

***Boletín de Vulcanología
Estado de los Volcanes
Julio del 2012***



*Volcán Poás y formación de una tormenta atmosférica en el sector oeste
(foto: G.Avard, 12 de julio del 2012)*

Geoffroy Avard, Javier Pacheco, María Martínez, Jorge Brenes,
Eliécer Duarte, Vladimir Conde, Alejandro Agüero, Jackeline Soto, Wendy Sáenz

**Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica
OVSICORI-UNA**

I_ Volcán Turrialba

El volcán Turrialba mantiene una baja actividad, comparada con el año de 2011. Aunque la emisión de gases es fluctuante, la tendencia general es hacia una disminución del flujo, lo que sugiere un enfriamiento lento del magma. Igualmente, la disminución en la actividad sísmica puede deberse a una menor energía disponible en el sistema hidrotermal.

I_1 V.Turrialba: Sismología

Los niveles de sismicidad continúan en lento, pero estable descenso desde febrero del 2012. El mayor número de sismos volcánicos disminuyó a menos de 50 eventos diarios durante los meses de junio y julio del 2012. La Figura 1 muestra el número de sismos volcánicos registrados por la red sísmica del OVSICORI-UNA durante los meses de junio y julio del 2012. En este período no se registraron sismos del tipo VLP, solo se registran sismos híbridos de baja amplitud y sismos del tipo LP.

Durante el mes de junio se logró registrar un sismo tipo LP con gran amplitud (130 micrones/seg), comparable a algunos sismos registrados durante el 2011. También se registraron varios temblores de baja amplitud y corta duración (menor a 100 segundos).

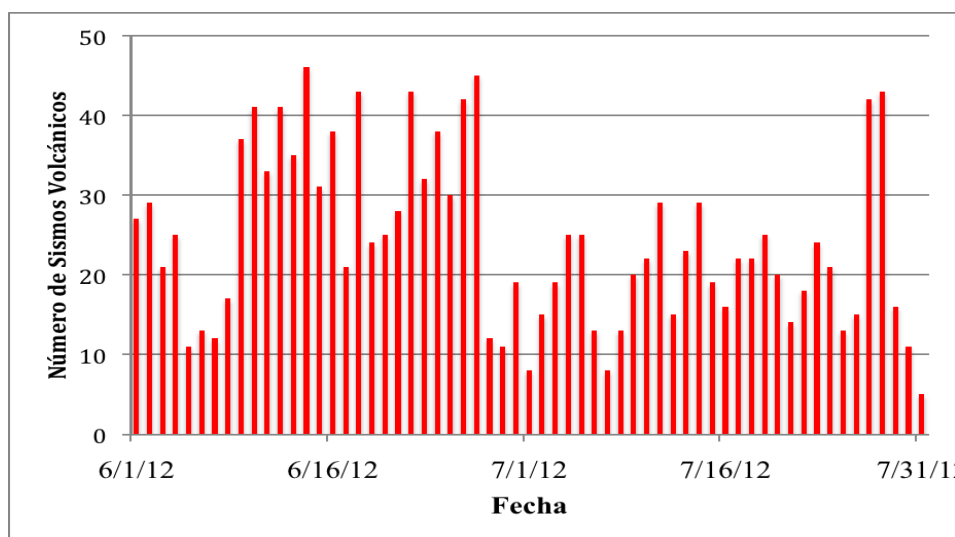


Figura 1: Número de sismos volcánicos registrados en el volcán Turrialba durante los meses de junio y julio del 2012.

El día 15 de junio se registró un sismo tipo tornillo, similar al evento registrado el 24 de abril del 2012 (ver boletín de abril, 2012). Sin embargo, el evento del 15 de junio presenta una menor atenuación respecto al evento del 24 de abril (Fig.2), lo que significa un mayor contenido de gas en los fluidos causantes del sismo. Ambos sismos se producen dentro del sistema hidrotermal, al movilizarse una mezcla de gas y agua a través de una grieta finita. La tasa de decaimiento de las ondas sísmicas en los tornillos permite determinar cualitativamente el tipo de fluido que fluye a través de la grieta. La baja atenuación y la frecuencia de resonancia (8.8 Hz) permite determinar un contenido del fluido consistente en una mezcla de agua y gas.

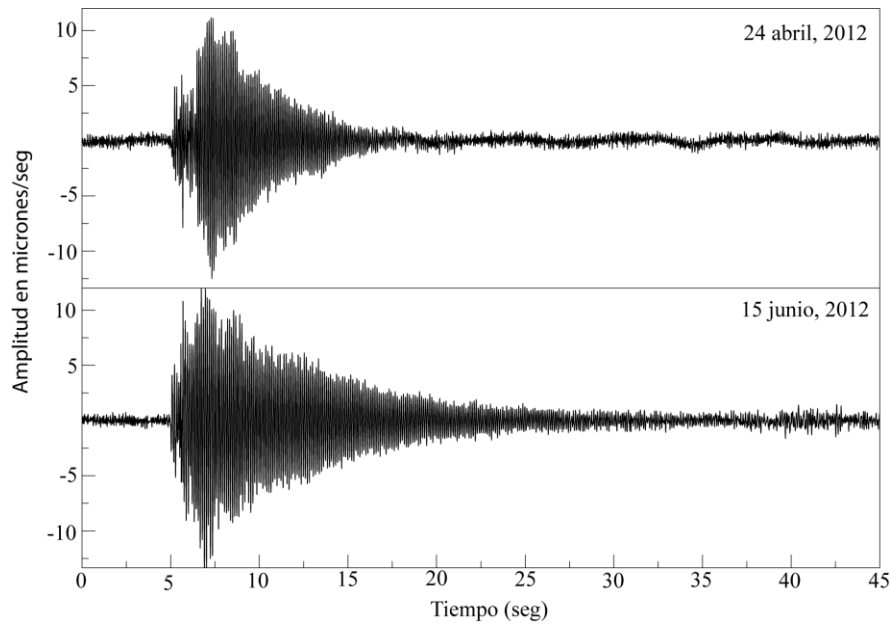


Figura 2: Comparación entre las señales registradas, en la componente vertical de la estación VTUN, del tornillo del 24 de abril y el del 15 de junio, 2012. Nótese la menor atenuación de las ondas en el registro del 15 de junio.

La sismicidad de julio, 2012, se compone principalmente de sismos del tipo híbrido, localizados mayormente en la cima del volcán (Fig.3), con profundidades someras entre el nivel del mar y la cumbre. Esta sismicidad se presenta con menor amplitud que la registrada en meses anteriores. La falta de algunas estaciones sísmicas de la red del OVSICORI-UNA, que dejaron de funcionar en mayo del 2012, no permite una localización precisa de la mayoría de los eventos. Los errores en la localización pueden ser mayores a 5 km en algunos casos, principalmente para los eventos localizados al oeste del volcán Irazú. Para los sismos en la cima del Turrialba se tiene mejor definición ya que aún funcionan tres estaciones que se ubican en la misma cima. Además de los híbridos que se localizan dentro del sistema hidrotermal, se logró registrar varios sismos volcano-tectónicos a profundidades mayores al nivel del mar. Estos sismos se presentan de forma aislada y se ubican tanto bajo como alrededor del volcán en todas direcciones.

Se observan menos sismos del tipo híbrido precedidos por sismos del tipo LP. Este tipo de sismicidad se había estado registrando desde febrero del 2012, con mayor frecuencia. Los sismos LP que se registran, presentan con mayor regularidad un contenido de frecuencia más bajo que los eventos registrados en junio. Los sismos LP que se registran presentan mucha variación en forma, amplitud y contenido de frecuencia. La alta frecuencia que registran la mayoría de los eventos hace suponer que son producidos superficialmente, dentro del sistema hidrotermal del volcán.

