

INSTITUTO COSTARRICENSE DE ELECTRICIDAD (ICEL)
UEN: PROYECTOS Y SERVICIOS ASOCIADOS

DIRECCIÓN DE INGENIERÍA CIVIL

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
OFICINA DE SISMOLOGÍA Y VULCANOLOGÍA

BOLETÍN DEL



AÑO 9, Nº 17 - 18, SAN JOSÉ, COSTA RICA

PUBLICADO EN MAYO DE 1998

ISSN 1015-4396

Instituto Costarricense de Electricidad (ICEL)

UEN: PROYECTOS Y SERVICIOS ASOCIADOS

Dirección de Ingeniería Civil
Departamento de Geología

OFICINA DE SISMOLOGÍA Y VULCANOLOGÍA

BOLETÍN DEL OBSERVATORIO SISMOLÓGICO Y VULCANOLÓGICO
DE ARENAL Y MIRAVALLS

Editores:
Guillermo E. Alvarado
Luis A. Madrigal

Año 9, N°, 17 - 18

San José, Costa Rica

Impreso en los Talleres de la Oficina de Publicaciones del ICE
Mayo de 1998

ISSN 1015-4396

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

Oficina de Sismología y Vulcanología
Departamento de Ingeniería Geológica
Instituto Costarricense de Electricidad
Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica

Teléfonos (Telephones): (505) 220-7741; 695-6522

Fax: (506) 220-8212; 695-5193

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

gainduni@cariari.ucr.ac.cr

guialva@msmail.ice.go.cr

El Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) es parte de la Oficina de Sismología y Vulcanología del Departamento de Ingeniería Geológica del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) la cual, Conjuntamente con la Sección de Sismología, Vulcanología y Geofísica de la Escuela Centroamericana de Geología (Universidad de Costa Rica), constituyen la Red Sismológica Nacional (RSN:ICE-UCR).

The Arenal and Miravalles Sismological and Volcanological Observatory (OSIVAM) is part of the Seismology and Volcanology Office of the Department of Geological Engineering of the Costa Rican Institute of Electricity (ICE), which together with the Section of Seismology, Volcanology and Geophysical Exploration of the Central American School of Geology (University of Costa Rica), constitute the National Seismological Network (RSN:ICE-UCR).

*Miembro de la Organización Mundial de Observatorios de Volcanos (WOVO).

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

ÍNDICE

Sergio Chiesa

PRESENCIA DE XENOBIOLOGOS DE NANOPLANTON CALCÁREO NEÓGENO EN TEFRAS PLINIANAS COMO EVIDENCIA DE UN BASAMENTO SEDIMENTARIO BAJO EL VOLCÁN ARENAL	1
--	----------

Rafael Barquero P.

ANÁLISIS PRELIMINAR DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DEL CAMPO GEOTÉRMICO MIRAVALLES DURANTE EL PERÍODO 1991-1996	5
---	----------

Gerardo J. Soto & J. Francisco Arias

SÍNTESIS DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN ARENAL, AÑO 1996	11
---	-----------

Gerardo J. Soto, Guillermo E. Alvarado & Marcello Ghigliotti

EL REGISTRO ERUPTIVO DEL ARENAL EN EL LAPSO 3000 - 7000 AÑOS ANTES DEL PRESENTE Y NUEVAS DEDUCCIONES SOBRE LA EDAD DEL VOLCÁN	19
--	-----------

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

Boletín OSIVAM	1996	Año 9, No. 17 - 18	1 - 4	San José, Costa Rica, julio de 1998
----------------	------	--------------------	-------	-------------------------------------

PRESENCIA DE XENOBIOLÍTICOS DE NANOPLANTON CALCÁREO NEÓGENO EN TEFRAS PLINIANAS COMO EVIDENCIA DE UN BASAMENTO SEDIMENTARIO BAJO EL VOLCÁN ARENAL

PRESENCE OF CALCAREOUS NANOPLANKTON TENOVIOLITHICS OF NEOGENE IN PLINIAN TEPHRAS AS EVIDENCE OF A SEDIMENTARY BASAMENT UNDER ARENAL VOLCANO

Sergio Chiesa

Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, Via Mangiagalli, 34, Milán, Italia.

Chiesa, S., 1998. Presencia de xenobiolíticos de nanoplanton calcáreo neógeno en tefras plinianas como evidencia de un basamento sedimentario bajo el volcán Arenal. -Boletín OSIVAM, 9 (17-18): 1-4, 1996; San José.

RESUMEN

En el nivel pliniano ET-2 (~1400 d.C.), se determinó la presencia de microfósiles (nanoplanton calcáreo) del Mio-Plioceno (*Coccolithus pelagicus* y *Cruciplacolithus tenuiforatus*), los cuales sugieren la existencia bajo el volcán Arenal, de un nivel sedimentario delgado, del tipo marino somero correlacionable con la Formación Venado.

ABSTRACT

It was found, into the plinian layer ET-2 (~ 1400 A.D.), microfossils of calcareous nanoplankton of Mio-Pliocene age (*Coccolithus pelagicus* and *cruciplacolithus tenuiforatus*). These fossils suggest the existence of a thin sedimentary layer deposited in a shallow marine environment, which correlates with Venado Formation, and located underneath Arenal volcano.

DATOS Y ANÁLISIS

Mediante el estudio de la fracción fina, a través del microscopio electrónico, de muestras provenientes del nivel pliniano llamado ET-2 datado como del año 1362 d.C. (ver Chiesa, 1987), se determinó la existencia de nanofósiles. Los fósiles recuperados consisten en placas pequeñas (tamaño 5-6 μm), producidas por algas unicelulares marinas, denominadas cocolitofóridos, que constituyen una parte importante del nanoplanton calcáreo. Las especies

identificadas son *Coccolithus pelagicus* y *Cruciplacolithus tenuiforatus*, ambos del Neógeno (véanse fotografías del microscopio electrónico 1, 2 y 3).

En general, los cocolitos se caracterizan por un esqueleto calcáreo formado por diminutos discos o piezas de forma elíptica o circular. Por ser autótrofos cuando están vivos, están restringidos a la zona fótica, para realizar la fotosíntesis. Sin embargo, no son

buenos indicadores de la profundidad de formación de los sedimentos ya que, por ser su tamaño tan pequeño, son fácilmente removidos. Posiblemente, en aguas cálidas (tropicales y subtropicales) existen asociaciones de cocolitos que viven a diferentes profundidades (Meléndez, 1977; Brasier, 1980).

En vista de que son muy frecuentes en margas, calizas y areniscas, los fósiles encontrados muy probablemente provienen de un nivel de rocas sedimentarias marinas, correlacionables con la Formación Venado (Mioceno Medio a Plioceno Tardío; Malavassi y Madrigal, 1970; Pizarro, 1993, respectivamente), aflorantes tan sólo a 7,5 km al NE del Arenal (Obando, 1986). Se especula que la Formación Venado subyace al volcán y las volcanitas precedentes a él, que afloran en la vecindad, como un nivel estratigráfico probablemente muy adelgazado y tectonizado, dada la gran cantidad de fallas encontradas (Alvarado, 1989). Los xenobiolíticos habrían sido incorporados como fragmentos del basamento somero, durante la erupción

en el nivel de fragmentación magmática. Aunque no tenemos evidencias directas de la profundidad de dichas rocas, se podría especular con base en la geología de la región, que no ha de ser superior a un kilómetro de profundidad.

En el nivel ET-2 se han identificado varios litoclastos, entre los que destacan rocas plutónicas (anortositas y gabros), reportados por Sachs & Alvarado (1996), además de una amplia gama de fragmentos de lavas, cuyos niveles estratigráficos de procedencia se desconocen. El hecho de que los xenobiolíticos estén aislados en la fracción fina, y no se hayan encontrado como mesolíticos en toda la secuencia de téfras (7000 años de antigüedad), favorece la interpretación de un nivel delgado de rocas disgregables, tectonizadas y sin fuerte litificación.

Una evidencia indirecta de la existencia de este nivel marino Neógeno, podrían ser los burbujeos intensos con altas concentraciones de CO_2 y CH_4 en la quebrada Naranja, situados a lo largo de una falla que corta la falda NE del Arenal.

AGRADECIMIENTOS

Se agradecen los comentarios de Guillermo Alvarado, Gerardo Soto y Teresita Aguilar.

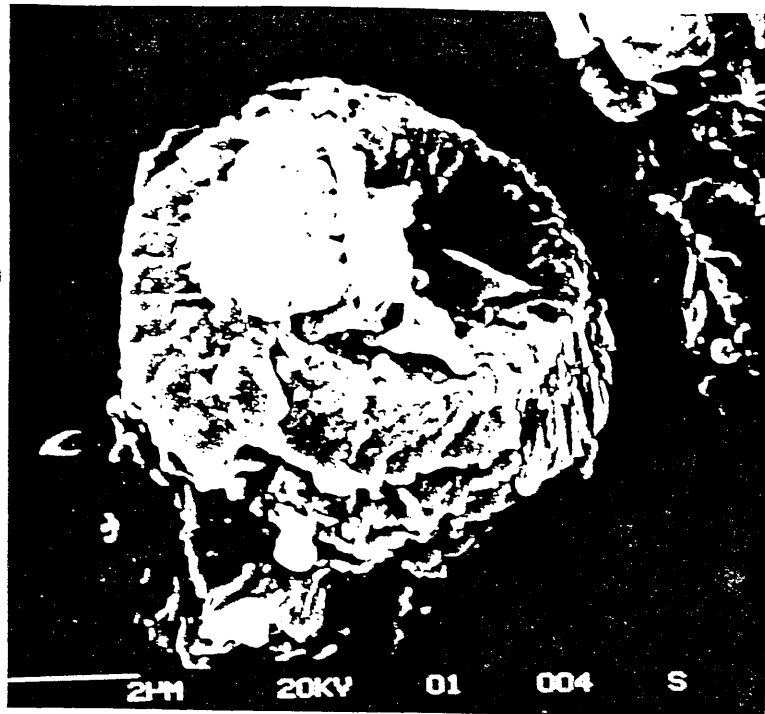


Foto 1: *Coccolithus* sp.?

