,1, y alrededor de 1000 hasta mediados de marzo.

Parámetros del sismo principal

El temblor principal tuvo los siguientes parámetros:

Fecha:	Domingo 27 de enero del 2002
Hora local :	20:49
Magnitud:	5,4 (Mw)
Profundidad:	12 km
Ubicación:	2 km al noreste de Bijagua.
Intensidades:	VI en Bijagua, Pilón y El Salto: Sentido por todos, muchos se asustan y salen al exterior. La gente camina inestablemente. Adornos, libros, etc., se caen de las estanterías. Los muebles se mueven o vuelcan. V en Río Naranjo y San Rafael de Guatuso: Los que están durmiendo se despiertan, los líquidos se agitan, algunos se derraman, las puertas se balancean. III-IV en Tilarán y Guayabo de Bagaces: Sentido dentro de las casas, los objetos suspendidos oscilan, hay una sensación de mareo. Duración apreciable, las vibraciones son como las de un camión pesado al pasar, las ventanas vibran. III en Liberia: Vibraciones como las de un camión ligero al pasar, puede no ser reconocido por la gente. II en el Valle Central: Sentido por personas en posición de descanso.

Distribución temporal de la actividad sísmica

La crisis sísmica se inició el 27 de enero después de las 15 horas (hora local) con varios sismos, tres de ellos sentidos por la población en Bijagua (15:11, 15:33 y 15:40). Luego se produjo el sismo principal a las 20:49 y continuaron gran cantidad de réplicas

(más de 150) durante las doce horas siguientes. El miércoles 30, a las 01 horas, se vuelve a registrar otro evento importante de magnitud 4,1 (Md) que también fue sentido por los vecinos de la zona y hay un nuevo incremento en el número de eventos registrados (figuras 1 y 2). De estos sismos, 19 fueron reportados como sentidos en Bijagua y alrededores.

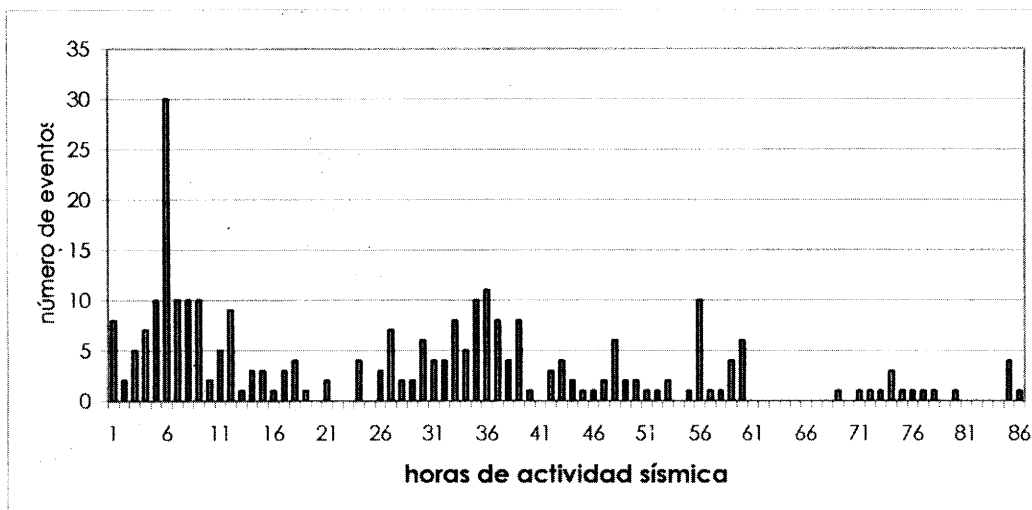


Figura 1. Número de sismos registrados durante las 86 horas posteriores al inicio de la crisis sísmica de Bijagua, desde las 15 horas del domingo 27 de enero hasta las 05 horas del día 31 de enero del 2002 (horas locales).

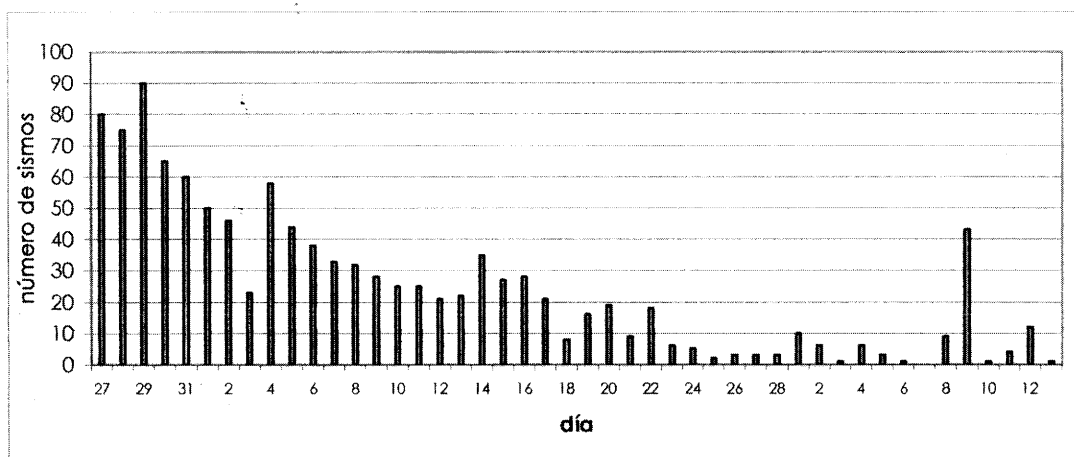


Figura 2. Distribución diaria de sismos desde el 27 de enero hasta el 14 de marzo, secuencia de Bijagua

Distribución espacial de la actividad sísmica

Los eventos localizados durante la crisis sísmica hasta el día 14 de marzo, se distribuyen en varios sectores principales; uno con una orientación aproximada de NW-SE desde el flanco nor-noreste del macizo del volcán Miravalles, hasta el sector noreste de Bijagua de Upala (figura 3). Otro foco de actividad sísmica se localiza al noroeste del poblado Río Naranjo y un tercer grupo se localiza en el flanco este del volcán Tenorio. La profundidades de los sismos son por lo general bastante superficiales (entre 0 y 15 km) con la particularidad de que los eventos del sector noroeste tienen profundidades entre 5 y 10 km y los del sector sureste entre 10 y 15 km, es decir, la profundidad se incrementa hacia el sureste (figuras 4 y 5).