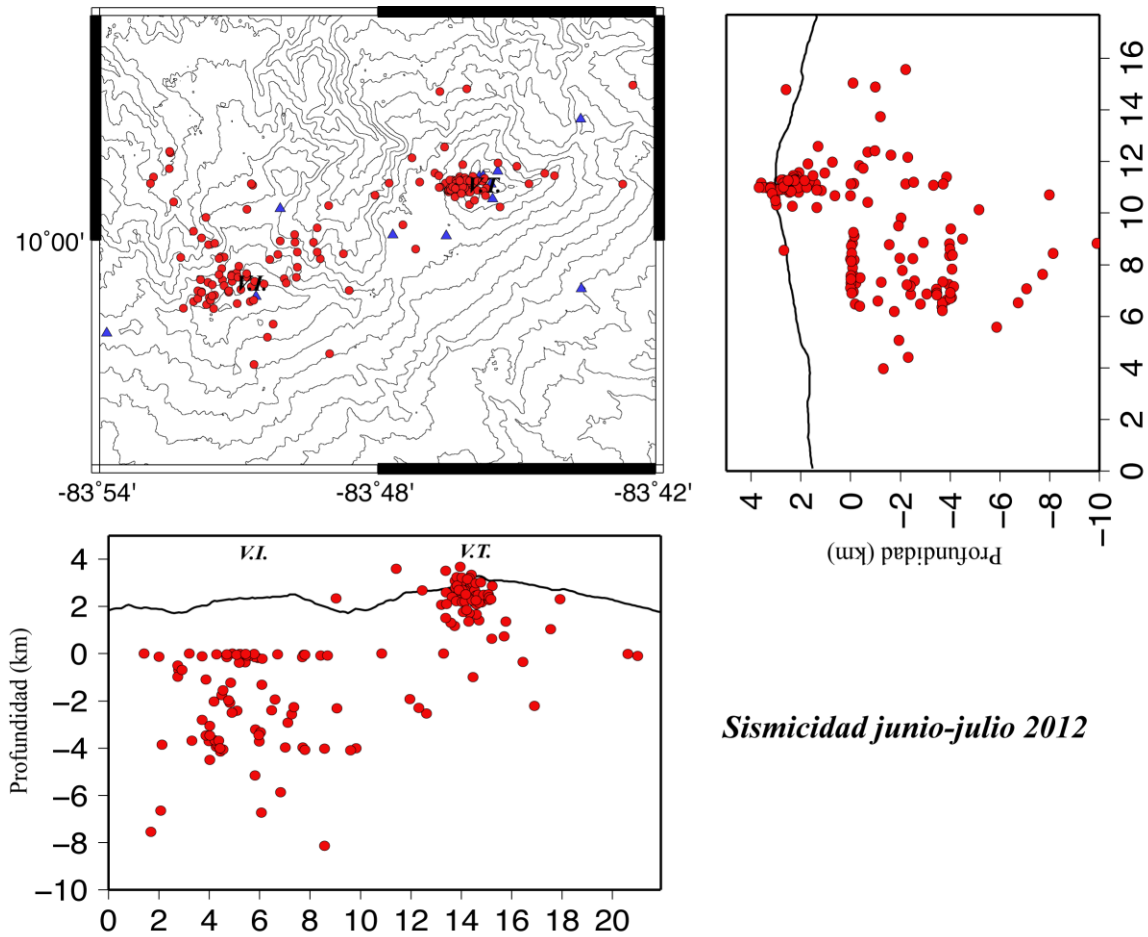


Figura 3: Mapa topográfico donde se muestran las localizaciones hipocentrales de los sismos localizados entre los volcanes Irazú y Turrialba entre junio y julio del 2012. V.I. = Volcán Irazú, V.T. = Volcán Turrialba.

El 28 de julio se presentó un tremor de baja amplitud y una duración de 120 segundos (Fig.4). Estos tremores que se presentaban frecuentemente y con mayores duraciones y amplitudes durante el 2010 y el 2011, son cada vez menos comunes durante el 2012. Por lo que es importante documentar su contenido de frecuencia. Las frecuencias dominantes para este tremor son de 5.6 y 7.8 Hz.

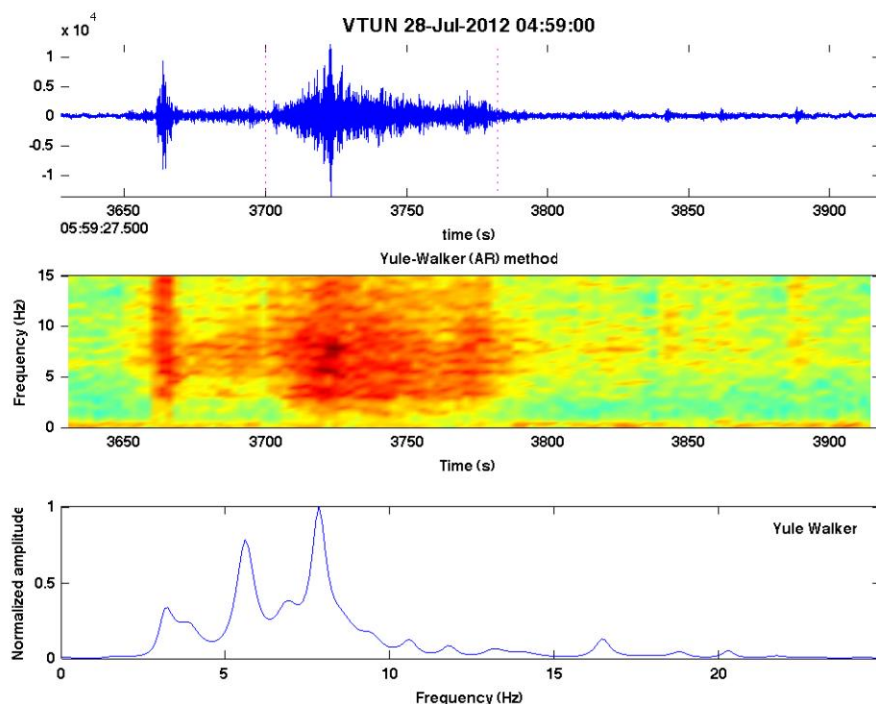


Figura 4: Registro sísmico de tremor de baja amplitud y corta duración. Espectrograma que muestra como varía el contenido de frecuencia con el tiempo. Espectro de frecuencias del segmento de mayor duración y amplitud.

I_2 V.Turrialba: Deformación

No hay nuevos datos de deformación para el volcán Turrialba.

I_3 V.Turrialba: Geoquímica

I_3.1 Sistema hidrotermal

Medidas repetidas de flujos difusos de CO_2 y H_2S en el suelo realizadas el 17 de julio confirmaron que el pico de emisión de CO_2 notado al fin de mayo fue una anomalía de corta duración sin consecuencia notable (Fig.5). El flujo de H_2S no fue sensible a tal variación (en azul), tampoco la temperatura del suelo a 10 cm de profundidad (en rojo) a diferencia del inicio de enero, antes de las dos emisiones de cenizas (el 12 y 18 de enero del 2012) como consecuencia de la apertura de la boca 2012.

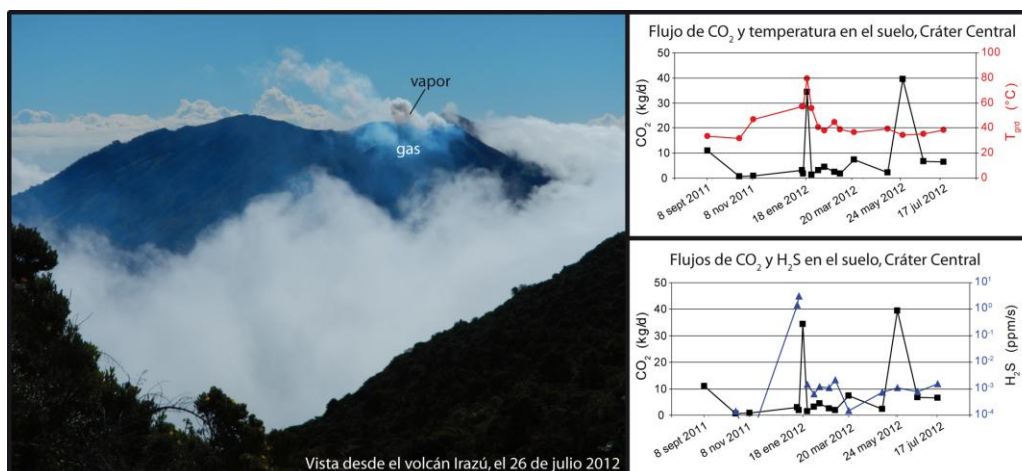


Figura 5: Evolución temporal de los flujos de CO₂ (en negro), de H₂S (en azul) que difunden en el suelo, y de la temperatura a 10cm de profundidad (en rojo) en un sitio al suroeste del Cráter Central. Dos anomalías aparecen: para el flujo de CO₂ algunas horas antes de la segunda emisión de cenizas (18 de enero del 2012) y el 24 de mayo del 2012. Sólo una anomalía aparece para el flujo de H₂S y la temperatura el 18 de enero del 2012 (foto: G.Avard)

I_3.2 Evolución térmica de las zonas activas

Las temperaturas de las bocas 2011 y 2012 se mantienen altas, con más de 620°C para la boca 2011 registrados el 17 de julio.

I_4 V.Turrialba: Pluma de gases

La reanudación de mediciones terrestres continuas de la tasa de emisión del gas volcánico dióxido de azufre, SO₂, desde el Cráter Oeste del volcán Turrialba hacia la atmósfera realizadas mediante sensor ultravioleta mini-DOAS ubicado en La Central, 2.2 km al suroeste del Cráter Oeste, nos ha permitido estimar el flujo de SO₂ total en el período entre inicios de mayo e inicios de julio del 2012. El promedio sobre estos ca. 70 días es de 300 toneladas por día. En comparación, el flujo tenía un promedio de ~620 toneladas por día durante la segunda parte del año 2011 (~100 días de mediciones). Revisado en detalle, el flujo de SO₂ parece aumentar un poco desde el fin de junio del 2012, pero la variación está dentro de la incertidumbre de la medición (comunicación personal, cortesía de Vladimir Conde y Bo Galle, Universidad de Chalmers, Suecia).

Por otra parte, la masa de SO₂ emitida por el Turrialba detectada por los instrumentos OMI del satélite AURA de la NASA se ha mantenido baja en comparación con los valores observados entre enero 2010-abril 2011 (Fig.6), período durante el cual se abrieron los boquetes fumarólicos 2010 y 2011 en las paredes internas del Cráter Oeste. La masa de SO₂ detectada durante el paso del satélite sobre el istmo de América Central se mantiene debajo de las 500 toneladas desde mayo 2011 hasta julio 2012 (Figs. 6 y 7).