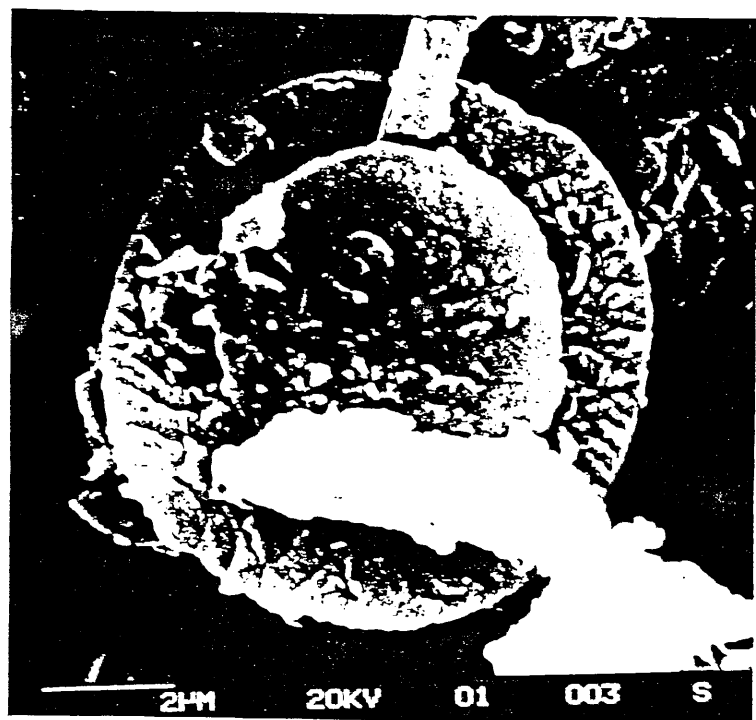


Foto 2: *Coccolithus pelagicus*

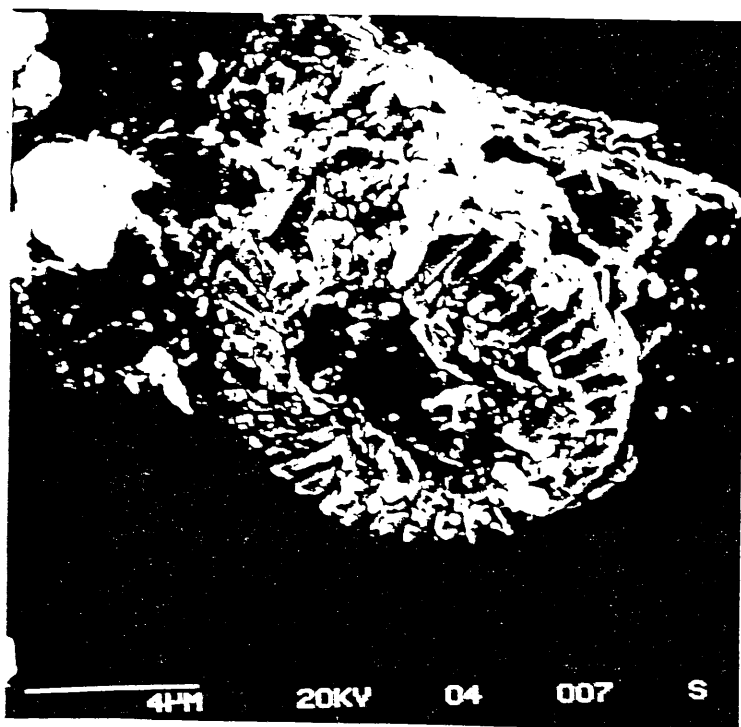


Foto 3: *Cruciplacolithus tenuifloratus*

REFERENCIAS

- Alvarado, G.E., 1989. Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores de la Laguna de Arenal, Costa Rica. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2 (3): 6-21.
- Brasier, M.D., 1980. Microfossils. George Allen and Unwin Ltd., 193 pp.
- Chiesa, S., 1987. La mayor erupción pliniana del volcán Arenal, Costa Rica. -Rev. Geol. Amér. Central, 6:25-41.
- Malavassi V., E. & Madrigal, R., 1970. Reconocimiento geológico de la Zona Norte de Costa Rica. -Inf. Técnico y Notas Geol., Dirección de Geología, Minas e Hidrocarburos, 38: 1-18; San José.
- Meléndez, B., 1977. Paleontología. Tomo I. Parte general e invertebrados. -Paraninfo, S.A., viii + 715 pp.
- Obando, L., 1986. Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno-Reciente), Provincia de Alajuela, Costa Rica. -Rev. Geol. Amér. Central, 5: 73-104.
- Pizarro, D., 1993. Los pozos profundos perforados en Costa Rica: Aspectos litológicos y bioestratigráficos. -Rev. Geol. Amér. Central, 15: 81-85.
- Sachs, P.M. & Alvarado, G.E., 1996. Mafic metaigneous lower crust beneath Arenal Volcano (Costa Rica): Evidence from xenoliths. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 6 (11-12): 71-78.

Boletín OSIVAM	1996	Año 9, No. 17 - 18	5 - 10	San José, Costa Rica, julio de 1998
----------------	------	--------------------	--------	-------------------------------------

ANÁLISIS PRELIMINAR DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DEL CAMPO GEOTÉRMICO MIRAVALLS DURANTE EL PERÍODO 1991-1996

PRELIMINAR ANALYSIS OF SEISMIC ACTIVITY AT MIRAVALLS GEOTHERMAL FIELD DURING THE PERIOD 1991-1996

Rafael Barquero P.

Oficina de Sismología y Vulcanología. Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032-1000 San José, Costa Rica.

Barquero, R., 1998. Análisis preliminar de la actividad sísmica del Campo Geotérmico Miravalles durante el período 1991-1996. -Boletín OSIVAM, 9 (17-18): 5-10, 1996; San José.

RESUMEN

Se analizan los patrones de sismicidad de la zona del Campo Geotérmico Miravalles (CGM) para dos períodos distintos (1991-1993: estaciones analógicas de 1 componente y 1994-1996 estaciones digitales de 3 componentes) a razón de determinar posibles cambios, ya sea por la entrada en operación de la planta (1994) o por la implementación de una nueva red sismológica digital a partir de 1994. De los análisis respectivos se determinó que, aunque los niveles de sismicidad del CGM continúan siendo bajos (promedio de 10 a 15 eventos por mes), hay un ligero incremento en la sismicidad local a partir de 1995. Asimismo, con la nueva red se logra incrementar un poco el registro de microsismos. Sin embargo, aunque se detectó un ligero incremento en la sismicidad, éste es tan moderado que, por el momento, no es posible relacionarlo todavía con sismicidad inducida u otra causa.

ABSTRACT

Seismic pattern for the Miravalles Geothermal Field (CGM) is analyzed for two different periods: 1991-1993 and 1994-1996 in order to determine possible anomalies due to the entrance in operation of the geothermal plant (1994) or because the implementation of a new digital seismological network since 1994. From the respective analysis it was determined that even though, levels of seismicity continue low (an average of 10-15 events per month) there is a slight increase in local seismicity since 1995 and with the new network, detection capability of microearthquakes was improved. Until now, the increment in the number of seismic events is so moderate that is not possible to relate it to induced seismicity or any other cause.

INTRODUCCIÓN

Para lograr tener un panorama más claro de la sismicidad en la zona del Campo Geotérmico de Miravalles (CGM)

durante el período 1991-1996, se analizaron dos diferentes áreas de cobertura, la primera a un radio de 10 km

de Casa de Máquinas (400 km²) y una profundidad máxima de 10 km; la segunda a 5 km (100 km²) y la profundidad máxima a 5 km. Dentro de la segunda área queda cubierta exclusivamente la zona de pozos del CGM que es la que más nos interesa en este caso. Para cada una de las áreas, se realizaron los análisis dividiendo el período en dos partes: un primer período de 1991 a 1993 y otro de 1994 a 1996 (Figura 1). Esto con el objetivo de analizar variaciones con la entrada en operación de la planta geotérmica, y el

número anual de sismos, y número mensual de sismos, para el período 1991-1996. Hay que tomar en cuenta también que para el período 1991-1993 se utilizó una red analógica portátil compuesta por 4 estaciones MEQ-800 de papel ahumado y lectura manual de registros, mientras que para el período 1994-1996, se tiene una nueva red digital de seis estaciones telemétricas de tres componentes cada una, con una precisión y sensibilidad significativamente mayor (detalles técnicos en Barquero et al., 1994).

RESULTADOS

Como se puede observar en la Tabla 1 y Figura 2 (a y b -gráficos-) a medida que restringimos el área de cobertura, disminuye, como es lógico, la cantidad de eventos anuales. Específicamente para la zona de pozos

(5 km), la sismicidad se reduce considerablemente y el número de eventos por año varía al azar, notándose solamente un incremento en 1995 similar al número registrado en 1993.

Tabla 1: Número anual de sismos para áreas de 10 y 5 km de radio

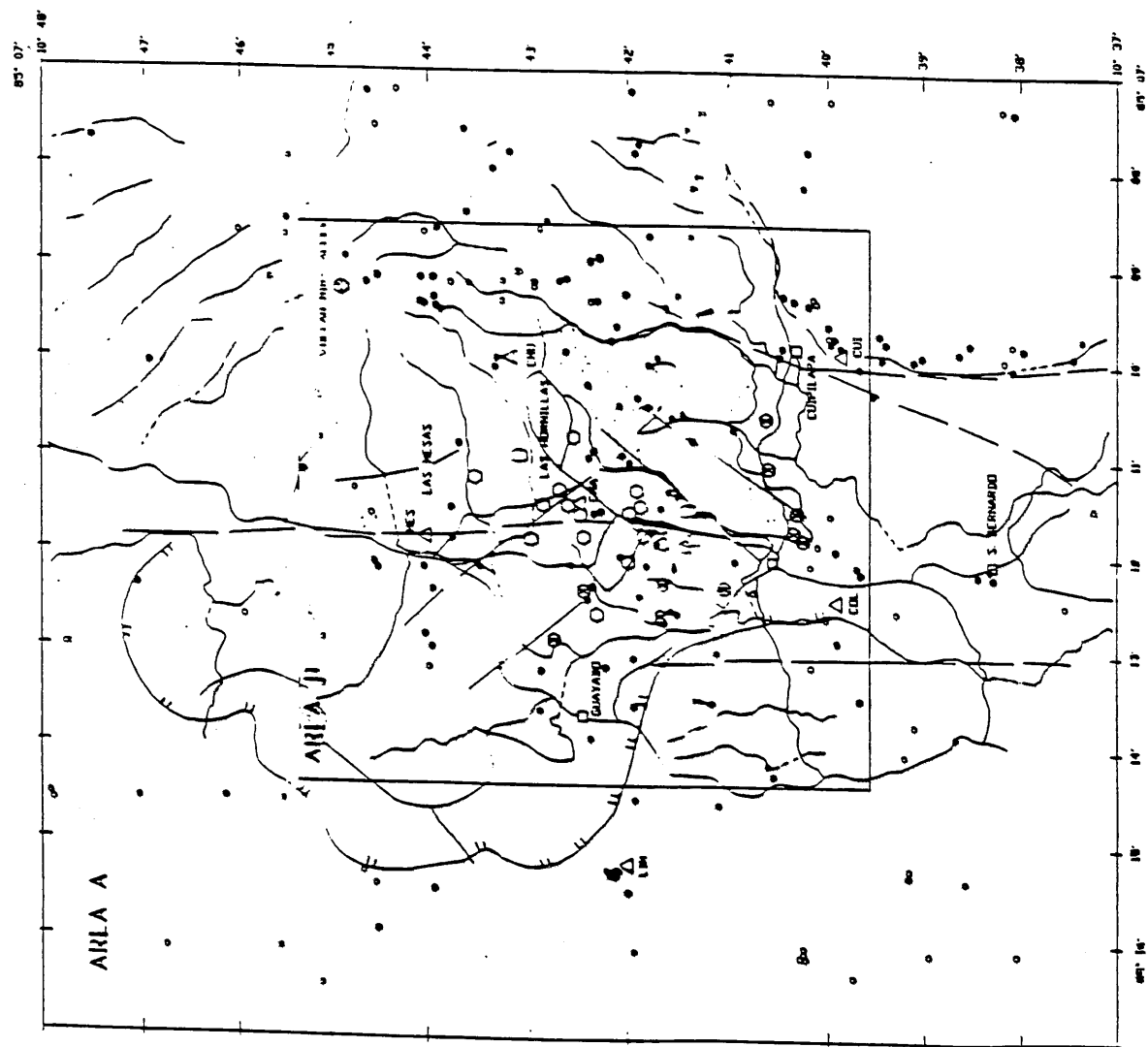
Área	1991	1992	1993	1994	1995	1996
Radio 10 km	30	48	66	55	44	33
Radio 5 km	5	1	21	16	21	12