La mayoría de las réplicas registradas son de baja magnitud ($M < 2,5$) por lo que fueron relativamente pocos los eventos sentidos por los pobladores de la zona. Se reportaron como sentidos unos 20 eventos desde el domingo 27 de enero por la tarde y luego del evento de la madrugada del miércoles 30 ($M=4,1$). Posteriormente, se sintieron unos pocos eventos en las semanas siguientes. La sismicidad se extendió por una distancia de unos 15 km en dirección NW-SE.

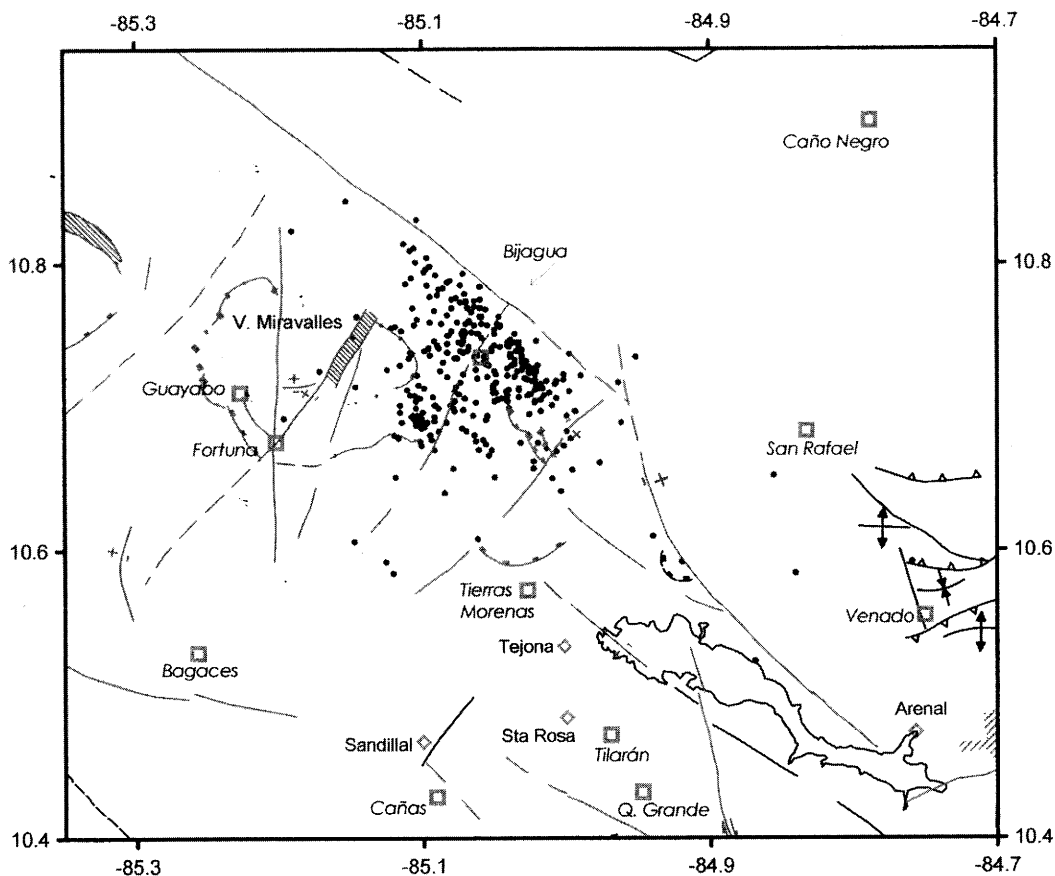


Figura 3. Distribución de la sismicidad durante la secuencia de Bijagua, enero a marzo del 2002

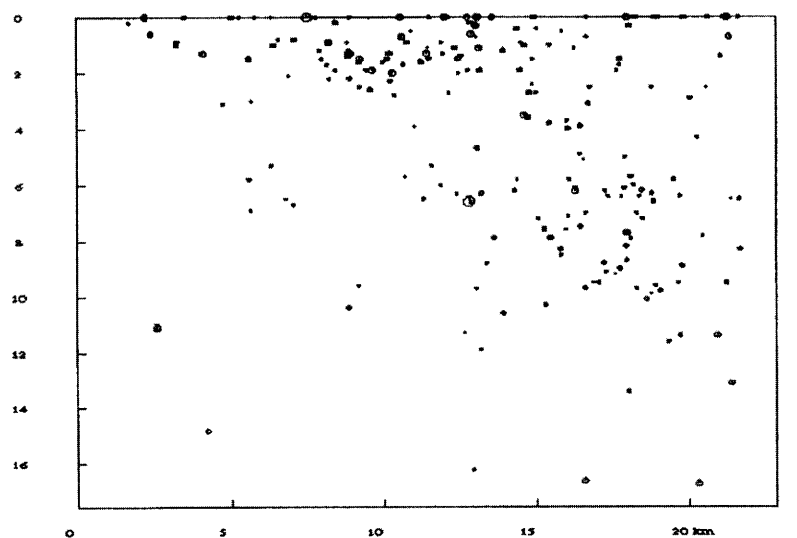


Figura 4. Sección sísmica en profundidad, en sentido NW-SE, de la secuencia ocurrida entre enero y marzo del 2002. El sureste es hacia la derecha de la figura.

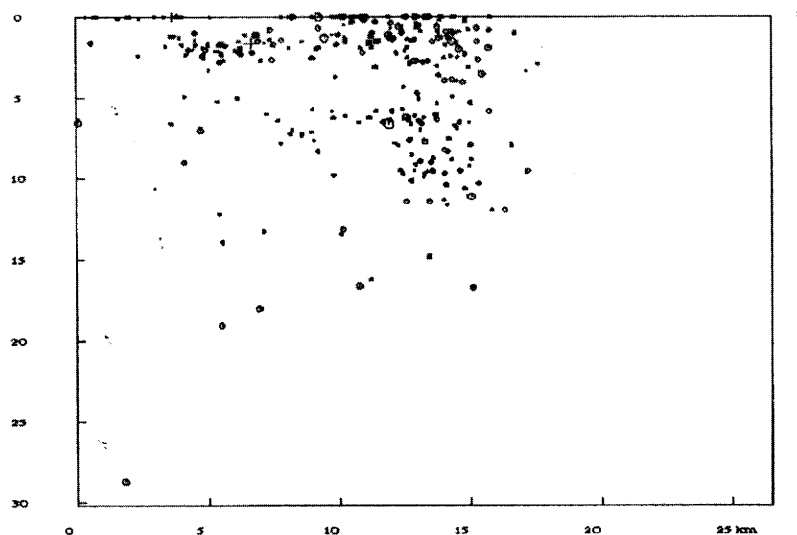


Figura 4. Sección sísmica en profundidad, en sentido NE-SW, de la secuencia ocurrida entre enero y marzo del 2002. El noreste es hacia la derecha de la figura.