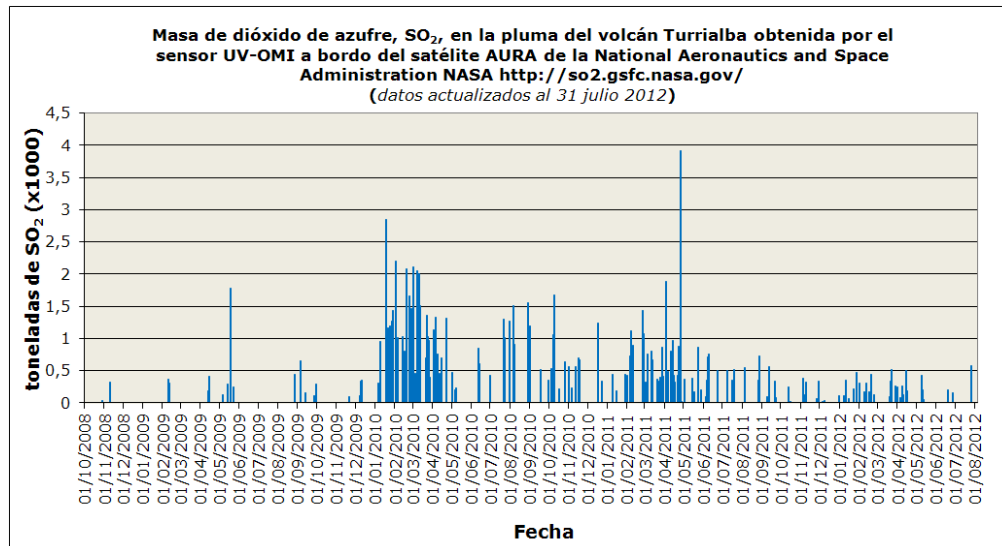


Figura 6: Masa de SO₂ en la pluma del volcán Turrialba inferida del análisis de imágenes satelitales del AURA/OMI de la NASA entre octubre 2008 y julio 2012. Los datos de masa de SO₂ corresponden al total de SO₂ detectado por el instrumento OMI del satélite AURA cuando este sobrevuela el istmo de América Central, alrededor de las 18:00-19:00 UTC. Los datos no están corregidos respecto al nivel “de fondo” de SO₂. Fuente: <http://so2.gsfc.nasa.gov>.

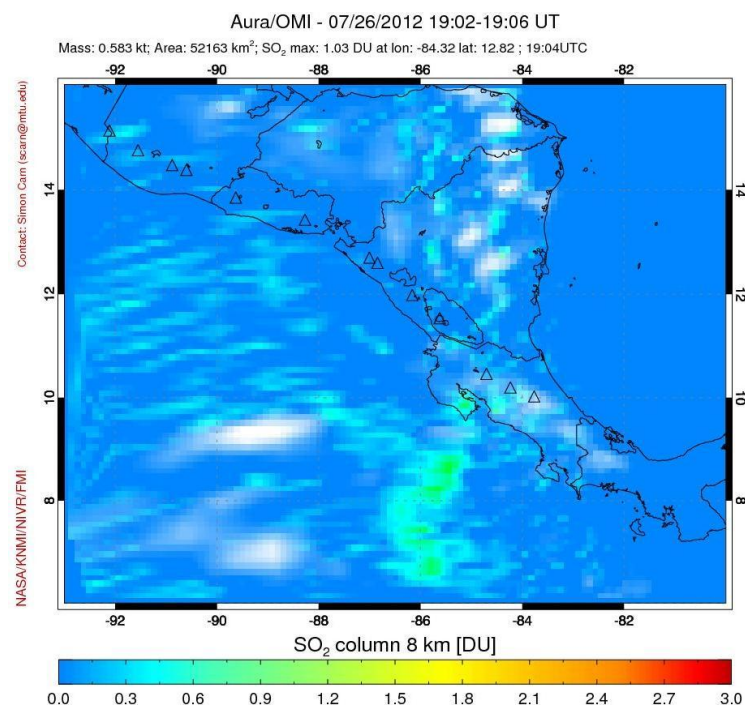


Figura 7: Imagen del satélite AURA de la NASA mostrando la pluma del gas dióxido de azufre (SO₂) emitida por el volcán Turrialba el 26 de julio 2012. La pluma se dirige hacia el suroeste pasando sobre localidades como San José, Alajuela, Puriscal, Orotina, Herradura, Península de Nicoya. En la imagen satelital también se aprecia la pluma de dióxido de azufre sobre el Océano Pacífico girando en sentido contrario a las manecillas del reloj.

Fuente: <http://so2.gsfc.nasa.gov>.

I_5 V.Turrialba: Depositación total ácida (húmeda + seca)

Depositación total ácida se ha venido presentando en las inmediaciones del volcán Turrialba desde el año 2007, cuando el volcán despertó luego de un letargo de casi 150 años de reposo. La depositación total se considera ácida si el pH de la misma es igual o inferior a 5.6 ($\text{pH} \leq 5.6$).

Entre mayo y julio del 2012 se nota un aumento significativo en el pH de la depositación total en sitios como la Casa de los Guardaparques del Parque Nacional Volcán Turrialba y Calle Vargas en Santa Cruz de Turrialba (pH entre 4.20 y 5.95). Estos sitios están localizados aprox. 0.8km y 5.9 km al SE de la cima del volcán Turrialba, respectivamente. Esta disminución en la acidez de la depositación total en los sitios de muestreo relativamente alejados del volcán reflejan la reducción en la tasa de emisión de gases magmáticos, tal y como se ha observado últimamente. Sin embargo, la depositación total continua siendo bastante ácida en sitios más cercanos al Cráter Oeste tales como las fincas La Silvia (2.8km NO) y La Central (2.2km SO), con valores de pH oscilando entre 3.10 y 3.55 (Fig.8).

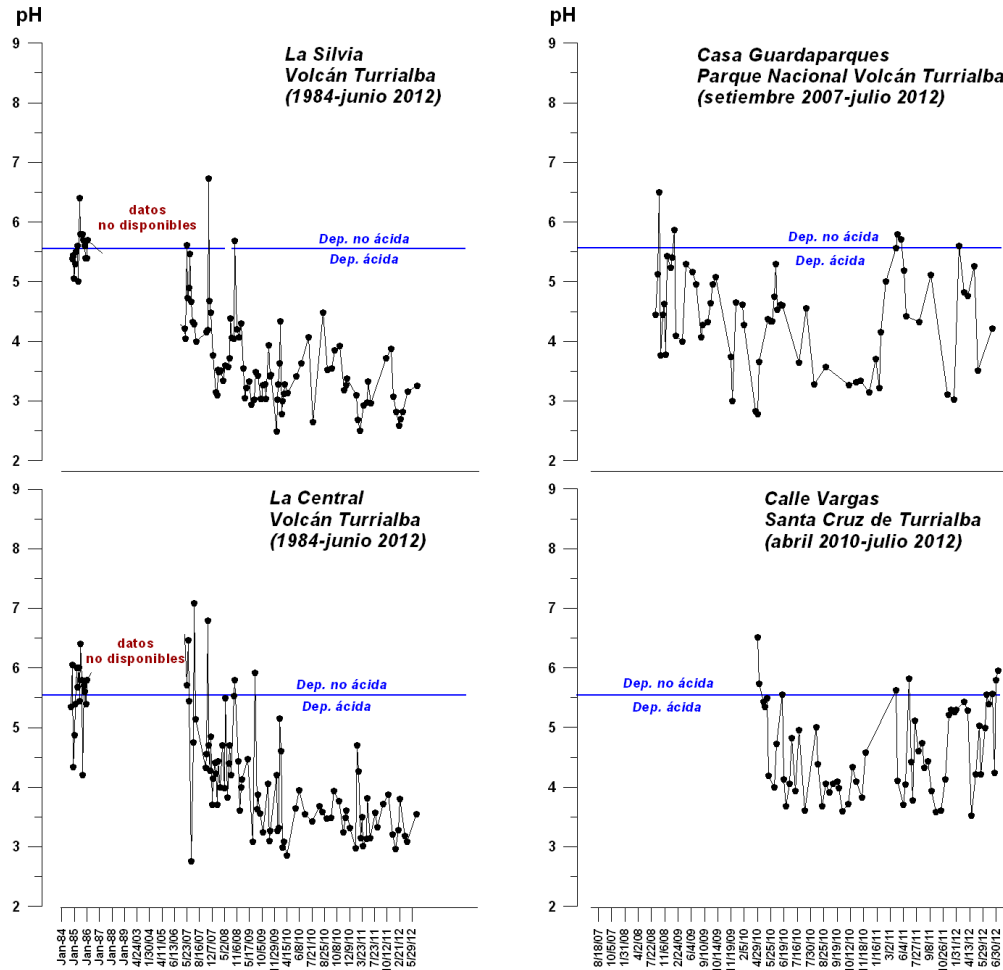


Figura 8: pH (acidez) de la depositación total ácida recolectada en varias de las estaciones de muestreo del OVSICORI-UNA. Valores de $\text{pH} \leq 5.6$ corresponden a depositación ácida (delimitados por línea azul). Datos: Laboratorio de Geoquímica Volcánica del Programa de Vigilancia Volcánica del OVSICORI-UNA.