Comparemos la sismicidad para los períodos 1991-1993 y 1994-1996:

Tabla 2: Sismicidad total períodos 1991-1993 vs 1994-1996

Área	1991-1993	1994-1996
Radio 10 km	144	132
Radio 5 km	27	49

Como podemos observar en la Tabla 2 y Figura 1 (área B), se produce un incremento en el número de eventos dentro del sector de pozos. Esto se podría atribuir a que a partir de 1994 se implementó una nueva red sismológica digital, pero aún haciendo un filtrado por magnitudes (M mayores de 1,2) para eliminar este efecto, aún persiste una diferencia de 12 eventos más en el período 94-96 con respecto al período 1991-1993.



1:10,000

- FALLAS
- RIOS
- CAMINOS
- CRATER VOLCANICO
- LAVADA DE LAVA
- SISMOS 1991 - 1993
- SISMOS 1994 - 1995
- FALLAS EN LOS 90
- FALLAS EN LOS 80
- FALLAS EN LOS 70
- ESTACION SISMOLÓGICA

FECHA	LOCALIDAD	COORDENADAS	PROFUNDIDAD	INTENSIDAD	CLASIFICACION
1991	GUAYARÓ	85° 15' W, 10° 42' N	10 km	2.5	S
1992	GUAYARÓ	85° 15' W, 10° 42' N	10 km	2.5	S
1993	GUAYARÓ	85° 15' W, 10° 42' N	10 km	2.5	S
1994	GUAYARÓ	85° 15' W, 10° 42' N	10 km	2.5	S
1995	GUAYARÓ	85° 15' W, 10° 42' N	10 km	2.5	S

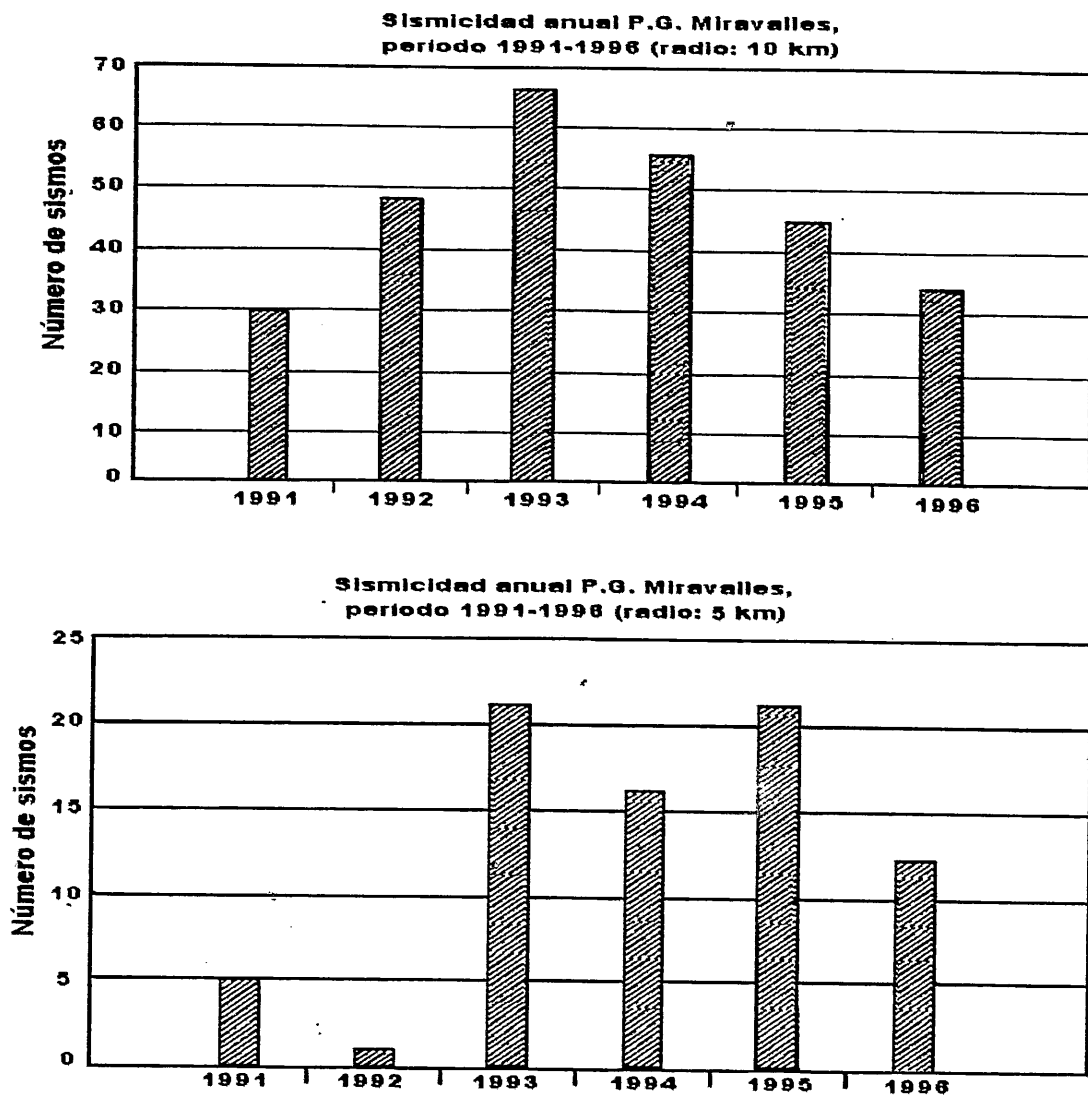


Figura 2: A: Sismicidad anual P.G. Miravalles. Período 1991-1996 (radio 10 km).
B: Sismicidad anual P.G. Miravalles. Período 1991-1996 (radio 5 km).

En esta zona la Oficina de Auscultación de Obras (Cubillo, 1997 a y b) han reportado, con base en datos geodésicos, un posible fenómeno de subsidencia, que abarcaría el sector donde también, hay incremento en la actividad sísmica.

Analizando lo referente a las magnitudes -Tablas 3 y 4- podemos observar que durante todo el período (1991-1996), la mayor parte de los sismos son los de magnitudes entre 1 y 3 siendo la media 1,5. Son relativamente

pocos los eventos con magnitudes menores a 1 y mayores a 3. Se puede notar también que, a partir de 1994, es que se empiezan a registrar magnitudes menores a 1,0, esto tal vez debido a la entrada en operación de la nueva red sismológica digital, ya que anteriormente se utilizaba una red portátil de 4 estaciones analógicas MEQ-800. Sin embargo, para análisis de sismicidad dentro del campo geotérmico, su número no es tan representativo como para influenciar mucho las estadísticas.

Tabla 3: Distribución de magnitudes para área de 10 km

Rango Mag.	1991	1992	1993	1994	1995	1996
0,0 - 0,9	0	3	1	7	0	1
1,0 - 1,9	5	13	28	25	20	13
2,0 - 2,9	12	27	36	23	22	19
3,0 - 3,9	3	5	1	0	2	0

Tabla 4: Distribución de magnitudes para el área de 5 km

Rango Mag.	1991	1992	1993	1994	1995	1996
0,0 - 0,9	0	0	0	1	0	0
0,9 - 1,9	1	1	5	3	10	5
1,9 - 2,9	2	0	15	4	10	13
2,9 - 3,9	0	0	0	0	1	0

CONCLUSIONES

La sismicidad dentro de la zona del P.G. Miravalles es de moderada a baja, durante los seis años que se analizan aquí. Ésta se ha mantenido en niveles de 10 a 15 eventos por mes pero propiamente dentro de la zona de explotación el nivel ha mostrado un ligero incremento a partir de la entrada en operación de la planta geotérmica en

1994, aunque a un nivel no comparable con otros campos geotérmicos del mundo en donde se ha detectado incrementos muy importantes en la sismicidad al iniciarse la producción (Bromley *et al.*, 1987, Eberhart *et al.*, 1984). Hasta el momento, no se ha detectado cambios importantes en la magnitud de los sismos dentro del campo, pues la mayoría de los

eventos son de magnitudes menores a 3,0.

El incremento moderado de sismicidad dentro del campo geotérmico durante el período 1994-1996 respecto a 1991-1993 parece coincidir con la eventual anomalía de deformación (subsistencia) detectada por la Oficina de Auscultación de Obras del ICE. El incremento en la actividad sísmica podría estar asociado a un estado de relajamiento en los esfuerzos tectónicos dentro de esa área, lo que explicaría a su

vez el fenómeno de subsidencia observado. Faltaría explicar la razón del cambio relativamente rápido de las condiciones locales que podría estar relacionado con la explotación del campo geotérmico.

Hasta el presente, el incremento en la sismicidad observado en el campo geotérmico, es muy moderado como para catalogarlo como sismicidad inducida. Sin embargo, es necesario continuar con el monitoreo detallado para observar su evolución en los próximos años.