Análisis de los mecanismos focales

En el análisis de los mecanismos focales, fueron primeramente seleccionados los sismos de mayor tamaño ($M > 3,7$), procurando contar con la mayor cantidad de polaridades de la onda P, tanto de la RSN como de la red local de OSIVAM, que cubre la zona de Arenal y el Campo Geotérmico Miravalles.

Un total de 9 eventos de buena calidad en su localización hipocentral, fueron los que resultaron con calidades aceptables en sus soluciones de mecanismos focales y estos ocurrieron entre los días 28 de febrero y 4 de marzo. Los datos de estos mecanismos focales son presentados en el cuadro 1 y en la figura 6.

Los epicentros de los 9 eventos seleccionados, se distribuyen espacialmente en dirección NW-SE, a lo largo de unos 15 km, entre Aguas Claras y Pilón de Bijagua. Las profundidades de estos oscilan entre los 5 y 15 km. De estos mecanismos, los de tipo normal con rumbos entre norte y noroeste, como el del sismo principal, podrían estar asociados con las fallas El Macho y Bijagua. Otros, de tipo inverso, podrían estar relacionados con fallas que sufrieron reacomodos tectónicos secundarios (falla Caño Negro y asociadas) por los esfuerzos a que se vieron sometidas por el movimiento en las fallas anteriores.

Cuadro 1. Soluciones de los mecanismos focales obtenidos de los registros de la crisis sísmica de enero a marzo del 2002, en Bijagua de Upala

N° sismo	Fecha	Hora GMT	Lat. N (°)	Long. W (°)	Prof. (km)	Mag. Mw	Rumbo de falla	Incl. de falla	Vector deslizam.
1	27/01	21:04	10,800	85,122	10	4,4	283°	81°N	80
2	28/01	02:49	10,769	85,026	12	5,4	15°	80°E	-8,6
3	28/01	02:54	10,780	85,100	10	4,1	313°	13°NE	-90
4	28/01	11:22	10,746	85,091	11	3,7	14°	50°E	59
5	28/01	13:55	10,753	85,076	05	3,7	317°	60°NE	-35
6	28/01	23:31	10,771	85,066	10	3,8	355°	85°E	-50
7	30/01	07:02	10,708	85,013	15	4,3	286°	33°N	-24
8	31/01	20:40	10,780	85,087	10	4,0	345°	78°E	37
9	04/02	21:10	10,791	85,103	5	4,1	45°	60°E	36

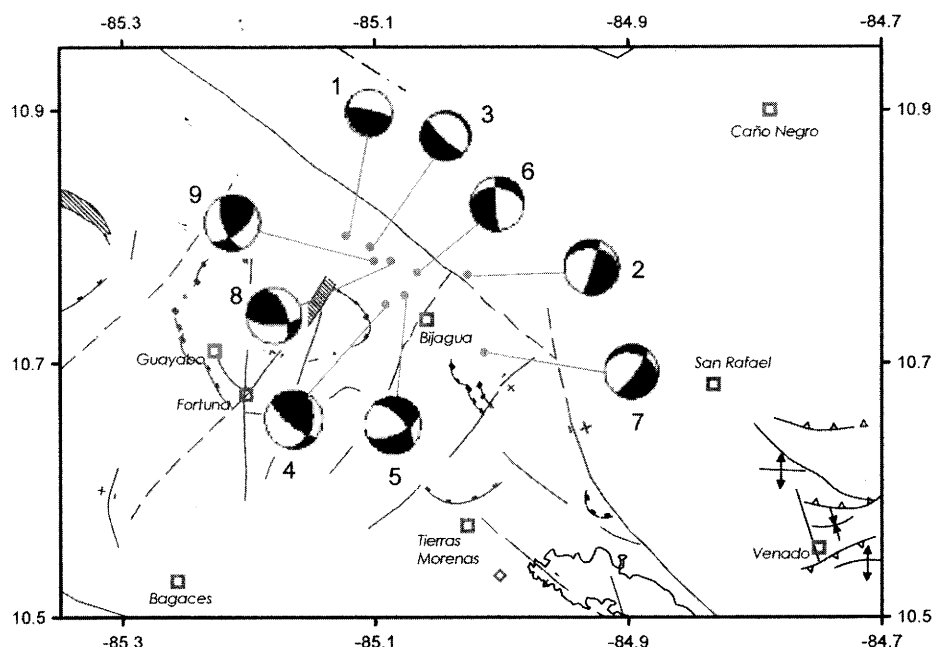


Figura 6. Mecanismos focales seleccionados obtenidos de los registros de la crisis sísmica de enero a marzo del 2002, en Bijagua de Upala. Véanse los parámetros en el cuadro 1.

Efectos de la actividad sísmica

Durante la secuencia sísmica se reportaron un total de 22 sismos sentidos, de los cuales 6 fueron percibidos con una intensidad Mercalli Modificada (MM) igual o superior a IV (cuadro 2). El primer evento sentido sucedió a las 15:04 (hora local) del 27 de enero y fue percibido con una intensidad de V en la zona de Bijagua de Upala. No hay reportes de daños asociados con este temblor, solamente provocó la alarma de la población. El evento principal ocurrió a las 20:49 del 27 de enero (5,4 M_w), se sintió fuertemente en gran parte del norte de Costa Rica y en forma leve en la península de Nicoya y otras poblaciones del centro y el Caribe del país. El anexo 1 y la figura 7 muestran la intensidad (MM) asignada a cada una de las poblaciones investigadas.