Como consecuencia de la acidificación del ambiente, los suelos y la vegetación han sido severamente afectados lo que ha propiciado una alta tasa de erosión en los flancos que son constantemente fumigados por los gases volcánicos (Fig.9).



Figura 9: En la parte superior: sección intermedia del lado NW del volcán (Foto: E.Duarte, el 19 de julio del 2012). A la izquierda parte inferior: parte baja de Quebrada Paredes, sector oeste del volcán (Foto: E.Duarte, el 19 de julio del 2012). A la derecha: pluma de vapor, gases y aerosoles emitidos por el volcán Turrialba el 17 de julio del 2012. La pluma se dirige hacia el este (Foto: Katy Rivera Loaiza)

I_6 V.Turrialba: Otras observaciones

La colada fresca de azufre líquido notada en junio en la base de la prominencia que llamamos “Pirámide de Azufre”, ubicada en el sector sur en el interior del Cráter Oeste, no presentó ninguno aporte reciente, sólo se apreció más erosión de la pared sur interna con caídas de rocas de varios tamaños. Cambios en la morfología de la boca fumarólica que está al oeste, en el fondo interior del Cráter Oeste permite un flujo de gases más vertical que mejora la visibilidad en el fondo del cráter activo (Fig.10), sin embargo, las

condiciones generales de trabajo se dificultan por la cantidad de vapor y gas emitido en alrededor de la “Pirámide de Azufre”.



Figura 10: Vista de la pared sur interna del Cráter Oeste. No se observó agua acumulada en el fondo del cráter y tampoco más coladas de azufre en la base de la “Pirámide de azufre”. (Fotos: G.Avard, el 17 de julio del 2012).

A diferencia del 20 de junio, el 17 de julio no se encontró acumulación de agua en el fondo del Cráter Oeste (Fig.10). La presencia o ausencia de agua en el fondo de los Cráteres Oeste y Central del Turrialba cráter refleja variaciones en la precipitación pluvial sobre el edificio volcánico. En la parte superior de la pared externa, al sur del Cráter Oeste, se registra una zona de vapores con temperaturas entre 79 y 91°C (Fig.11).



Figura 11: Salida de vapores en la parte superior de la pared externa al sur del Cráter Oeste con temperaturas entre 79 y 91°C. (Foto: E.Duarte, el 19 de julio del 2012).

II_ Volcán Irazú

Durante este mes se muestra una disminución considerable de la actividad de sismos volcano-tectónicos, no así los sismos volcánicos del tipo LP, que se mantiene estable. El nivel del lago en el Cráter Principal sigue descendiendo y las fuentes termales en general no muestran cambios significativos de temperatura o acidez.

II_1 V.Irazú: Sismología

La actividad sísmica volcano-tectónica en el volcán Irazú disminuyó entre los meses de junio y julio del 2012. La actividad de sismos volcánicos (sismos LP) continúa con la misma frecuencia que se viene presentando durante el 2012 (Fig.12).

A finales del mes de junio (27 y 28) se localizó un enjambre de sismos volcano-tectónicos bajo la cima del volcán Irazú (Fig.3). El mayor evento no sobrepasó la magnitud de 2.5, por lo que no fue reportado sentido. Durante los dos días de mayor actividad se registraron más de 100 eventos diarios, sin embargo, para el 1 de julio la sismicidad había decaído casi completamente. Este tipo de enjambre sísmico de corta duración es usual en el volcán Irazú.

La instalación de una estación sísmica de banda ancha en las cercanías del volcán Irazú a finales del mes de mayo, 2012, nos ha permitido registrar y estudiar sismos LP que se producen bajo el volcán. Anteriormente, con una estación sísmica de período corto y una componente no era posible identificar este tipo de sismicidad. Por lo que no nos es posible saber si esta sismicidad se venía presentando antes de junio, 2012.

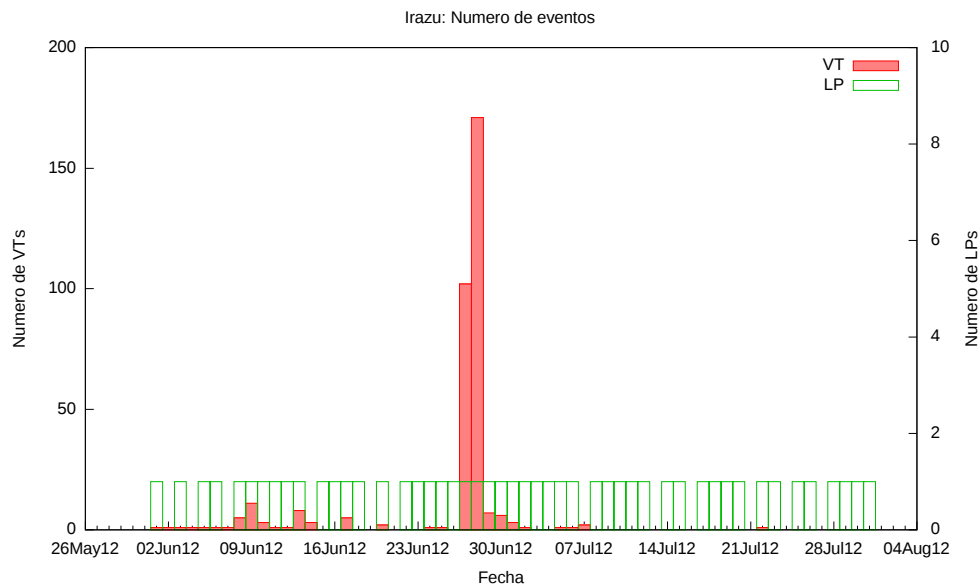


Figura 12: Conteo de sismicidad en el volcán Irazú para los meses de junio y julio del 2012. Las barras rojas representan el número de sismos volcano-tectónicos registrados. Las barras verdes (eje de la derecha) representan los eventos discretos de sismos LP registrados.

La sismicidad volcánica, representada únicamente por sismos de baja frecuencia (LP, Fig.13) se mantiene constante a una razón de 1 sismo LP cada 29 horas (Fig.12). Todos los sismos LP registrados muestran la misma forma de onda, el mismo contenido de frecuencia y la misma duración, solo varía la amplitud. Las amplitudes varían entre 4 y 22 micrones /segundo, pero la mayoría se concentra entre los 10 y 15 micrones/segundo. La frecuencia dominante es muy estable en todos los registros con un valor constante de 1.56 Hz. Las grandes amplitudes de estos eventos permiten obtener registros en estaciones sísmicas tan distantes como el Cerro de la Muerte (CDM), a 50 km del volcán Irazú. Este fuerte acople entre las ondas sísmicas y el medio que las propaga hace pensar que los eventos ocurren a profundidad, donde la roca es más densa, masiva, consolidada y menos fracturada. Este tipo de eventos contrasta con los sismos LP registrados en el volcán Turrialba, donde las amplitudes decaen rápidamente con la distancia y las frecuencias dominantes en los registros son altas (mayores a 5 Hz). Estos eventos en el volcán Turrialba son producidos a menor profundidad, dentro de la región ocupada por el sistema hidrotermal superficial del volcán, donde la roca está altamente fracturada, alterada y no consolidada.

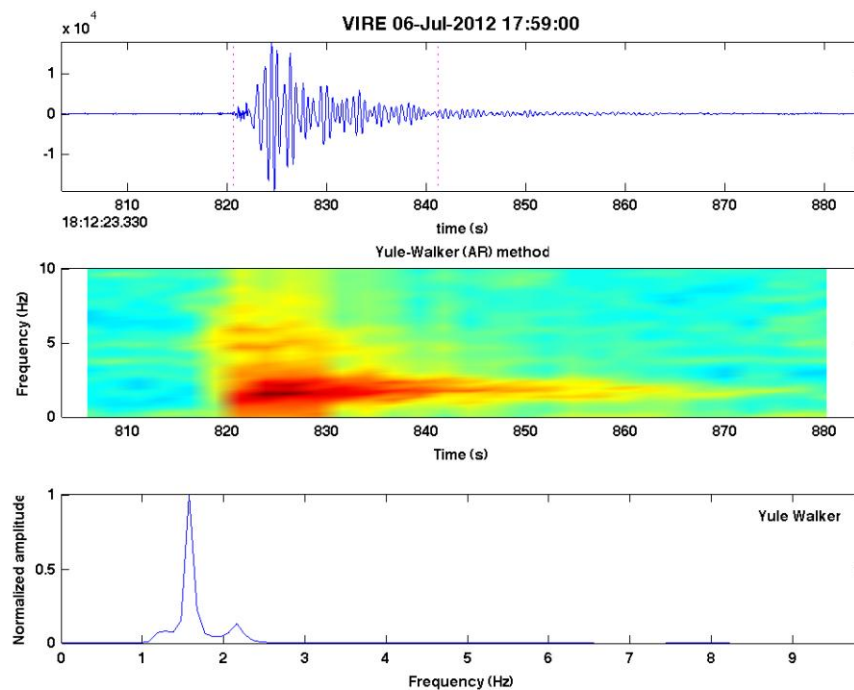


Figura 13: Registro sísmico de un evento LP registrado en la estación VIRE. Espectrograma del registro. Espectro de frecuencias de la parte más intensa del registro.