REFERENCIAS

- Barquero, R., Barrantes, J.M., Boschini, I., Taylor, W., Alvarado, G. & Climent, A. 1994: Nueva red sismológica digital Arenal-Miravalles. -Rev. Tecnología-ICE. DIC. 1994. 13-22.
- Bromley, C.J., Pearson, C.F., Rigor, D.M., PNOC-EDC. 1987. Microearthquakes at the Puhagan Geothermal Field- A case of induced seismicity. -J. Volc. and Geoth. Res., 31:293-311.
- Cubillo, H. 1997a. Informe auscultación geodésica Proyecto Geotérmico Miravalles. -Inf. interno ICE, mayo de 1997. Depto. Topografía, Ofic. Auscultación de Obras.
- Cubillo, H. 1997b: Informe auscultación geodésica Proyecto Geotérmico Miravalles. Inf. Interno ICE. Noviembre de 1997. Dpto. Topografía, Ofic. Auscultación de Obras.
- Eberhart-Phillips, D. & Oppenheimer, D.H. 1984. Induced seismicity in the Geysers Geothermal area, California. -J. Geophys. Res. Vol., 89, B2:1191-1207.

Boletín OSIVAM	1996	Año 9, No. 17 - 18	11 - 18	San José, Costa Rica, julio de 1998
----------------	------	--------------------	---------	-------------------------------------

SÍNTESIS DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN ARENAL, AÑO 1996

SINTHESIS OF ARENAL VOLCANO ACTIVITY, YEAR 1996

Gerardo J. Soto & J. Francisco Arias

Oficina de Sismología y Vulcanología, y Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032-1000 San José, Costa Rica.

Soto, G. & Arias, F., 1998. Síntesis de la actividad del volcán Arenal, año 1996. -Boletín OSIVAM, 9 (17-18): 11-18, 1996; San José.

RESUMEN

Durante 1996 el Arenal mostró una actividad que le ha sido característica por varios lustros: exhalativa, estromboliana y efusiva de lavas blocosas. Hubo además derrumbes de los frentes de lavas, que causaron flujos calientes, y pequeños flujos piroclásticos por colapso de las columnas eruptivas. Se cuantifican además los eventos colaterales de caída de cenizas y la actividad sismovolcánica. No se registraron cambios significativos ni en la acidez ni en la temperatura de los manantiales calientes y fríos alrededor del volcán, durante los muestreos mensuales en el año. Tampoco se registraron cambios en las emisiones de radón medidas en el flanco noreste del edificio volcánico.

SUMMARY

Fumarolic exhalations in the summit, strombolian and effusive activity continued through the year, completing 28 years of continuity.

The lava flowing down on the western slope since May 1995, ceased in early January (8 months of activity), with its last active lobe stopping at 850 m a.s.l. A new lava flow started flowing down on WNW slope in late January, continued until mid April and reached around 1000 m a.s.l. Another lava started flowing down on the northern flank in mid March, at first as isolated blocks (destroying the forest on the slope down to 1150 m a.s.l.), then forming an attached lava body to older cone D, and then, bending northward. This lava went over a very steep flank, channeled down on a stream directly toward Laguna Cedeño. It reached 740 m altitude on 17 June and stopped 600 m away from the little lake. Total length was around 2 km. A new lobe of the flow developed in early June immediately westward, parallel to the main lobe, and reached around 800 m altitude in mid August. Incandescent rolling blocks on the steep flank eastward from the lobes reached down to 950 m and had burned wide parts of the humid forest between June and August, not causing fires. Several rolling blocks on the SSW side of the volcano made pyroclastic avalanches, constructing a block apron in such area. A third lobe developed in September (running just westward edge of previous lobes) that reached 900 m altitude by early October. No further big changes occurred until December. The estimated volume of lava emitted along 1996 reached $9.5 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Explosive activity remained with mild explosions and some strong ones, separated by intervals of about 10 to 60 minutes each other, venting mainly from a spot on southern quadrant of the crater, ejecting blocks ~1 km high and ash plumes reaching little less than 2 km height. The intracrater lava pool was glowing during night with a cyclic pattern, due to internal convection (one strong glow event every 39 ± 22 s in January) before being disrupted by explosion events. Just at the vent of the northern lava flow, an almost continuous pyroclastic fountain had formed a small spatter cone (some 30 m high) in June, ejecting some tens of meters high, opened in a horseshoe shape toward the flow. The spatter cone disappeared by August. During August and September, there were witnessed some small pyroclastic flows occurring by column collapse.

No sharp changes occurred in temperature or acidity in cold and hot springs around the volcano; neither in radon emission as measured on the NE flank of the volcano.

The mainly sulfurous and chlorine gases evacuated by volcano were blown down by predominant eastern winds, producing acid rains. During October, however, the wind coming from the Pacific was intense, and then most gases and ashes took their way on the northeastern flank of Arenal, causing decoloration of leafage. La Fortuna, some 7 km eastward of volcano, received some slight ash falls and strong sonic waves from explosions, due to same cause.

Collected ash on the west flank documents indirectly the size of explosions along the year. Total recorded seismicity as daily amount of events and average of daily hour-tremor per month is shown in Table 1. Some isolated tectonic (A-type?) quakes were recorded in September.

ACTIVIDAD EXHALATIVA

El área principal de esta actividad se focalizó en la zona cuspidal de los cráteres C y D y su periferia común, de donde se exhalan gases sulfurados, clorurados y vapor de agua. El viento predominante, con su bisectriz dirigida hacia el WSW, orientó los gases hacia el flanco occidental del volcán, y produjo lluvia ácida, que se circunscribió a los primeros 3 km.

Durante octubre, los vientos procedentes del Pacífico fueron bastante intensos, por lo que empujaron los gases y las cenizas hacia el lado nororiental del volcán, y provocaron decoloración foliar del bosque. Asimismo, cayó ceniza de forma leve en La Fortuna, a unos 7 km al este del cráter activo.

ACTIVIDAD EXPLOSIVA

Prevalecieron las explosiones estrombolianas moderadas, separadas por intervalos de entre 10 y 60 minutos, y algunas fuertes con penachos de ceniza de poco menos de 2 km de altura sobre el cráter, acompañadas por

desgasificaciones menores y eventos de salida súbita de gases, o bien emisiones de cenizas sin onda sonora (eventos "mudos"). La mayoría de las explosiones ocurrieron en un punto del cuadrante sur del cráter y llegaron a eruptrar bloques

que alcanzaron hasta 1 km de altura. El lago de lava intracrático fue observado produciendo intensos destellos cíclicos durante la noche, debido a convección térmica interna (un destello intenso cada 39 ± 22 s., en enero), antes de ser perturbado por explosiones.

En el punto de emisión de la lava que fluyó hacia el norte, se instaló una fuente piroclástica casi continua (Figura 1), que formó un cono de escorias de unos 30 m de altura, abierto en forma de

herradura hacia el flujo de lava, y que estuvo activo entre junio y agosto. En agosto y setiembre se observaron pequeños flujos piroclásticos producidos por el colapso de columnas explosivas (Figura 2). Con base en la cantidad de ceniza caída y en el tamaño de grano en el flanco oeste (Tabla 1), podemos inferir que la mayor actividad explosiva ocurrió entre mayo y junio, y el descenso desde octubre se ve influenciado por los cambios en la dirección del viento.

Tabla 1: Ceniza recolectada 1,8 km al oeste del cráter activo y sismicidad registrada en la estación Fortuna (3,5 km al este del cráter activo) durante 1996

Mes	Cenizas			Sismicidad	
	g/m ² /día	% $\geq 300 \mu$	% $< 300 \mu$	Eventos/día	Tremor/día (horas)
Enero	32,9	50	50	44	4,25
Febrero	32,9	50	50	ND	ND
Marzo	41,3	49,9	50,1	47	5,61
Abril	45,4	53,1	46,9	63	7,83
Mayo	52,6	43,5	56,5	68	7,84
Junio	51,3	37,7	62,3	79	8,27
Julio	35,2	54,6	45,4	67	5,94
Agosto	47,7	43,4	56,6	65	6,64
Setiembre	41,7	31,8	68,2	86	4,78
Octubre	28,9	38,4	61,6	61	9,69
Noviembre	26,9	52,5	47,5	71	11,3
Diciembre	25,8	49	51	88	7,6

ND: Datos no disponibles.

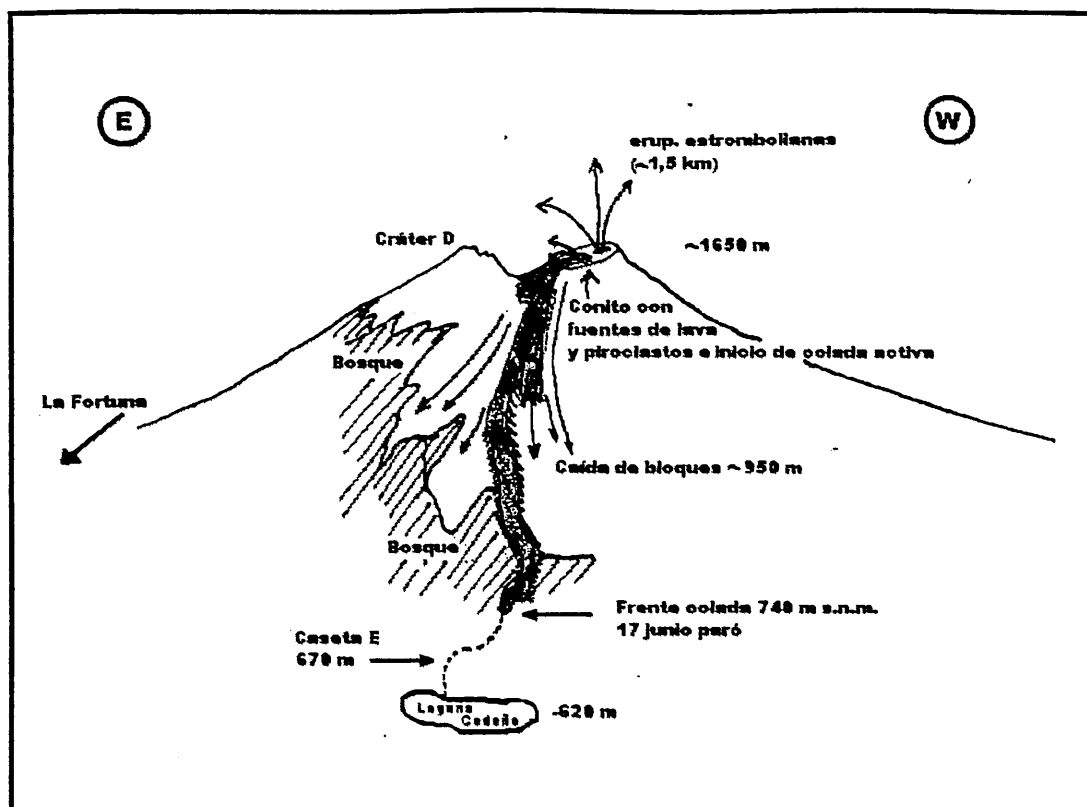


Figura 1: Volcán Arenal, vista oblicua desde el norte, mediados de enero de 1996.