Cuadro 2. Sismos sentidos en la zona de Upala, enero y febrero del 2002

#	Fecha	H. L.	Lat. N	Long. W	Prof. km	Md	Localización	Intensidades (MM)
1	27-01	15:04	10,800°	85,122°	10,0	4,4	10 km al NW de Bijagua de Upala	V Bijagua, IV-III Bagaces y Upala
2	27-01	15:15	10,937°	85,054°	20,0	3,8	5 km al SW de Canalete, Upala	IV Canalete, Upala III
3	27-01	20:06	10,723	85,034°	20,0	3,6	Sur de Upala	II-III Upala
4	27-01	20:49	10,743°	85,035°	12,0	5,4	5 km al NE de Bijagua de Upala	Véase cuadro 3.
5	27-01	20:58	10,778°	85,114°	11,7	3,3	Sur de Upala	II-III Upala
6	27-01	21:41	10,805°	85,109°	11,0	3,7	Sur de Upala	II-III Upala
7	27-01	23:13	10,758°	85,052°	20,3	3,3	Sur de Upala	II-III Upala
8	27-01	23:46	10,718°	85,159°	20,0	3,2	Sur de Upala	II-III Upala
9	27-01	22:00	10,711°	85,045°	8,4	3,4	Sur de Upala	II-III Upala
10	27-01	20:54	10,790°	85,100°	10,0	4,1	7 km al NW de Bijagua de Upala	IV-III Bijagua, III Upala
11	28-01	02:34	10,873°	84,958°	63,3	3,1	Sur de Upala	II-III Upala
12	28-01	02:53	10,780°	85,082°	13,3	3,5	Sur de Upala	II-III Upala
13	28-01	04:24	10,709°	85,190°	7,8	3,4	Sur de Upala	II-III Upala
14	28-01	05:22	10,746°	85,091°	11,0	3,7	4 km al NW de Bijagua de Upala	II-III Upala
15	28-01	07:55	10,753°	85,076°	11,0	3,7	3 km al NW de Bijagua de Upala	II-III Upala
16	28-01	17:26	10,765°	85,080°	22,6	3,8	Sur de Upala	II-III Upala
17	28-01	17:31	10,771°	85,066°	10,0	3,8	8 km al norte de Upala	III Upala
18	28-01	17:58	10,770°	85,041°	11,2	3,6	14 km al sur de Upala	III Upala
19	28-01	22:38	10,746°	85,066°	12,1	3,4	14 km al sur de Upala	III Upala
20	30-01	01:02	10,708°	85,013°	15,0	4,3	6 km al SE de Bijagua de Upala	IV-III Bijagua
21	31-01	14:40	10,780°	85,087°	10,0	4,0	6 km al NW de Bijagua de Upala	IV Canalete y Bijagua de Upala
22	04-02	15:10	10,791°	85,103°	5,0	4,1	8 km al NW de Bijagua de Upala	IV Bijagua, III en Upala

Notas. #: número de evento; HL: hora local; Prof.: profundidad (en km); Md: magnitud local con base en la coda o duración; MM: escala Mercalli Modificada

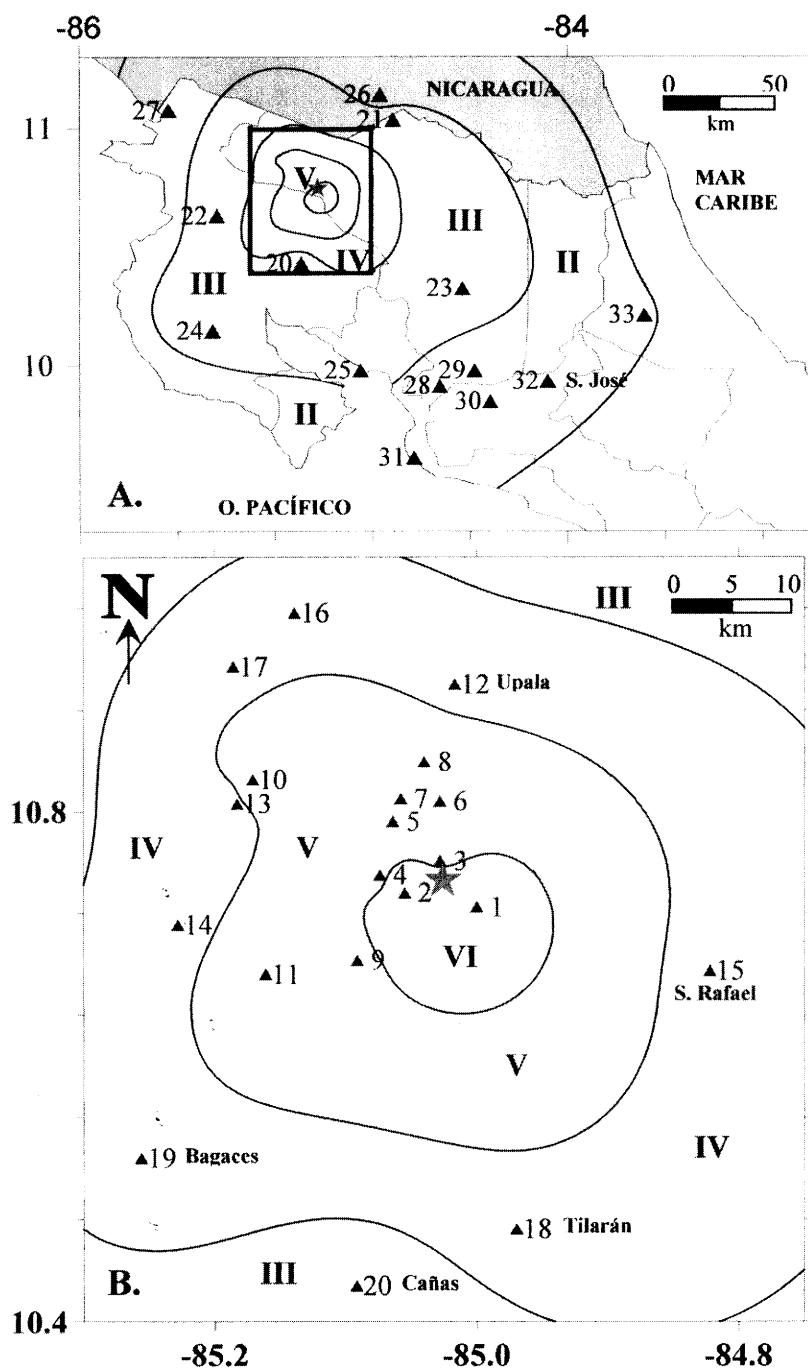


Figura 7. A) Mapa de isosistas del sismo de Bijagua del 27 de enero del 2002 (5,4 Mw). B) Detalle de las isosistas en la región más afectada por el sismo. Las localidades en las que se estimó la intensidad son indicadas por un triángulo junto al número de localidad referida en el anexo 1. La estrella representa el epicentro del sismo.