La Figura 14 muestra un gráfico del intervalo de tiempo transcurrido entre dos sismos LP sucesivos y la fecha de registro. La mayoría de los valores medidos se concentran entre 20 y 40 horas, con un promedio de 29.5 horas. Esta regularidad entre eventos sucesivos y su similitud indica que bajo el volcán Irazú ocurre un proceso no destructivo que se repite

de manera cuasi-periódica. Dos intervalos sobrepasan las 50 horas entre eventos. Esto se puede deber a que el sistema no es tan cuasi-periódico o que debido al alto ruido ambiental no fue posible identificar un evento intermedio. Los sismos volcano-tectónicos son eventos destructivos debido a que la generación de estos eventos implica la ruptura de la roca, al producirse una fractura en la roca, ésta es modificada. En cambio, el hecho de que los sismos LP que se registran en el Irazú son casi idénticos en duración, contenido de frecuencia y forma de onda, indica que la roca no ha sido modificada durante la generación del sismo LP. Sin embargo, las variaciones en la amplitud de los registros indican que la energía disponible para generar cada uno de ellos varía. La mayoría de los sismos LP se producen por el paso de fluidos a través de una grieta dentro de la corteza terrestre. Los fluidos son forzados a través de la grieta, por diferencias de presión a ambos lados de la misma, produciendo vibraciones elásticas de las paredes de la grieta. Estas vibraciones se propagan por el interior de la Tierra en forma de ondas sísmicas.

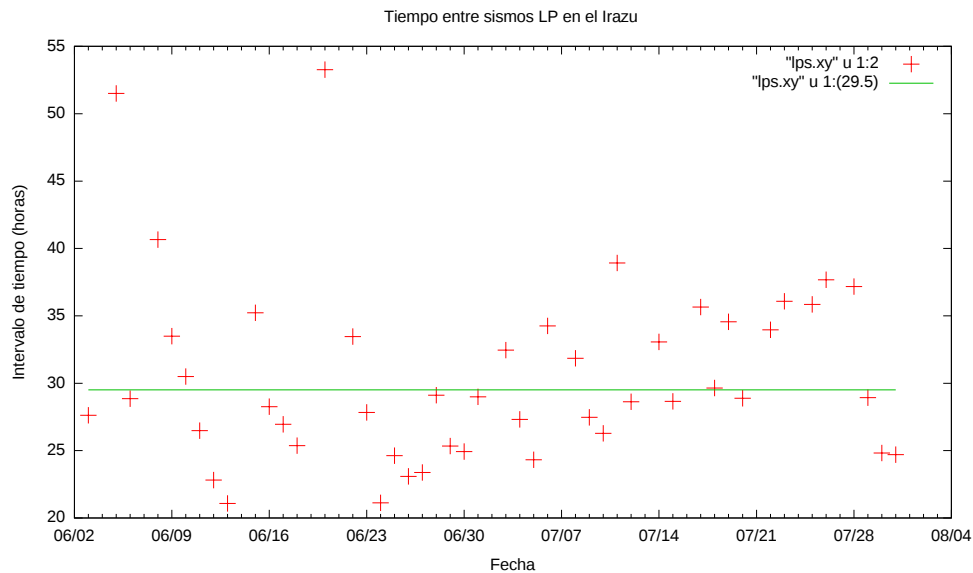


Figura 14: Intervalo de tiempo transcurrido entre eventos en función del tiempo de registro. La línea verde muestra un valor promedio de 29.5 horas entre eventos.

La periodicidad con que se producen los sismos LP en el volcán Irazú indica la presencia de un reservorio de fluidos (agua y gases volcánicos) a gran presión (gran profundidad) que recibe un aporte continuo de fluidos. Conforme aumenta la cantidad de fluidos, principalmente los gases, aumenta la presión que éstos ejercen sobre la grieta por donde escapan. Cuando se alcanza una presión crítica, la grieta permite el paso de los fluidos, produciendo un evento LP. El escape de estos fluidos (probablemente a un reservorio mayor - ¿La cámara magmática?) produce una disminución de la presión sobre la grieta provocando el cierre de la misma e iniciando nuevamente el ciclo. Estos fluidos podrían provenir de un cuerpo magmático profundo en desgasificación, o la circulación de fluidos dentro de la corteza terrestre recalentados por el calor proveniente de un cuerpo magmático profundo.

La Figura 15 muestra un gráfico de la amplitud de un evento LP contra la amplitud del evento siguiente. En primer lugar se observa que la mayoría de los eventos tienen una amplitud entre 10 y 15 micrones/segundo. En general luego de un sismo de amplitud entre 10 y 15, ocurre otro con amplitud similar. Además los sismos con amplitudes entre 10 y 15 pueden estar precedidos de sismos de gran amplitud (mayor a 15 micrones/segundo). Los sismos de baja amplitud (menores a 10) están precedidos por eventos de magnitud media (10 a 15). Mientras que los sismos con gran amplitud (mayores a 15) generalmente están precedidos por sismos de baja amplitud (menores a 5). Esta última observación es importante porque indica que el aporte de fluidos al reservorio es constante. Si la amplitud del evento es pequeña, el siguiente evento debe compensar la baja amplitud. Esto es, aunque la masa de fluido que pasa por la grieta varía entre un evento y otro, la masa por unidad de tiempo que pasa por la grieta es constante cuando se mide en un largo intervalo de tiempo.

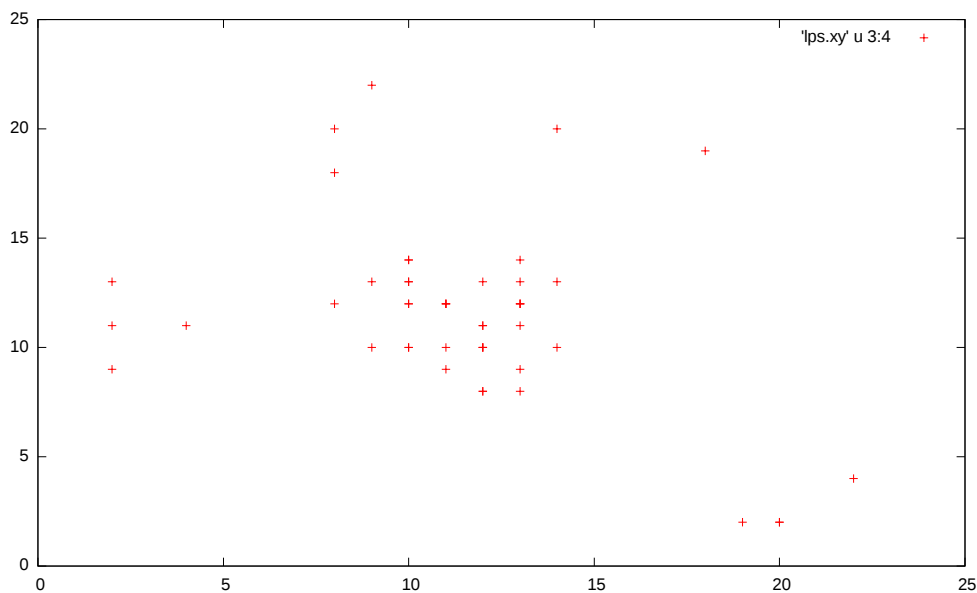


Figura 15: Gráfico de la amplitud de un sismo LP contra la amplitud del sismo siguiente.

Como no se tiene registro de estos eventos antes de junio del 2012, por falta de instrumentación adecuada, no es posible saber si estos eventos representan un cambio importante en la actividad del volcán Irazú o es un proceso que ha estado presente en este volcán por mucho tiempo y por lo tanto no representa ningún cambio en la actividad. Sin embargo, es importante documentar y vigilar cambios que se puedan observar en este tipo de sismos para entender el comportamiento del macizo del volcán Irazú.

II_2 V.Irazú: Deformación

No hay nuevos datos de deformación para el volcán Irazú.

II_3 V.Irazú: Geoquímica

En la actualidad, el volcán Irazú solo manifiesta actividad hidrotermal secundaria tal como desgasificación fumarólica tenue de baja temperatura ($<90^{\circ}\text{C}$) con depositación de

azufre y otros minerales estables a bajas temperaturas, y la existencia de fuentes termales principalmente en el sector norte del volcán. En general, no se han notado cambios particulares en la temperatura, acidez (pH), conductividad o salinidad en las fuentes termales. En la Figura 16 se aprecia la Quebrada Gata, la cual presenta depositación cuantiosa de un mineral blanquecino a lo largo del lecho de la quebrada. La naturaleza de este mineral se está determinando mediante difracción de rayos X y de fluorescencia en los laboratorios de la Universidad de Utrecht en Holanda. La Quebrada Gata, ubicada aprox. 2.6 km al norte del Cráter Principal, ha mostrado perfiles físicoquímicos bastante estables a lo largo de las últimas 2 décadas, con valores de conductividad eléctrica, temperatura, y acidez (pH) oscilando alrededor de 1695 μ S/cm, 28°C, y 2.98, respectivamente (Fig.16).