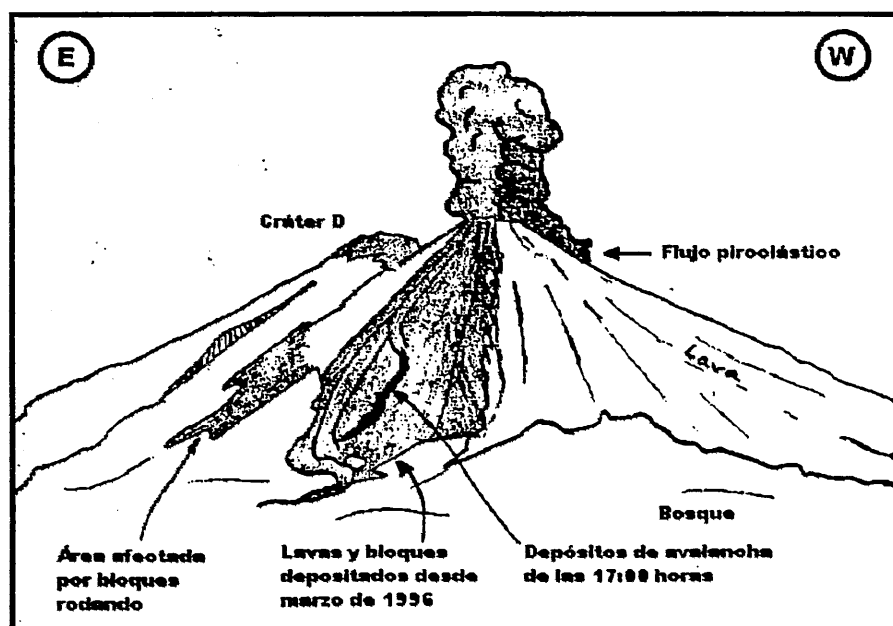


Figura 2: Flujo piroclástico del 29 de setiembre (17:20 horas), con base en una fotografía de "Koki" Aragón.

ACTIVIDAD EFUSIVA

La colada de lava activa desde mayo de 1995 (ver Soto, 1997), hacia el flanco oeste, cesó a principios de enero (8 meses de actividad, Figura 3), con su frente en los 850 m s.n.m. Una nueva colada empezó a fluir a finales de enero hacia la cara WNW del volcán, y se detuvo a mediados de abril (3 meses de actividad), cerca de los 1000 m s.n.m. Otra colada se inició a mediados de marzo, dirigida hacia la pendiente norte del edificio. Al principio, bloques aislados se desprendieron por la fuerte pendiente y alcanzaron a quemar el bosque en ese lado, hasta ~1150 m s.n.m., luego formó un parche de lava adherido al cono D, y finalmente dobló hacia el norte franco. Este primer lóbulo alcanzó los 740 m s.n.m. el 17 de junio, a sólo 600 m de la Laguna Cedeño (un importante centro turístico), con una longitud de 2 km. A

principios de junio se desarrolló un segundo lóbulo de esta colada, que alcanzó los 800 m s.n.m. en agosto. El tercer lóbulo se inició en setiembre, encaminado hacia el oeste de los dos anteriores, y alcanzó los 850 m s.n.m. a fines de año, cuando la alimentación era muy tenue. Paralelo a estas efusiones lávicas, y debido a la fuerte pendiente, numerosos bloques rodaron aisladamente o en forma de avalanchas, y formaron un amplio abanico de bloques al pie de las coladas, y hacia el este de ellas, en donde quemaron parte del bosque húmedo hasta los ~900 m s.n.m. No hubo sin embargo, reales incendios forestales. El volumen de lava emitido durante el año se calcula en $9,5 \times 10^8 \text{ m}^3$ (los cálculos incluyen $\pm 20\%$), muy similar al del último lustro (ver Tabla 2).

Tabla 2: Volumen de lava emitida por el volcán Arenal, período 1992-96

Año	Volumen (10^8 m^3)	Tasa de efusión (m^3/s)
1992	7,8*	0,25
1993	11,1	0,35
1994	12,3	0,39
1995	9	0,29
1996	9,5	0,3
Total 1992-96	49,7	0,32

* En Soto (1997) erróneamente fue consignado el dato de $15 \times 10^8 \text{ m}^3$.

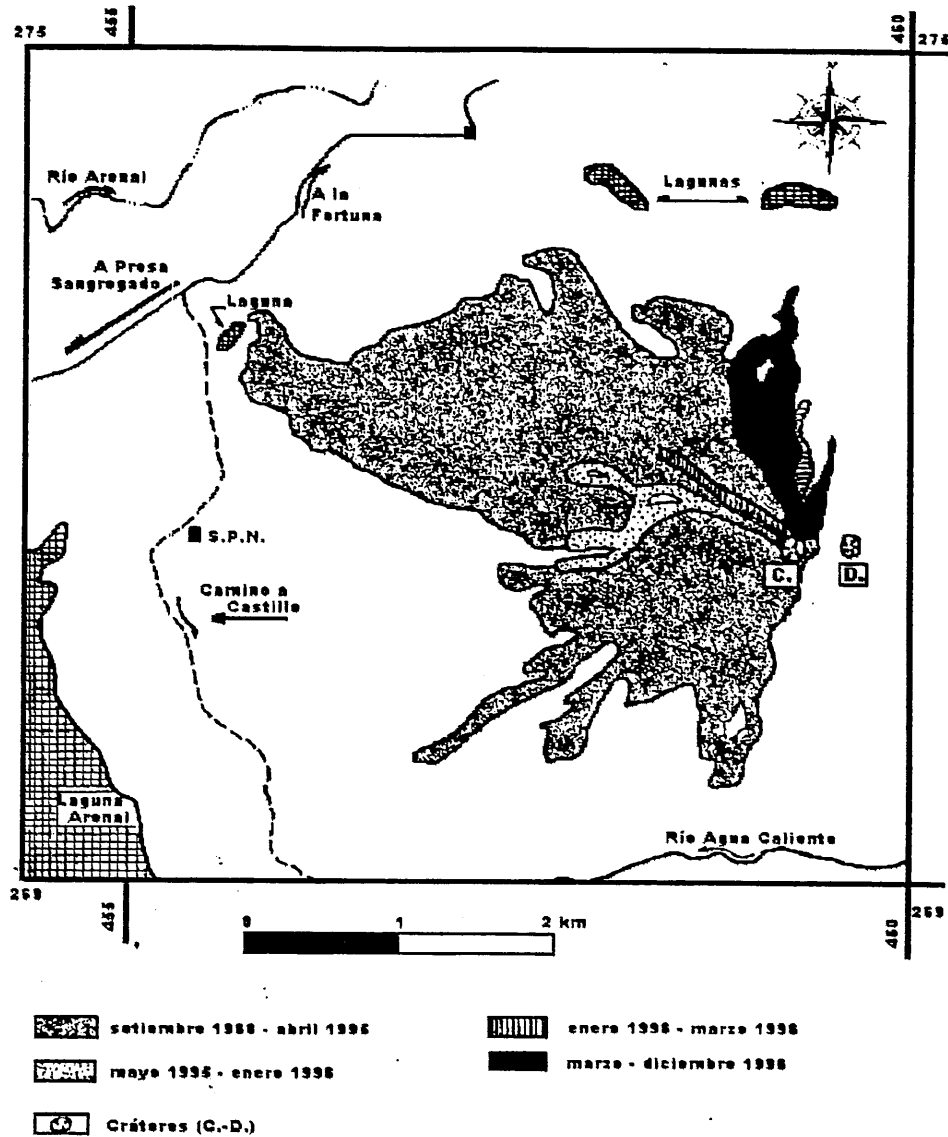


Figura 3: Coladas de lava volcán Arenal.

ACTIVIDAD SISMOVOLCÁNICA

La actividad sismovolcánica se registra y cuenta en la estación Fortuna, localizada 3,5 km al este del cráter activo. Se caracterizó principalmente por eventos explosivos, sismos de baja frecuencia y tremores. En setiembre se registraron, aislados temporalmente, algunos sismos similares a los de tipo A.

En la Tabla 1 se consignan el número promedio diario mensual de los eventos explosivos y de baja frecuencia en conjunto, así como el promedio de horas diarias de tremor registradas por mes. Como se ve en la Tabla 3, la cantidad de sismos registrados durante el año es ostensiblemente superior a la de los años precedentes.

Tabla 3: Sismicidad diaria promedio por año registrada en la estación Fortuna, Volcán Arenal, 1992-1996

Año	Promedio diario de sismos	Promedio de horas diarias de tremor
1992	21	ND
1993	25	ND
1994	60	2
1995	48	5,6
1996	67	7,2
Promedio 1992-96	44	4,9

CONCLUSIONES

Durante 1996 el Arenal tuvo su actividad característica de los últimos lustros: exhalativa, estromboliana y efusiva de lavas blocosas, la cual cumplió veintiocho años el 29 de julio. Hubo además avalanchas calientes desde los frentes de lavas, y pequeños flujos piroclásticos por colapso de las columnas eruptivas, en agosto y setiembre.

El área principal de la actividad fumarólica se focalizó en la zona cuspidal de los cráteres C y D y su periferia. El viento predominante hacia el WSW

orientó los gases hacia el flanco occidental del volcán, excepto en octubre debido a intensos vientos del Pacífico, que provocaron que cayera ceniza de forma leve en La Fortuna, a unos 7 km al este del cráter activo.

Prevalecieron las explosiones estrombolianas moderadas separadas por intervalos de entre 10 y 60 minutos, y algunas fuertes, con penachos de ceniza de poco menos de 2 km de altura sobre el cráter. El lago de lava intracrático permaneció activo durante el año. En el punto de emisión de la lava que fluyó

hacia el norte, se instaló una fuente piroclástica, que formó un cono de escorias de unos 30 m de altura, y que estuvo activo entre junio y agosto.

La colada de lava activa desde mayo de 1995, hacia el flanco oeste, cesó a principios de enero. Una nueva colada empezó a fluir a finales de enero hacia la cara WNW del volcán, y se detuvo a mediados de abril. Otra colada se inició a mediados de marzo, dirigida hacia la pendiente norte del edificio. Su primer lóbulo alcanzó los 740 m s.n.m., a sólo 600 m de la Laguna Cedeño y con

una longitud de 2 km. El segundo lóbulo alcanzó los 800 m s.n.m., y un tercero alcanzó los 850 m s.n.m. a fines de año, cuando la alimentación era muy tenue. El volumen de lava emitido durante el año se calcula en $9,5 \times 10^6 \text{ m}^3$, muy similar al del último lustro.