En la figura 7 se muestra el mapa de isosistas del evento principal. La máxima intensidad fue de VI en las comunidades de El Pílon y Bijagua de Upala. En la población de El Pílon tres casas de madera fueron severamente afectadas, ya que sus bases se

inclinaron por estar muy deterioradas, y desestabilizaron toda la estructura (fotografía 1). Además, ocurrieron pequeños deslizamientos, caída de rocas y pequeñas grietas producidas por el asentamiento diferencial de algunos tramos del camino (fotografía 2).



Fotografía 1. Base de casa en mal estado, nótese el desplazamiento lateral.



Fotografía 2. Deslizamiento a lo largo de un camino en El Pilón de Bijagua.

En Bijagua hubo daños en los locales comerciales por caída de mercancías y objetos de los estantes. En el centro de salud y en algunas casas se agrietaron los repellos de paredes y pisos. Además, se interrumpió el fluido eléctrico y en gran parte de la comunidad se suspendió el servicio de agua, debido a daños en algunos tramos de las tuberías provenientes de las tomas de agua.

De inmediato, los sismos despertaron rumores sobre una posible actividad eruptiva de los volcanes Tenorio y Miravalles, ubicados muy cerca de las poblaciones afectadas. Esta situación, junto con la gran cantidad de réplicas sentidas luego del evento principal, provocó cierto pánico en la población, especialmente en muchos residentes de Bijagua que decidieron abandonar la comunidad y refugiarse en la ciudad de Cañas en busca de seguridad.

Otro efecto notable luego de los sismos, fue el cambio en la coloración del agua en algunos manantiales celestes existentes en las faldas del volcán Tenorio que se tornaron más turbios. Estos cambios son normales y se deben a la contaminación de los acuíferos por la sacudida sísmica.

Evolución de la crisis sísmica

La presente actividad sísmica en la zona de Bijagua de Upala fue del tipo "precursores-sismo principal-réplicas". Los eventos precursores se presentaron desde unos dos días antes del evento principal. Éste ocurrió el 27 de enero y tuvo una magnitud de 5,4 Mw. Las réplicas continuaron hasta el mes de marzo inclusive.

La sismicidad se distribuyó en territorio de Upala (figura 3), en una zona bien definida, restringida de norte a sur entre los poblados de Río Naranjo y Canalete y de NW-SE entre Armenia y Pílon. Los primeros sismos se produjeron en las cercanías de Bijagua y Pílon y seguidamente la actividad migró principalmente en dos direcciones, hacia el noroeste, hasta llegar al poblado de Armenia y simultáneamente otro grupo se distribuyó hacia el sur, cerca del poblado Río Naranjo.

Fallas principales

Falla Caño Negro

Esta falla aparece cartografiada en Dengo (1962), Dóndoli *et al.* (1968), Sandoval *et al.* (1982) y Barquero (1990), quienes la consideran como una falla normal; no obstante, G.E. Alvarado (com. pers., 2002) opina que no existen estudios de detalle para poder discernir de qué tipo de falla se trata. Barquero & Alvarado (1989) fueron los primeros en denominar la falla con el nombre de Caño Negro, e indican que se le puede asociar actividad sísmica tipo enjambres, tal como los que reportan ocurrieron en la década de 1980.

En el sector noreste de los macizos volcánicos del Rincón de la Vieja-Santa María y Miravalles, se encuentra la falla Caño Negro, que tiene un rumbo N 50° W y es la falla más relevante, de acuerdo con su longitud de varias decenas de kilómetros. Esta falla se caracteriza por su escarpe bastante rectilíneo en un nivel regional, aunque localmente se observan cambios de rumbo. Es un escarpe de disectado (maduro) a poco disectado (juvenil), con facetamiento rectangular y triangular, que mira al noreste. El escarpe tiene una altura máxima de 200 a 300 m, disminuyendo hacia sus extremos. En algunos sectores se pueden observar varias generaciones de facetas y niveles de descansos o gradas, lo cual sugiere varios pulsos de actividad tectónica. Aguas arriba del pie del escarpe, algunos ríos tienen cañones profundos y son antecedentes (p. e., el río Cucaracho).

Al noroeste, la falla se inicia unos 2 km al oeste del río Cucaracho (sector noreste de la hoja Cacao del Instituto Geográfico Nacional, escala 1: 50 000). A partir de ahí, la falla se puede seguir al sureste hasta cerca de Pueblo Nuevo, localidad ubicada en el sector noreste de la hoja Miravalles del IGN (escala 1: 50 000). La longitud del trazo de la falla es de 37 km, sin considerar la posible presencia de fallas secundarias asociadas.

En varios sectores de la falla, se observa un basculamiento del bloque levantado, lo cual es evidenciado por una superficie geomórfica que se inclina al sur-suroeste a partir de la cumbre del escarpe. En algunas zonas esa superficie se muestra poco disectada, sugiriendo una relativa juventud.

En el campo se observaron varios indicadores de actividad tectónica reciente de la falla, tales como quebradas desviadas o desplazadas, encajadas o con desequilibrios en el perfil longitudinal, pequeñas cascadas en rocas pobremente consolidadas, facetamiento rectangular y triangular y niveles de terrazas levantados localmente. Lo anterior se encontró al pie del escarpe, en la zona de transición entre el frente montañoso y la llanura aluvial. También se observa un megadeslizamiento antiguo en el sector noreste del macizo del volcán Miravalles, que afecta localmente a esta estructura.

Falla El Macho

Es una falla de rumbo noroeste, que se ubica del lado norte de los volcanes Tenorio y Montezuma. Muestra un escarpe bastante lineal, que se localiza consistentemente del lado norte de la falla, lo cual implica que el lado sur está descendiendo. Además, se puede observar valles lineales (por ejemplo el de la quebrada El Macho) y represamiento del drenaje (por ejemplo, al sur de Pueblo Nuevo y en las nacientes de la quebrada El Macho). Dentro de la zona de estudio se puede seguir por unos 10 km. Las evidencias geomorfológicas de la falla sugieren que tiene una importante componente de desplazamiento normal.