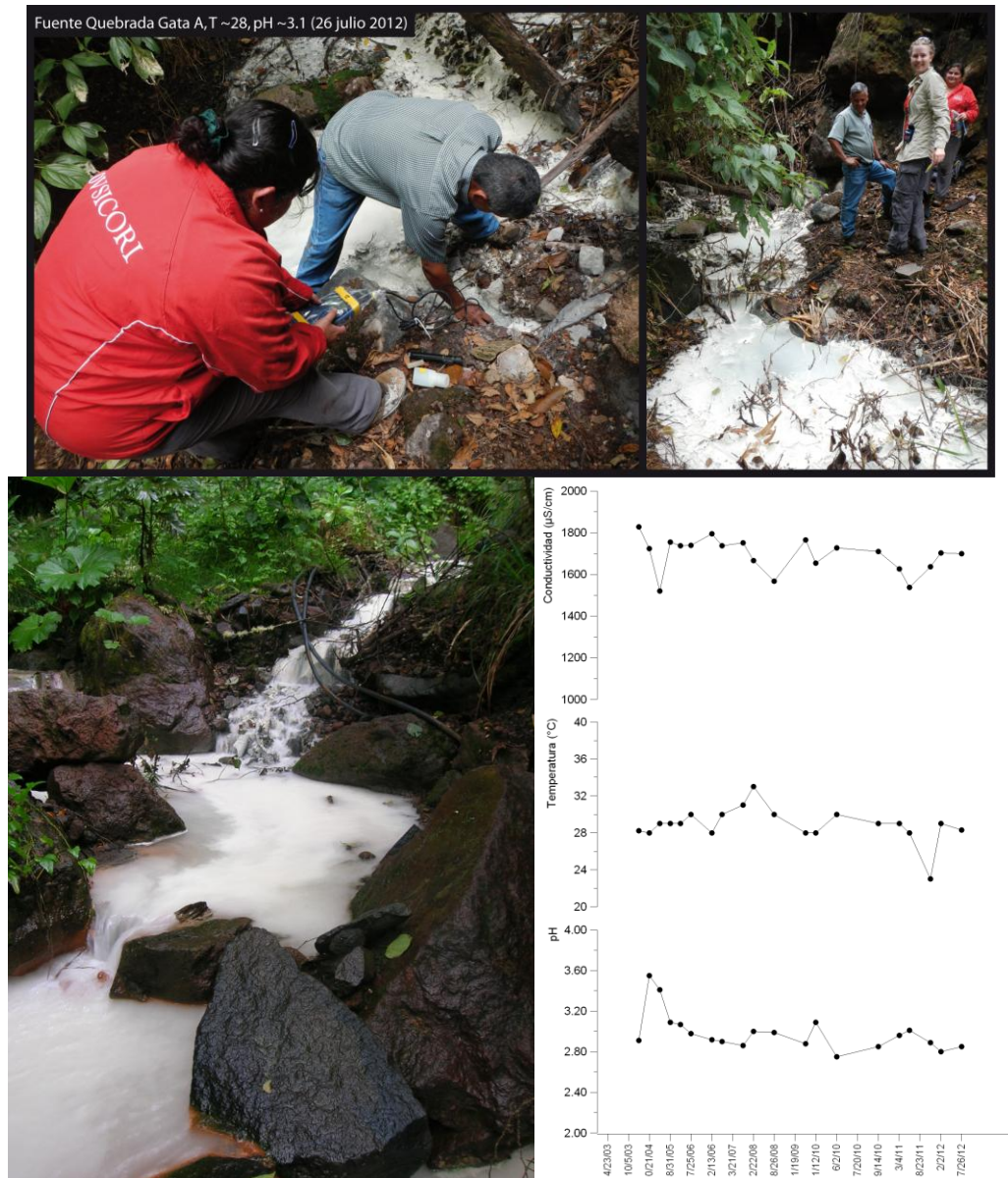


Figura 16: Muestreo y mediciones de las fuentes termales del volcán Irazú. La Quebrada Gata presenta un lecho con un abundante depósito de minerales blanquecinos. Fotos parte superior G.Avard, el 26 de julio del 2012; parte inferior Geerke Floor, 25 julio 2006.

II_4 V.Irazú: Geoquímica del lago del Cráter Principal

II_4.1 Nivel del lago del Cráter Principal

El lago ubicado en el fondo del Cráter Principal, el cual fue el foco de la última fase eruptiva del Irazú durante 1963-1965, se mantuvo estable por casi 20 años, desde inicios de los 90's hasta el año 2006. En el año 2006 el nivel del lago era bastante considerable. Sin embargo, desde el inicio del año 2007 el lago fue reduciendo su volumen gradualmente hasta secarse por completo en abril del 2010. La reducción y desaparición del lago fue precedida en diciembre del 2006 por varios sismos volcano-tectónicos (VT) y de largo periodo (LP) registrados por la estación sismográfica IRZ2 del OVSICORI-UNA, ubicada aprox. 5 km SW del cráter activo. Varios de estos sismos fueron sentidos por habitantes en las vecindades del volcán Irazú. La actividad del Irazú es caracterizada por frecuentes enjambres sísmicos relacionados con la dinámica de un sistema de fallas tectónicas que atraviesan el edificio volcánico. Así, la desaparición del lago parece deberse a cambios en el régimen tectónico regional, tal y como lo sugiere la actividad sísmica.

En la actualidad hay un nuevo lago en el Cráter Principal, que empezó a emerger desde noviembre del 2010. Sin embargo, su nivel se ha mantenido muy bajo a pesar de las fuertes precipitaciones observadas en la épocas lluviosas de los años 2010 y 2011 (Fig. 17). El nivel del lago disminuyó durante julio del 2012, como se puede notar por el aumento del número de “islotas” visibles sobre su superficie, a pesar del nivel de precipitación pluvial en la cima del volcán Irazú, la cual ha sido suficiente para permitir la acumulación de agua en el playón conocido como Playa Hermosa (Fig.18). En junio el nivel del lago fue ligeramente mayor (Fig.17).



Figura 17: Cambios en el número y área superficial de “isleta”s al fondo del Cráter Principal del volcán Irazú como consecuencia de la reducción del nivel del lago (fotos: G.Avard, el 19 de junio y el 26 de julio del 2012)



Figura 18: Acumulación de agua en la zona turística llamada “Playa Hermosa” como consecuencia del tasa de pluviosidad sobre el volcán (fotos: G.Avard, el 26 de julio del 2012).

II_4.2 Geoquímica del lago del Cráter Principal entre los años 1991 y 2012

En el periodo 1991-2012, la temperatura del lago registró entre los 14 y los 63.5°C, dependiendo de la ubicación del sitio donde se realiza la medición de temperatura. En el borde norte, el lago registra temperaturas tan bajas como 14°C, mientras en el borde noreste la temperatura ha variado entre los 48 y 63.5°C. Por otra parte, el pH del lago ha fluctuado entre 2.8 y 8.4 en las últimas dos décadas. La composición química de las aguas del lago parece ser bastante homogénea entre los distintos sitios muestreados a lo largo de este período, a pesar de diferencias de temperatura locales. En la Figura 19 se muestra una serie de tiempo de la razón cloruro versus sulfato de las aguas del lago del Irazú. El incremento en la razón $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ observado entre los años 1991-1993 sugiere un aporte de gases magmáticos hacia el lago, cambio que precedió la explosión hidrotermal pequeña en el flanco noroeste del volcán ocurrida el 8 diciembre 1994. Esta explosión tuvo lugar en el área de actividad fumarólica más importante existente en el volcán Irazú, y generó una avalancha de pequeña dimensión que se desplazó unos 20 km hacia el norte, a lo largo del cauce del Río Sucio.

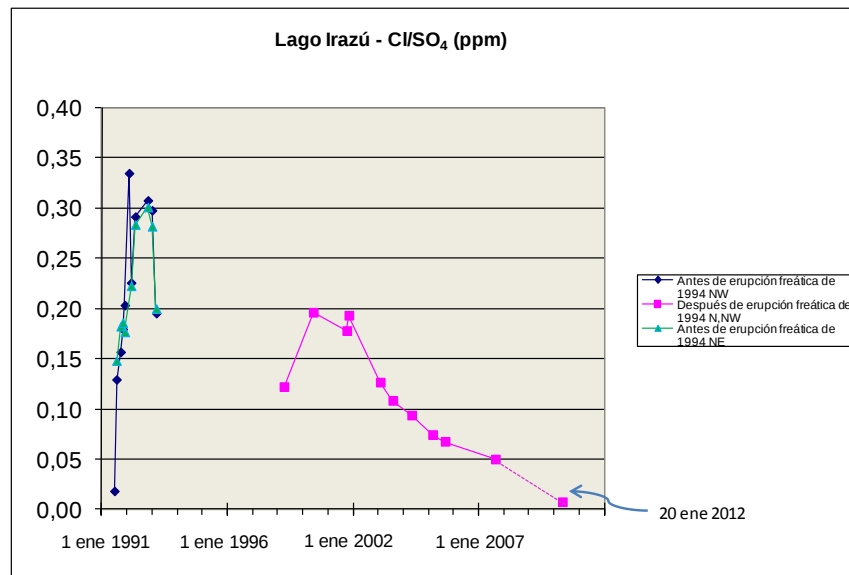


Figura 19. Serie de tiempo de la razón $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ del lago cratérico del Irazú: período 1991-2012. No hay datos disponibles para el periodo 1994-1997. Datos: ICE-OVSICORI.