La actividad sismovolcánica se caracterizó por eventos explosivos, sismos de baja frecuencia y tremores. En setiembre se registraron algunos sismos tipo A. La cantidad de sismos registrados durante el año es superior a la de los años precedentes.

REFERENCIAS

Soto, G.J., 1997. La actividad del volcán Arenal durante 1995. -Boletín OSIVAM, 8 (15-16):56-61, 1995; San José.

Boletín OSIVAM	1996	Año 9, No. 17 - 18	19 - 49	San José, Costa Rica, julio 1998
----------------	------	--------------------	---------	----------------------------------

EL REGISTRO ERUPTIVO DEL ARENAL EN EL LAPSO 3000 - 7000 AÑOS ANTES DEL PRESENTE Y NUEVAS DEDUCCIONES SOBRE LA EDAD DEL VOLCÁN

THE ARENAL ERUPTIVE RECORD IN THE LAPSE 3000-7000 YEARS BEFORE PRESENT AND NEW DEDUCTIONS ON THE VOLCANO AGE

Gerardo J. Soto¹, Guillermo E. Alvarado¹ & Marcello Ghigliotti²

¹ Oficina de Sismología y Vulcanología, y Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032-1000 San José, Costa Rica.

² Geotermica Italiana srl, Piazza Bartolo da Sassoferrato 14, 56124 Pisa, Italia.

Soto, G., Alvarado, G. & Ghigliotti M. 1998. El registro eruptivo de Arenal en el lapso 3000-7000 años antes del presente y nuevas deducciones sobre la edad del volcán. -Boletín OSIVAM, 9 (17-18): 19-49, 1996; San José.

RESUMEN

Se muestra la estratigrafía eruptiva del Arenal, entre los 3000 y 7000 años antes del presente. Ocho niveles de tefras han sido nominados ET-10 hasta ET-16, y "Secuencia freatomagmática basal" (SFB) al más antiguo. Entre estas erupciones, posiblemente subplinianas, ocurrieron otros eventos explosivos menores, con eyección de bloques balísticos circunscritos a las áreas proximales (≤ 5 km). Se observaron depósitos de flujos y oleadas piroclásticas asociados con dos erupciones, restringidos también a las partes proximales del volcán.

Las isopacas aproximadas de los depósitos de caída, demuestran que los depósitos provienen de columnas piroclásticas originadas en el Arenal, cuyas elipses orientan sus ejes de dispersión hacia el W-WSW, el mismo patrón de los últimos tres milenios.

Se calibraron las edades de radiocarbono obtenidas previamente en tefras del Arenal y Chato: ET-9 se ajusta a ~3210 años a.P.; la última erupción del Chato ocurrió en el año 3720 ± 150 a.P.; ET-10 y ET-11 sucedieron en el lapso entre esas dos erupciones; y la SFB ocurrió en el año 7010 ± 150 a.P. Las otras cinco erupciones, ET-12 a ET-16 tuvieron lugar en el lapso de 3300 años que separa la última del Chato de la SFB, para un promedio de una erupción cada 550 años.

La secuencia de tefras pre ET-9 (edad 3210 a.P. - 7010 a.P.) no tiene suelos negros, mientras que la posterior (3200 a.P. - presente) sí. Se presume que es una consecuencia de haber ocurrido cambios climáticos regionales de un ambiente seco a uno lluvioso tropical hacia los 3000 años a.P. Aparte del posible cambio climático, no se suscita ninguna otra novedad en la explosividad, las fases efusivas o el régimen constructivo del volcán entre ET-9 y ET-10. Como las tefras del Arenal sobreyacen a tobas regionales que tienen una edad $\geq 20\,000$ años, ésta sería la edad máxima del Arenal, aunque sabemos que sus depósitos más antiguos conocidos son de 7000 años.

ABSTRACT

It is shown the eruptive stratigraphy of Arenal, between 3000 and 7000 years before present. Eight tephra levels have been called ET-10 to ET-16, and "Basal Phreatomagmatic Sequence" (SFB) the oldest one. In between these eruptions -possibly subplinian- other minor explosive events occurred, ejecting ballistic blocks restricted to proximal areas. Pyroclastic flow and surge deposits associated to two eruptions were observed also in proximal sites of the volcano.

The approximate isopachs of fall deposits, demonstrate that they come from pyroclastic columns originated at Arenal, whose ellipses' axes are oriented toward W-WSW, the same pattern for the last three millenia.

Radiocarbon dates previously obtained from Arenal and Chato were calibrated: ET-9 adjusts to ~3210 B.P.; Chato's last eruption occurred 3720 ± 150 B.P.; ET-10 and ET-11 occurred in between these two eruptions, and SFB, 7010 ± 150 B.P. The other five eruptions ET-12 to ET-16 took place in the time interval of 3300 years that separates Chato's last one and SFB, for an average of one eruption every 550 years.

Tephra sequence before ET-9 does not show any dark soil, meanwhile younger tephra set does, presumably because regional climate changes, from a dry environment to a rainy tropical one, about 3000 years ago. Besides this possible climate change, there is no other break in the explosivity, effusion or construction of the volcano between ET-9 and ET-10. Because Arenal's tephtras overlay regional distributed tuffs $\geq 20\ 000$ years old, this age would be the maximum expected age of Arenal, even we emphasize that his oldest known deposits are 7010 ± 150 years old.

INTRODUCCIÓN

Durante el transcurso de estudios estratigráficos del Arenal entre 1990 y 1992, se determinó exhaustivamente la estratigrafía de las tefras de los últimos tres milenios del volcán, se mapeó la distribución de todos los niveles de caída y se aclaró su posición estratigráfica y tempoeruptiva (véase Ghigliotti *et al.*, 1991, 1992), en ampliación del trabajo previo de Melson (1982). Hasta esas fechas, se había considerado convencionalmente, que el nivel de tefras llamado ET-9, subyacente por un paleosuelo húmico oscuro, de distribución regional, era la base de la secuencia eruptiva del Arenal. No

obstante, con las nuevas investigaciones quedó claro que habían varios niveles de tefras más antiguas, los cuales podían ser observados en muy pocos cortes, que en ese momento pudieron ser descritos, mas no estudiados en detalle. Como hipótesis, se especuló que la secuencia bajo ET-9 correspondiera con erupciones del volcán Chato (según Borgia *et al.* 1988), en tanto que su última erupción sucedió 3500 ± 100 años antes del presente (Antes del presente se abreviará en adelante como 'a.P.', y el punto de partida hacia el pasado se ubica en el año 1950).

El suelo negro ampliamente distribuido en toda la zona alrededor del volcán, en conjunto con el paquete sobreyacente de tefras del nivel ET-9, representa un buen nivel guía para la correlación estratigráfica. La edad del suelo negro fue discutida por Ghigliotti *et al.* (1992) en ~3000 a.P. Aunque la presencia de este suelo negro no necesariamente representa un hiato eruptivo prolongado -como se discutirá después-, sí separa la historia del Arenal de los últimos 3000 años, y su secuencia previa. Durante 1994-95 estudiamos en detalle este último conjunto tefroestratigráfico, cuyos resultados se presentan en este trabajo, y sus objetivos fundamentales fueron aclarar si son depósitos del Chato o del Arenal, su edad, su distribución geográfica y la estratigrafía en detalle. El problema con tales depósitos es que se encuentran cubiertos por la secuencia piroclástica más reciente, que los sobreyace con varios metros de espesor en las áreas proximales, donde no es fácil llegar hasta

ellos por la profundidad en que se hallan. Asimismo, en los cortes distales, debido a su edad, se encuentran erosionados, bioturbados o mezclados con el sustrato, de modo que no es posible distinguirlos o discriminarlos con suficiente precisión para su estudio. De los 78 cortes analizados durante la anterior campaña estratigráfica, 3 fueron reanalizados con resultados positivos, así como 4 nuevas secciones nos dieron datos útiles para la correlación, todos ellos en áreas proximales a menos de 10 km del volcán (Tabla 1, Figura 1). Una última sección fue estudiada en un corte hecho para paliar un deslizamiento cerca del estribo derecho de la Presa de Sangregado, en el segundo semestre de 1997. Se encuentra en una pequeña colina con pendiente, en donde además han habido deslizamientos en los últimos milenios, y que, aunque nos ha servido para confirmar la secuencia bajo ET-9, nos presenta espesores posiblemente erosionados y algo retrabajados, por lo que no se utiliza para las isopacas.

Tabla 1: Ubicación de los cortes estudiados.

Corte N°	Nombre ◇	Coord. N	Coord. E	Altura*	Distancia**
35	Salida Túnel Fortuna	267,6	460	780	3,9 al S
45	Quebrada Maravilla	271,8	449,4	550	10,1 al W
61	El Castillo	267,5	454	610	6,8 al SW
79	Corte de los Gringos	272,2	454	600	5,5 al W
80	Sitio Jardín de Chinas	273,8	456,1	520	4,1 al NW
82	Chato 1	268	462,1	680	4,3 al SE
83	Chato 2	268,1	462,3	620	4,4 al SE

◇ Los nombres no son oficiales del mapa, sino el producto de nuestro bautizo, que siempre resultó ser más adecuado en nuestras mentes que simples números. Los sitios 'de los gringos' y 'jardín de chinas' se llamaron así el primero, por haber sido visitado por una geocaravana de estadounidenses de la Universidad de Princeton, en enero de 1987, y el segundo porque está tapizado profusamente por plantas con flores conocidas como chinas. Los otros, encontrará fácilmente el lector su afinidad con sitios geográficos en las hojas Tilarán y Fortuna (Instituto Geográfico Nacional, escala 1:50 000). * m s.n.m.; ** al volcán (km).