Falla Bijagua

Es una falla de rumbo nor-noreste, que muestra un prominente escarpe que mira al este y que se ubica del lado oeste del volcán Montezuma. El escarpe se muestra poco disectado y es bastante lineal y varía en altura entre 60 m en el sector sur y unos pocos

metros hacia el sector norte. En su extremo norte, la expresión del escarpe se pierde al entrar en el cañón del río Zapote, antes de intersectar la falla Macho, contra la cual termina. Tiene una longitud cercana a 7 km, aunque es posible que se continúe al sur unos 2 km adicionales. La traza de la falla pasa por el poblado de Bijagua, alineándose con un afluente del río Bijagua. Las evidencias geomorfológicas de la falla sugieren que tiene una importante componente de desplazamiento normal, donde el bloque oriental baja.

Falla Tenorio

Consiste en una serie de lineamientos de rumbo entre norte y noreste que tienen una prominencia de débil a moderada, que siguen valles lineales (por ejemplo, en donde se alinea con el río Tenorio) y localmente escarpes. El poblado de Río Naranjo se ubica entre dos de los lineamientos del sistema. No se han encontrado evidencias geomorfológicas que indiquen el tipo de desplazamiento.

Falla Agua Caliente

Se alinea con orientación NE-SW en el sector este del macizo del volcán Tenorio. En el campo se observan terrazas probablemente asociadas con esta falla, que sugieren que podría ser de tipo normal.

Falla Montezuma

Falla de orientación NW-SE ubicada entre los macizos del Tenorio y Montezuma. La geomorfología sugiere que es de tipo normal.

Interpretación sismotectónica

La sismicidad relacionada con el temblor de Bijagua sugiere que varias fallas fueron reactivadas. La distribución de epicentros muestra claramente que existe una barrera sísmica de dirección NW-SE que está definida por las fallas Caño Negro y El Macho. Asimismo, la actividad de réplicas se dispersa al sur-suroeste del frente sísmico anterior, en una banda de temblores que se localiza principalmente en la zona comprendida entre los volcanes Miravalles y Montezuma-Tenorio, donde se localizan las poblaciones de Río Naranjo y Bijagua. Esto sugiere que otras fallas en esta zona se reactivaron. El análisis neotectónico muestra que en esta zona se presentan las fallas Bijagua y Tenorio de rumbo norte-sur, por lo cual se interpreta que ambas fallas también se reactivaron durante la secuencia sísmica. Asimismo, la ubicación de los epicentros muestra que otras fallas ubicadas en los macizos Montezuma y Tenorio (fallas Montezuma y Agua Caliente) también se activaron (figura 8).

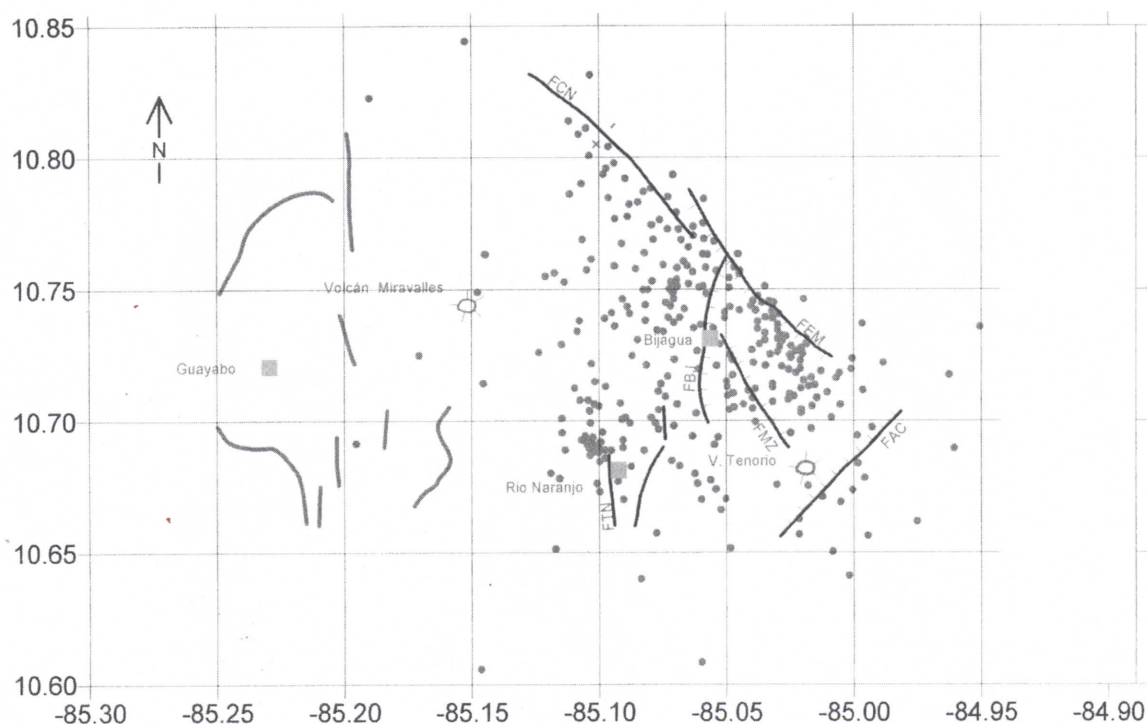


Figura 8. Nueva interpretación sísmo-tectónica en la región de la crisis sísmica de Bijagua de Upala, enero-marzo del 2002. Fallas: FCN=Caño Negro, FEM= El Macho, FBJ=Bijagua, FTN=Tenorio, FMZ=Montezuma, FAC=Agua Caliente.

La presencia de sismicidad en diversas fallas es confirmada por los mecanismos focales, los cuales muestran varios tipos de soluciones (figura 6). El evento precursor tiene una solución con alta componente inversa (número 1 en la figura 6) y uno de sus planos nodales podría corresponder con la falla Caño Negro. Es interesante observar que este evento se ubicó en el extremo noroeste de la zona epicentral.

El mecanismo focal del evento principal (número 2 en la figura 6) es de desplazamiento de rumbo con una pequeña componente normal. El plano nodal de rumbo nor-noreste, coincide con el rumbo de la falla Bijagua y es el que se escoge como plano de ruptura. El plano N80°W, con inclinación al norte no coincide con las fallas neotectónicas de la región de estudio. El plano nodal seleccionado indica una alta componente dextral y una pequeña componente normal en la falla Bijagua. La componente normal es coincidente con el escarpe que tiene la falla. Es importante acotar que este plano nodal no está restringido en rumbo e inclinación, pudiendo variar alrededor de 30° respecto al plano nodal mostrado.