Por otra parte, en los últimos 10 años, la disminución gradual y sostenida de la razón cloruro versus sulfato indica una reducción temporal de la tasa de inyección de gases magmáticos hacia el lago del Irazú. La razón mínima registrada en enero del 2012

corresponde a las aguas del nuevo lago actualmente presente en el Cráter Principal que emergió a finales del año 2010. La baja razón de cloruro versus sulfato en este nuevo lago indica que sus aguas están constituidas predominantemente por agua meteórica fresca (Fig.19).

III_ Volcán Poás

La sismicidad se mantiene estable en el volcán Poás. La mayoría de los sismos volcánicos están asociados a la actividad superficial en la región ocupada por el sistema hidrotermal. La actividad fumarólica en el cono piroclástico compuesto (llamado “domo” o “criptodomo”) continua disminuyendo en vigor y temperatura. El lago ultraácido continua reduciéndose en volumen y presenta varias celdas de convección activas.

III_1 V.Poás: Sismología

La sismicidad en el volcán Poás se mantiene con un predominio de sismos LP de baja amplitud y baja frecuencia (Fig.20). La mayoría de estos sismos no se asocian a alguna manifestación superficial en el lago o el cripto-domo. Sin embargo, algunos de los sismos LP se producen muy superficialmente y están asociados a la salida de burbujas de gas a través del lago cratérico. Unos pocos, con mayor amplitud, se asocian a erupciones freáticas (símbolos ϕ en la Figura 20). La sismicidad volcano-tectónica es baja, el mayor número de eventos VT registrados se produjo el 17 de julio, 2012 (3 eventos). La falta de suficientes estaciones sísmicas en funcionamiento alrededor del volcán Poás no permite localizar estos sismos, sin embargo, se puede deducir de los registros que son eventos pequeños, superficiales y se ubican dentro de la región donde está emplazado el sistema hidrotermal superficial del volcán.

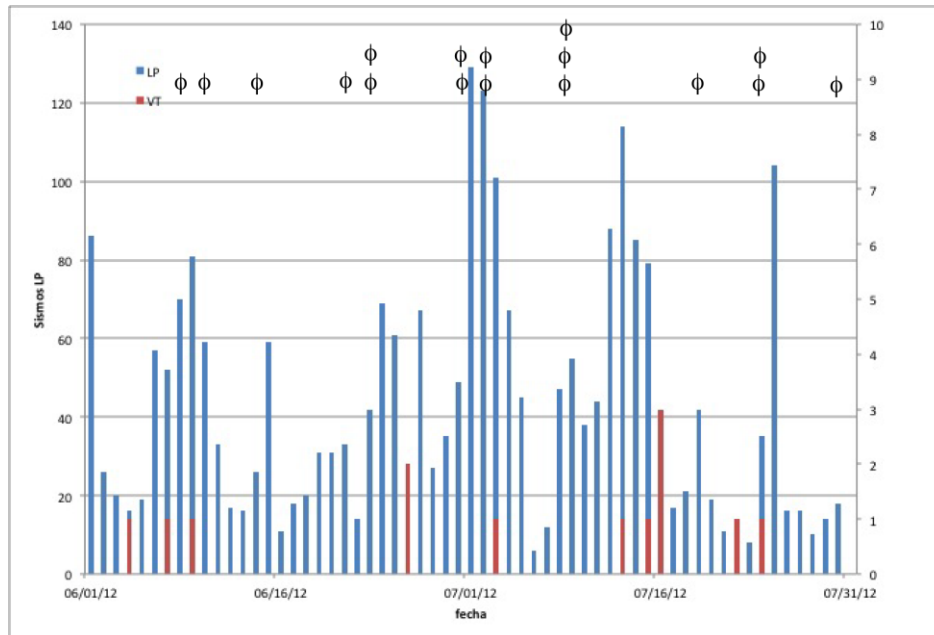


Figura 20: Número de sismos LP (barras azules, margen izquierdo) y volcano-tectónicos (barras rojas, margen derecho) contabilizados entre los meses de junio y julio del 2012. Símbolos (ϕ) indican erupciones freáticas identificadas en los registros sísmicos.

La mayoría de las erupciones freáticas son pequeñas y la mayoría no produjeron eyección de agua y sedimentos fuera del lago cratérico. Ninguna de ellas fue reportada por personal del parque, solo dos de ellas fueron escuchadas durante visitas al campo. La mayor erupción freática ocurrió el día 30 de julio (Fig.21). Este evento se registró con una amplitud sísmica de 22 micrones/segundo y arrojó material fuera del lago hacia el lado sur (Fig.22). Al igual que la mayoría de las erupciones freáticas que se producen en el volcán Poás, y los sismos LP de gran amplitud, la frecuencia dominante se encuentra cercana a los 1.5 Hz, con la mayor amplitud concentrada en la banda de frecuencias entre 1 y 4 Hz.

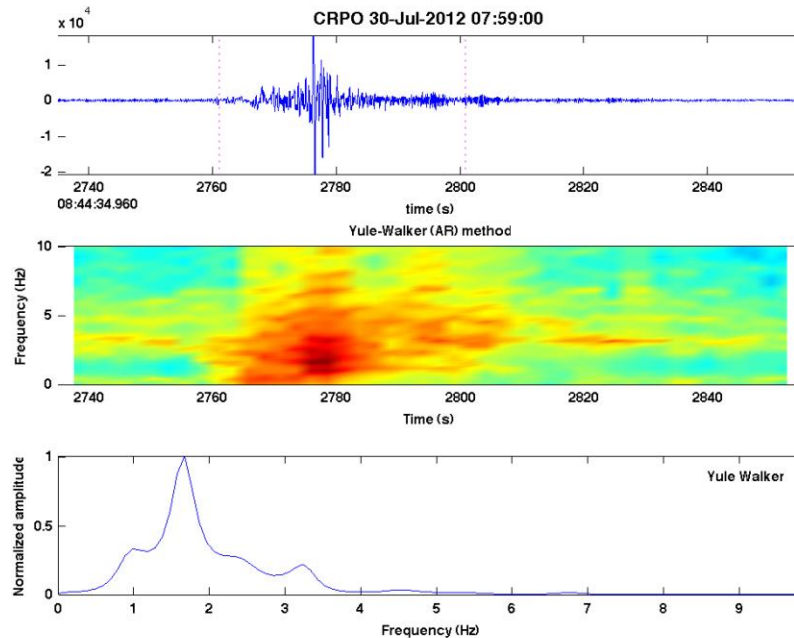


Figura 21: Registro sísmico de la erupción freática del 30 de julio, 2012. Espectrograma del registro. Espectro de frecuencia de la parte más intensa del evento.



Figura 22: Foto de la parte sur del cráter activo del volcán Poás tomada el 31 de julio, 2012. Se muestran los depósitos de caída de la erupción freática del día 30, hacia el lado sur del cráter, detrás del cripto-domo (Fotos: J.Pacheco y G.Avard).

III_2 V.Poás: Deformación

No hay nuevos datos de deformación para el volcán Poás.

III_3 V.Poás: El criptodomo

III_3.1 Mediciones geoquímicas

La actividad del criptodomo sigue baja. Aunque problemas con la termocupla impidieron medir temperaturas mayores a 302°C, por lo que este valor se considera un mínimo.

III_3.2 Otras observaciones

Se puede notar una erosión del criptodomo importante debida a las tormentas atmosféricas frecuentes que pasan por la zona y la falta de cohesión en el material alterado por los fluidos calientes y ácidos.

III_4 V.Poás: El lago ultra ácido del cráter activo

III_4.1 Mediciones geoquímicas

La temperatura del lago fue anormalmente baja registrando 35.1°C el 20 de julio (48.1°C el 16 de junio 2012) y un pH también anormalmente alto (0.23 el 20 de julio, y -0.04 el 16 de junio). Estos valores pueden deberse a un periodo lluvioso importante en la zona, resultando en una dilución importante del lago por la entrada abundante de agua meteórica. Las mediciones en el lago fueron realizadas sólo 3h después del final de la lluvia de la madrugada.

III_4.2 Otras observaciones

Independientemente de las condiciones climáticas muy lluviosas en julio, el nivel del lago sigue bajando con una pérdida de ~0.9m entre el 16 de junio y el 20 de julio (Fig.23).