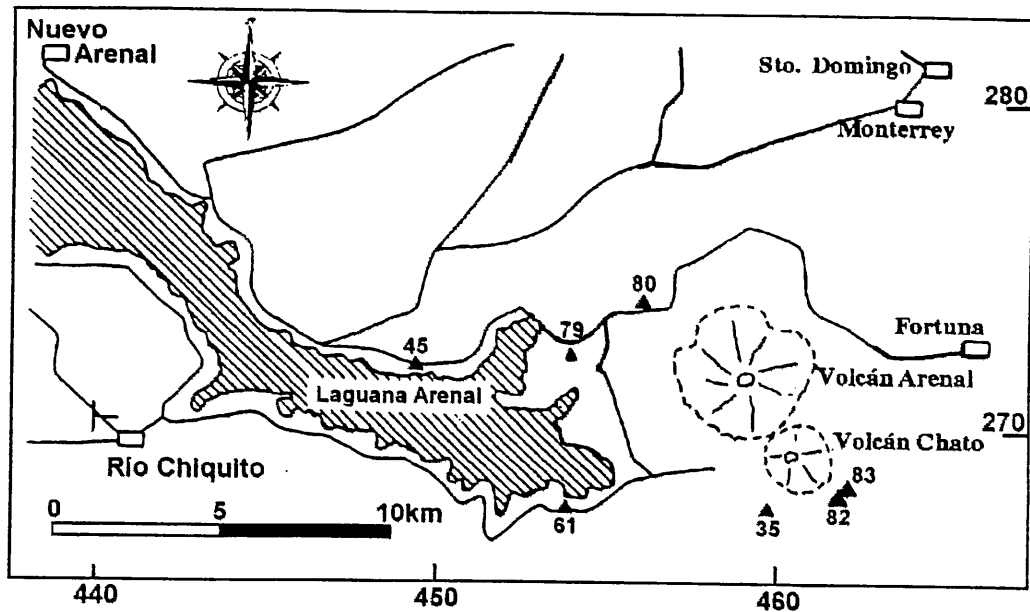


Figura 1: Ubicación de los sitios estudiados.

Durante el presente estudio estratigráfico se reconocieron seis niveles de tefras bien correlacionables en varios sectores del volcán, aunque ninguno en secuencias distales. Otros varios niveles proximales fueron reconocidos entre ellos, sin una posible correlación, y dos niveles más, subyacentes a toda la secuencia, fueron encontrados y descritos en uno de los cortes más proximales (el 80). Desgraciadamente, no se encuentran

horizontes de suelos con suficiente materia orgánica, ni material carbonizado entre las tefras -con excepción del nivel más antiguo reconocido- para ser datados con radiocarbón, de modo que se tenga un control cruzado de la secuencia cronológica más antigua que ET-9. Por otra parte, se tomaron muestras de seis niveles y de bombas balísticas, y se les realizó análisis químico (M. Carr, com. escrita, 1997).

LA SECUENCIA DE TEFRAS BAJO ET-9

Los nuevos niveles encontrados y descritos han sido nominados siguiendo el orden de la secuencia que fuera usada por Melson (1982) y modificada por Ghigliotti *et al.* (1992) hasta ET-9, de modo que los hemos llamado ET-10

hasta ET-16. El detalle de las columnas estratigráficas se da en las figuras 2 a 8, que ilustran en su orden los cortes de la Tabla 1. Además, la Figura 9 da la correlación estratigráfica de los diferentes niveles.

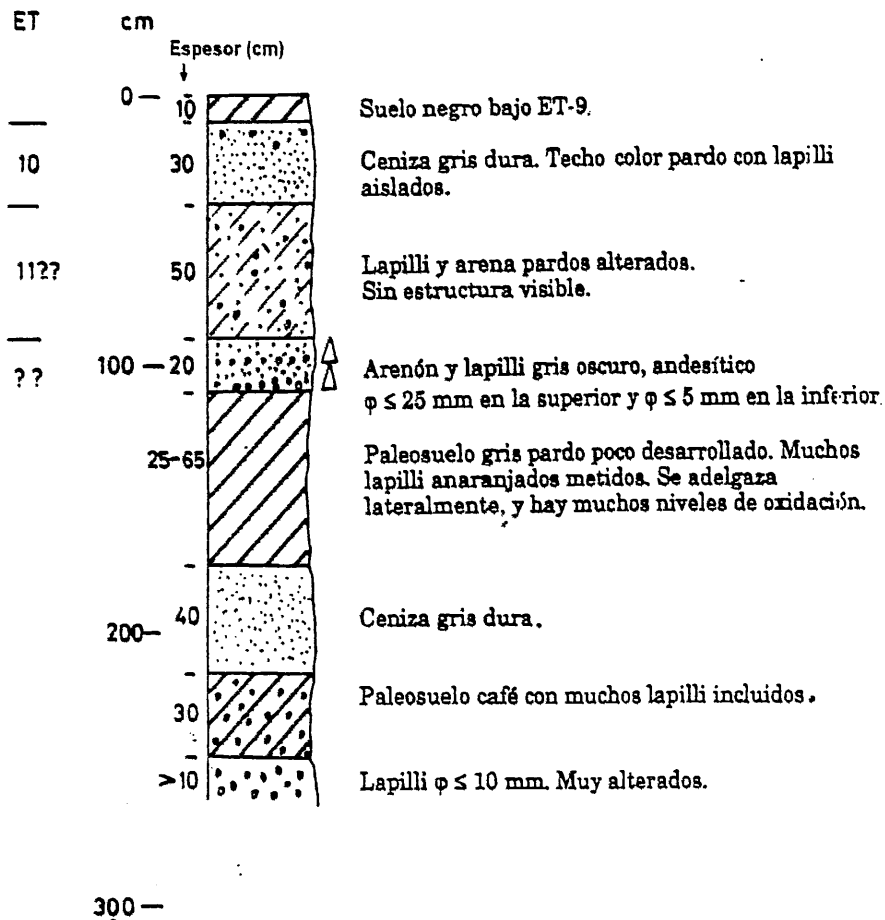


Figura 2: Columna estratigráfica del corte 35, Salida Túnel Fortuna.

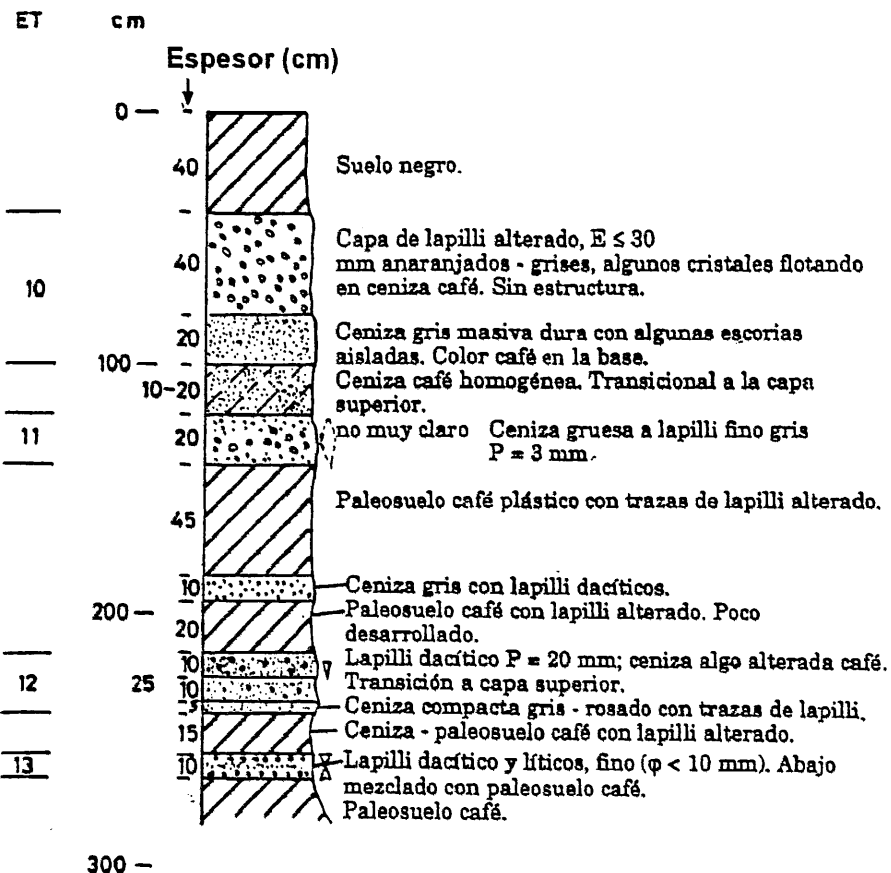


Figura 3: Columna estratigráfica del corte 45, Quebrada Maravilla.

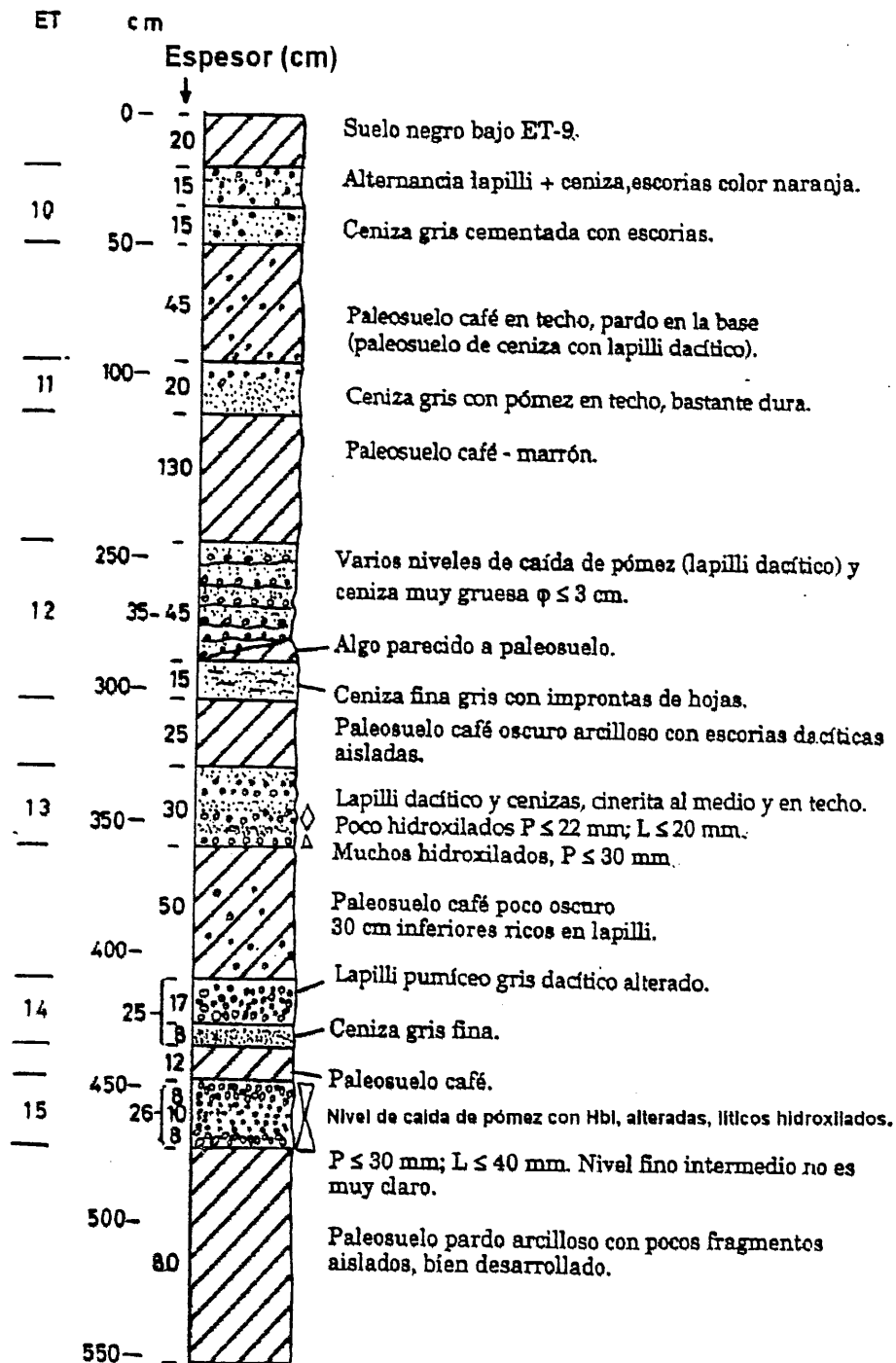


Figura 4: Columna estratigráfica del corte 61, El Castillo.