Con respecto de los mecanismos focales realizados para las réplicas (números 3 a 9 en figura 6), estos nuevamente muestran diversas soluciones. El mecanismo 3 es de falla normal pero se encuentra alejado de la traza de la falla Caño Negro, por lo que podría corresponder con alguna falla secundaria asociada con el sistema. El mecanismo focal 4 es de alta componente inversa y ambos planos nodales tienen rumbos que corresponden

con las fallas neotectónicas; el plano nodal noroeste tiene rumbo similar a las fallas Caño Negro o El Macho.

La variedad de tipos de soluciones de mecanismos focales también podría asociarse, en parte, con pequeños desplazamientos en el megadeslizamiento que se ubica en el flanco noreste del macizo del Miravalles, que pudo ser reactivado por el sismo principal de 27 de enero (5,4 Mw).

El mecanismo número 5 (figura 6) es tipo oblicuo con mayor componente de rumbo. Se escoge el plano nodal de rumbo N20°E, dado que posee rumbo e inclinación semejantes a los de la falla Bijagua. De ser así, el mismo indicaría un movimiento dextral-normal, en un plano nodal que se inclina al sureste. El mecanismo 6 es oblicuo con similares componentes inversa y de rumbo. El plano nodal de rumbo norte es parecido al de la falla Bijagua, aunque el tipo de mecanismo difiere del mostrado para el evento principal. El mecanismo 7 es similar al del evento principal. Se ubica en el extremo sureste de la zona de réplicas. Se escoge el plano nodal de rumbo nor-noreste y se debe asociar con una falla secundaria. En el mecanismo 8 se escoge el plano nodal oeste-noroeste buzante hacia el suroeste, que muestra una falla oblicua con componentes inversa y dextral, pudiéndose asociar con la falla Caño Negro. El mecanismo 9 se puede relacionar con la falla Caño Negro dado que tiene una alta componente inversa en planos nodales de rumbo cercano al noroeste y buzando hacia el suroeste.

En el caso de la falla Agua Caliente, de rumbo NE-SW y localizada en el flanco sureste del Tenorio, no se pudo obtener un buen mecanismo focal pero el alineamiento de los sismos es muy conspicuo y coincide bastante bien con esta falla, cuyas evidencias geomorfológicas sugieren que es de tipo normal.

También se ubicaron eventos en el sector del volcán Montezuma que podrían estar asociados con una falla de rumbo NW-SE, aparentemente de tipo normal, que atraviesa este cono.

Conclusiones

La presente actividad sísmica en la zona de Bijagua de Upala es característica de una secuencia del tipo precursores-evento principal-réplicas. El sismo mayor tuvo una magnitud 5,4 Mw y una profundidad de 12 km. Este tipo de evento se asocia con una ruptura cortical de unos 5 km de extensión y un deslizamiento en el plano de falla de entre 0,2 y 0,4 m. Las profundidades de las réplicas se distribuyen principalmente entre los 0 y 15 km, presentando un incremento hacia el sureste.

La sismicidad de la zona de Bijagua muestra una marcada tendencia en sentido NW-SE, correspondiendo con las fallas Caño Negro y El Macho. Además, se presentan otras tendencias en sentido norte-sur que se puede asociar con las fallas Bijagua y Tenorio, así como otros eventos que se asocian con las fallas Agua Caliente y Montezuma.

La intensidad máxima estimada para el evento principal fue de VI (MM) en la localidad de Bijagua, en donde se dieron daños moderados como pequeños agrietamientos en paredes, deslizamientos menores y caída de objetos, así como alarma en la población. La distribución de las isosistas presenta un ligero elongamiento en sentido NW-SE. La mayor distancia a la que fue percibido el evento fue de 180 km, en las zonas de Guápiles y Parrita en Costa Rica y Rivas en Nicaragua.

Los mecanismos focales de uno de los sismos precursores, del evento principal y de algunas de las réplicas de mayor magnitud, muestran diversidad de soluciones de planos nodales, indicando desde soluciones puras del tipo normal (evento 3 de la figura 6), desplazamiento de rumbo (evento 2), inverso (evento 1), hasta soluciones oblicuas combinando movimientos inversos y de desplazamiento de rumbo (eventos 4, 6, 8 y 9) y de desplazamiento de rumbo y normales (eventos 5 y 7).

Algunas soluciones de mecanismos focales que sugieren movimiento inverso, pueden relacionarse con la falla Caño Negro y un fallamiento secundario asociado con compresiones locales generadas por movimientos compensatorios o con contracciones del medio originadas por los movimientos en las fallas principales. Inclusive, con la posible reactivación de un megadeslizamiento antiguo, localizado en el flanco noreste del macizo del Miravalles. Sin embargo, la tectónica en la zona es complicada y la presente interpretación es de carácter preliminar, ya que es necesario un trabajo de campo con más detalle para tratar de mejorarla.

El análisis del fallamiento neotectónico de la zona ha permitido identificar como posiblemente activas seis fallas en la zona donde ocurrió el sismo de Bijagua. Éstas son las fallas Caño Negro, El Macho, Bijagua, Tenorio, Montezuma y Agua Caliente. La primera presenta evidencias sismológicas actuales que sugieren que se trata de una falla inversa. Dicho fallamiento se podría explicar observando que el ambiente tectónico del sector oeste de la falla Bijagua está sometido a esfuerzos compresivos, aunque no se descarta la posibilidad de que también en ese sector se haya reactivado un megadeslizamiento. La presencia de una importante componente normal en las demás fallas, muestra que el bloque comprendido entre ellas está hundiéndose. Además, los mecanismos focales indican que la falla Bijagua tiene también una componente de rumbo dextral.

Se desconoce la recurrencia sísmica de esta zona, debido a la carencia de suficientes datos históricos, geológicos, tectónicos o paleosismológicos. Sin embargo, en un contexto regional, hay evidencias de que se trata de una zona sísmicamente activa, como lo es todo el cinturón volcánico que atraviesa Costa Rica de noroeste a sureste.

Agradecimientos

Se agradece la importante colaboración prestada en la instalación de los equipos portátiles, recolección y procesamiento de datos, a los siguientes miembros de la RSN y el OSIVAM: Téc. Carlos Redondo CH., Geól. Magda Taylor C., M.Sc. Mario Fernández y los técnicos Marco Tulio Naranjo, Luis Madrigal y Dagoberto Boniche. Un especial agradecimiento a la compañía Seism Technology, que prestó cuatro estaciones portátiles, las que fueron de gran ayuda en el monitoreo de la actividad y en la obtención de buenos datos locales, vitales para las interpretaciones.