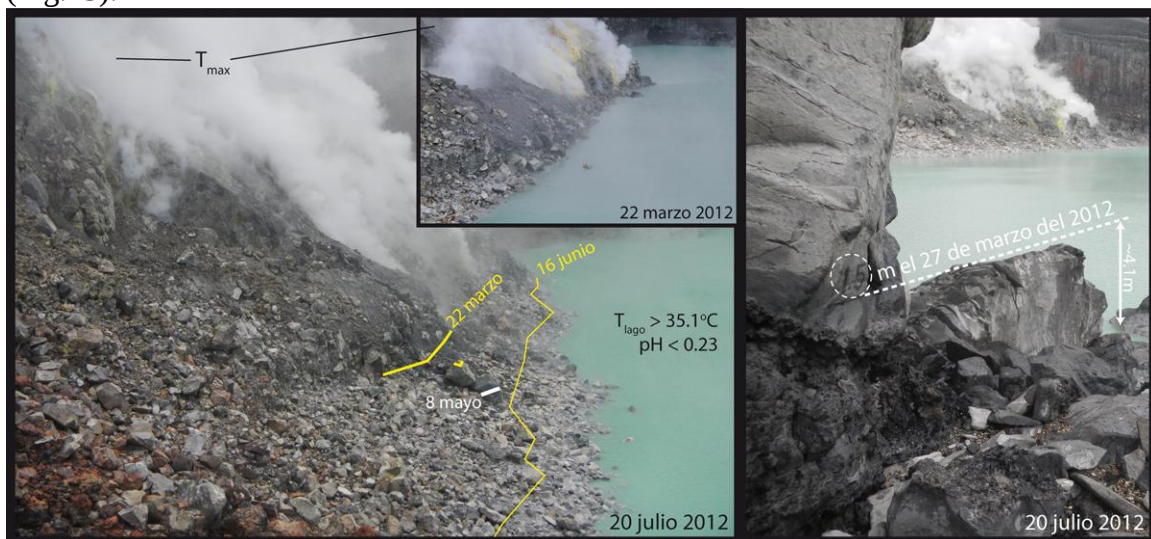
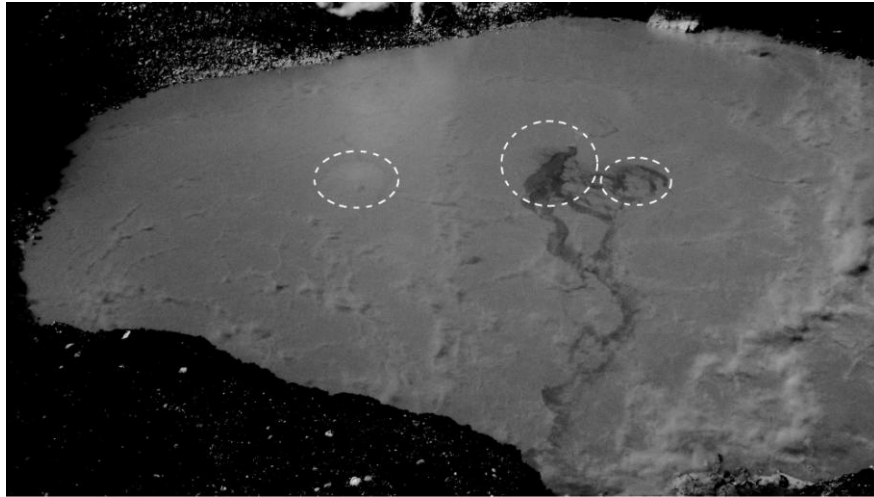


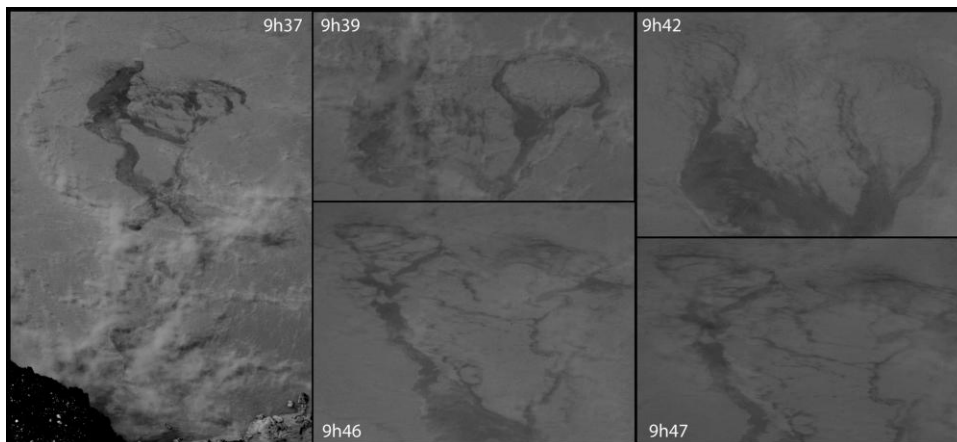
Figura 23: Cambios del nivel del lago del volcán Poás. El nivel ha bajado ~2.6m desde el 27 de marzo 2012 Fotos: G.Avard.

Esto es consecuencia de la ocurrencia de actividad freática importante en el lago. Observaciones de la superficie del lago permite notar celdas de convección permanentes (Fig.24).



*Figura 24: Observación de celdas de convección en el lago del volcán Poás.
Foto: G.Avard, 18 de julio del 2012.*

Estas celdas cambian de forma y de vigor en cuestión de unos pocos minutos (Fig.25) lo que sugiere que el aporte de fluidos y calor hacia el lago es importante.



*Figura 25: Cambios notables de la superficie del lago como consecuencia de la dinámica convectiva debida al aporte de fluidos y calor desde el fondo del cráter.
Fotos: G.Avard, 18 de julio del 2012.*

IV_ Volcán Arenal

Debido a problemas con la red sísmica del OVSICORI-UNA y a las condiciones climáticas durante el mes de julio, no hay registros disponibles para evaluar la actividad del volcán Arenal.

IV_1 V.Arenal: Sismología

Debido a problemas con la red sísmica del OVSICORI-UNA, no existen registros sísmicos disponibles para evaluar la sismicidad en el volcán Arenal.

IV_2 V.Arenal: Deformación

No hay datos nuevos de deformación para el volcán Arenal.

IV_3 V.Arenal: Geoquímica

No hay datos nuevos de geoquímica para el volcán Arenal.

IV_4 V.Arenal: Otras observaciones

El clima particularmente lluvioso durante el mes de julio no permitio observar visualmente las condiciones del volcán.

V_ Volcán Rincón de la Vieja

La actividad sísmica en el volcán Rincón de la Vieja ha disminuido considerablemente desde mayo del 2012, sin embargo, no hay nuevos datos de otros parámetros para comparar.

V_1 V.Rincón de la Vieja: Sismología

A excepción de un pequeño temblor sísmico ocurrido el 7 de junio del 2012, la estación sísmica RIRI en el volcán Rincón de la Vieja no registró sismicidad relevante durante los meses de junio y julio, 2012. El temblor registrado el 7 de junio es monocromático, con una frecuencia dominante de 0.7 Hz, similar al temblor registrado el 9 de mayo anterior, solo que de mucha menor amplitud y duración (Fig.26).

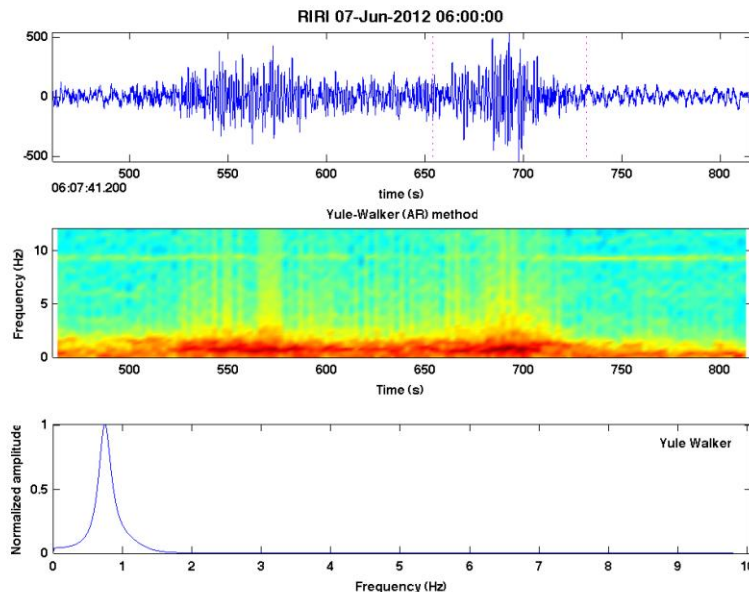


Figura 26: Sismograma del temblor registrado el 7 de junio, 2012. Espectrograma con la frecuencia dominante en función del tiempo. Espectro de frecuencias del segmento del sismograma con mayor amplitud.

V_2 V.Rincón de la Vieja: Deformación

No hay datos nuevos de deformación para el volcán Rincón de la Vieja.

V_3 V.Rincón de la Vieja: Geoquímica

No hay información nueva en geoquímica para el volcán Rincón de la Vieja.

V_4 V.Rincón de la Vieja: Otras observaciones

No hay observación nuevas del volcán Rincón de la Vieja.

Reconocimientos:

Se agradece a los funcionarios del Sistema de Parques Nacionales de Costa Rica y a las personas que ayudaron con las mediciones y el trabajo presentado en esta publicación.

Información previa de los volcanes monitoreados por el OVSICORI-UNA está disponible en las siguientes direcciones electrónicas de INTERNET:

- Boletines periódicos del estado de actividad de los volcanes de Costa Rica:
http://www.ovsicori.una.ac.cr/index.php?option=com_phocadownload&view=section&id=3&Itemid=73
- Videos:
http://www.ovsicori.una.ac.cr/index.php?option=com_content&view=article&id=55&Itemid=79

Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica

Universidad Nacional

OVSICORI-UNA

Campus Omar Dengo, Heredia

Costa Rica, América Central

Teléfonos: (+506) 2562 4001 (+506) 2261 0611

Fax: (+506) 2261 0303

Website: <http://www.ovsicori.una.ac.cr/>

Facebook: <http://www.facebook.com/OVSICORI?ref=ts>