Referencias

- BARQUERO, R., 1987: Proyecto geotérmico Miravalles Estudio sismológico compilativo.- 25 págs. Departamento de Geología, ICE [Inf. interno].
- BARQUERO, R., 1990: Sismicidad y tectónica de la región noroeste de Costa Rica, con énfasis en la zona del proyecto geotérmico Miravalles.- 117 págs. Univ. de Costa Rica [Tesis Lic.].
- BARQUERO, R. & ALVARADO, G.E., 1989: Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica.- Boletín OVA (4): 18- 30.
- DENGO, G. 1962: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica.- En: ENGEL, A.E.J., JAMES, H.J. & LEONARD, B.F. (eds.): Petrologic Studies - A volume in honor of A. F. Buddington.- Geol. Soc. Amer. Spec. Vol.: 133-161.
- DÓNDOLI, C., DENGO, G. & MALAVASSI, E., 1968: Mapa Geológico de Costa Rica.- Escala 1: 700 000, Dirección de Geología y Minas, San José.
- MONTERO, W. & ALVARADO, G., 1988: Los terremotos de Bagaces de 1935 y 1941: Neotectonismo transversal a la Cordillera Volcánica del Guanacaste.- Ciencia Tecnología (12): 69-87.
- SANDOVAL, L. F, SÁENZ, R., ACUÑA, J., CASTRO, J. F., GÓMEZ, M., LÓPEZ, A., MEDEROS, B., MONGE, A., VARGAS, J., FERNÁNDEZ, T., ULATE, R. & RAMÍREZ, C., 1982: Mapa Geológico de Costa Rica: Escala 1:200 000, IGN, San José.
- TAYLOR, W. & BARQUERO, R. 1999: Auscultación sismológica del campo geotérmico Miravalles, Tenorio y del volcán Arenal durante el año de 1998.- Boletín OSIVAM, 11 (21-22): 33-47.

Anexo I. Intensidades (MM) generadas por el sismo de Bijagua en algunas localidades del centro y el norte de Costa Rica

Num.	Localidad	Intensidad	Dist. (km)	Descripción
1	El Plón	VI	3	Muy fuerte. Pánico general. Se tenía dificultad en caminar establemente. Tres casas viejas de madera (construidas sobre bases podridas) con daños severos, una de ellas inhabitable. Caída de objetos de los estantes. Pequeño estanque de filapias destruido. Deslizamientos pequeños y caída de rocas a lo largo del camino hacia El Plón. Asentamientos diferenciales en el camino, con grietas de 1-2 cm de ancho. Se reporta el cambio de coloración de las aguas en el sector de los teñideros del río Celeste.
2	Bijagua de Upala	VI	4	Sentido muy fuerte con un movimiento vertical de arriba hacia abajo y precedido por un fuerte ruido. Pánico general, mucha gente abandonó Bijagua y se dirigió hacia Cañas en busca de refugio. No se podía caminar establemente. Caída de objetos de los estantes, incluyendo televisores y otros artículos pesados. Los muebles fueron desplazados de su lugar. Grietas en repellos de paredes y en pisos. Se interrumpió el fluido eléctrico y el agua en una parte de la comunidad.
3	Las Flores de Upala	V	1,5	Sentido muy fuerte.
4	Zapote	V	5	Sentido muy fuerte. Caída de objetos livianos. Corte del suministro eléctrico. Algunos se dirigieron a Cañas luego del sismo.
5	Pueblo Nuevo	V	6	Sentido muy fuerte. No hubo caída de objetos
6	Buena Vista	V	7	Sentido muy fuerte, con un movimiento de arriba hacia abajo. Caída de objetos livianos de los estantes. Se escuchó un retumbo antes del sismo.
7	El Higuerón de Upala	V	8	Sentido muy fuerte. Caída de objetos livianos de los estantes
8	Canalete de Upala	V	10	Sentido muy fuerte. Caída de objetos livianos.
9	Río Naranjo	V	10	Sentido muy fuerte. Caída de objetos livianos de los estantes. Se escuchó ruido subterráneo justo antes del evento sísmico.
10	San Isidro	V	18	Sentido muy fuerte y corto. Caída de objetos
11	Cupilapa de Bagaces	V	21	Sentido muy fuerte. Pánico general. Sillas y muebles se mecían
12	Upala centro	IV	17	Sentido fuerte por toda la población. La gente salió a la calle. Se produjeron sonidos de las estructuras. No hay caída de objetos.

Num.	Localidad	Intensidad	Dist. (km)	Descripción
13	Aguas Claras de Bagaces	IV	19	Sentido fuerte. No hubo caída de objetos
14	Guayabo de Bagaces	IV	22	Sentido fuerte. No hubo caída de objetos.
15	San Rafael de Guatuzo	IV	23	Se reporta fuerte. Vibraron ventanas. Despertó a personas que dormían
16	San José de Upala	IV	26	Sentido fuerte. No hubo caída de objetos
17	Cuatro Bocas de Upala	IV	26	Sentido fuerte
18	Tilarán	IV	30	Fuerte. Despertó a la gente que dormía. Lo sintió la gente en la calle
19	Bagaces	IV-V	36	Bastante fuerte. Los sintieron las personas que estaban caminando. Sillones y muebles pesados se movieron de sus lugares.
20	Cañas	III	36	Todas las personas lo sintieron con regular intensidad
21	Los Chiles	III	45	Sentido fuerte por la mayoría de las personas. No provocó alarma
22	Liberia	III	49	Fue sentido por casi todas las personas de la ciudad. Los que estaban en el parque se asustaron un poco.
23	Ciudad Quesada	III	79	Sentido por la mayoría de la gente. Vibración de ventanas y paredes en forma leve
24	Nicoya	III	82	Sentido leve y mecido por la mayoría de las personas.
25	Puntarenas	III	88	Personas en reposo sintieron el sismo.
26	San Carlos y Rivas de Nicaragua	II	52	No provocó alarma
27	La Cruz	II	78	Sentido leve por las personas
28	Orotina	II	107	El sismo fue sentido leve por las personas en reposo.
29	Atenas	II	110	El sismo fue sentido leve por las personas en reposo.
30	Santiago de Puriscal	II	126	Sentido leve por las personas
31	Jacó	II	130	Sentido leve por las personas sentadas, como una oscilación
32	San José	II	136	Sentido sólo por personas en reposo.
33	Guácimo	II	156	Sentido leve por las personas