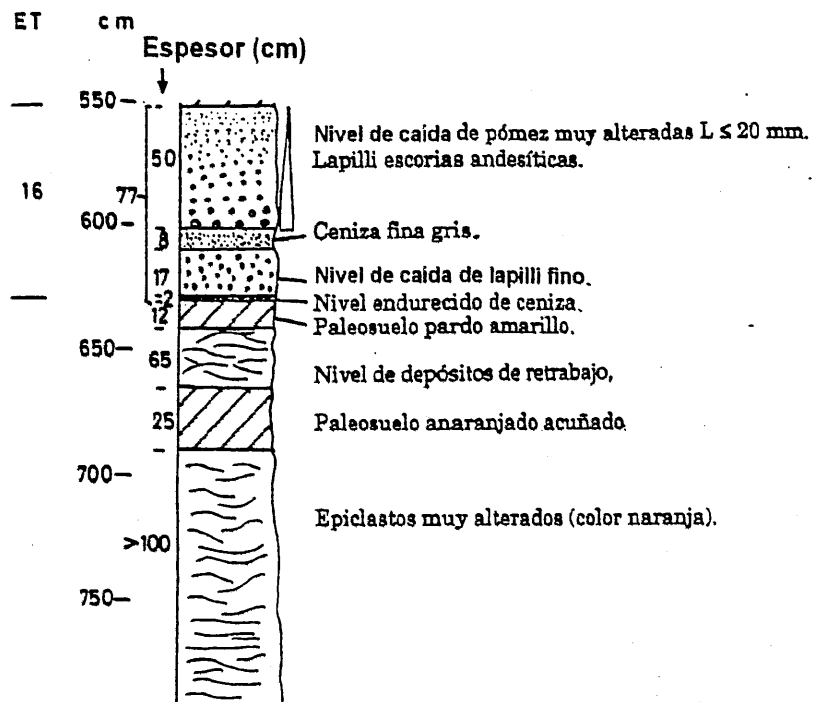


Figura.4: Continuación.

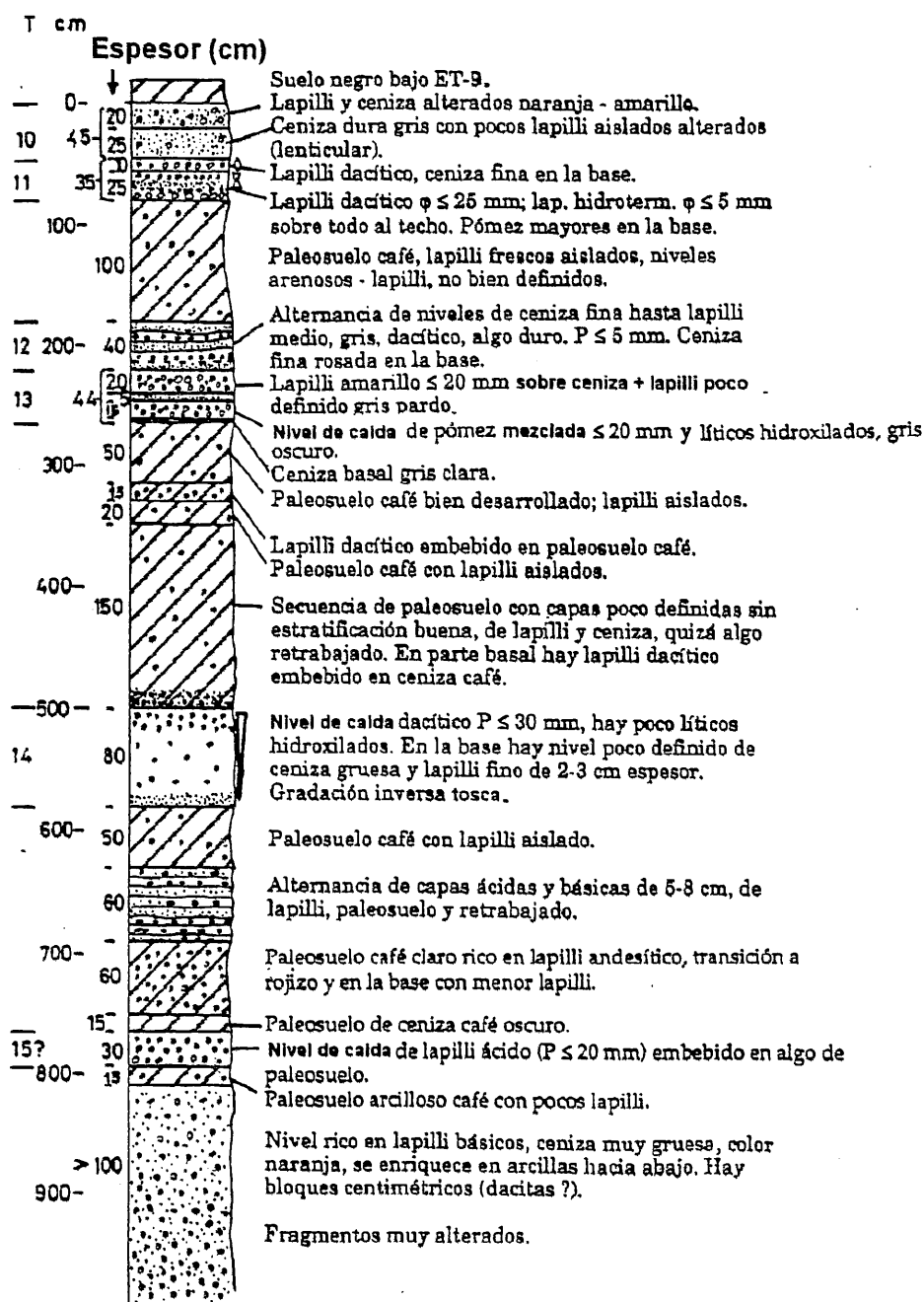


Figura 5: Columna estratigráfica del corte 79, Los Gringos.

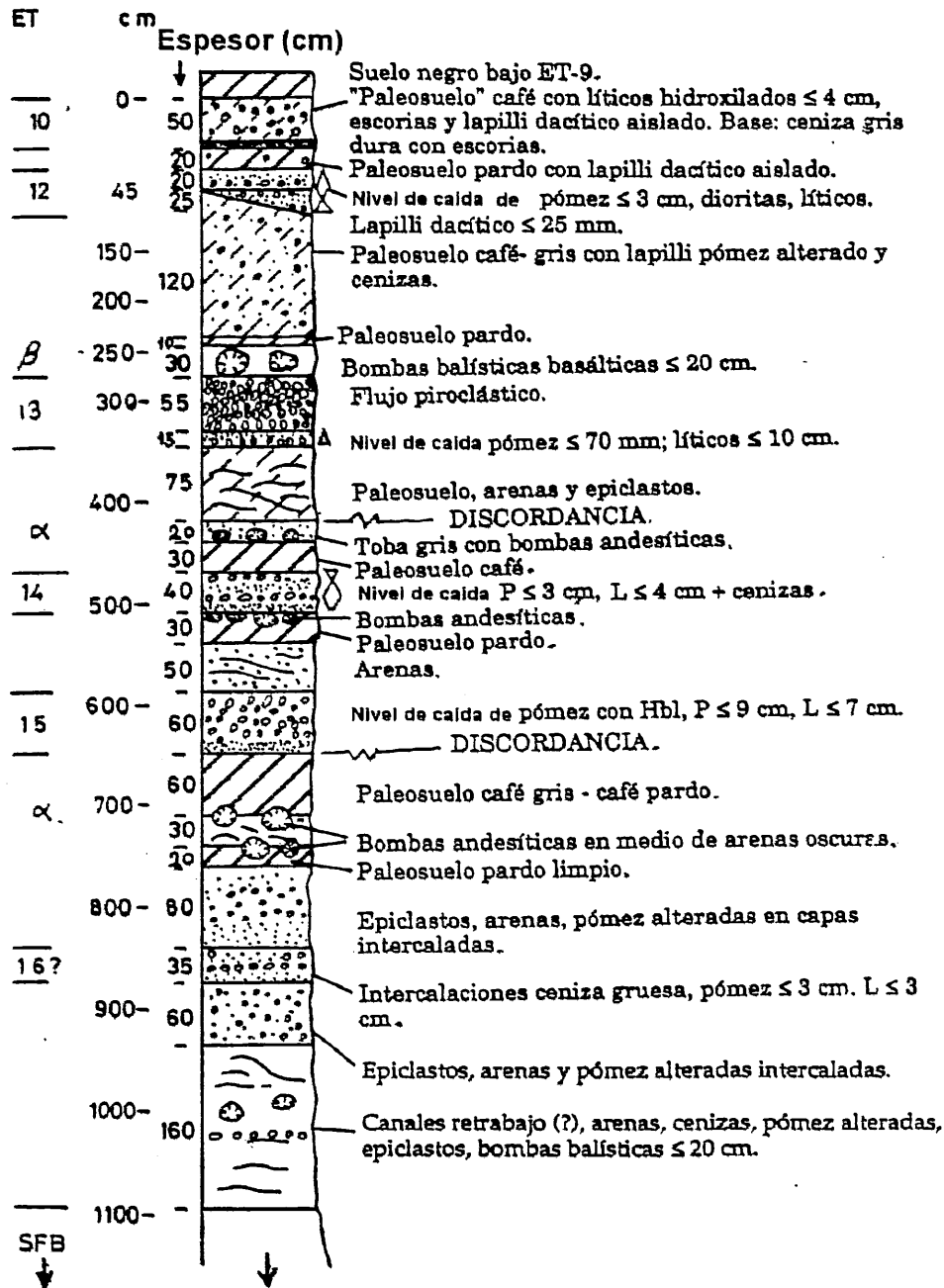


Figura 6: Columna estratigráfica del corte 80, Sitio Jardín de Chinas.

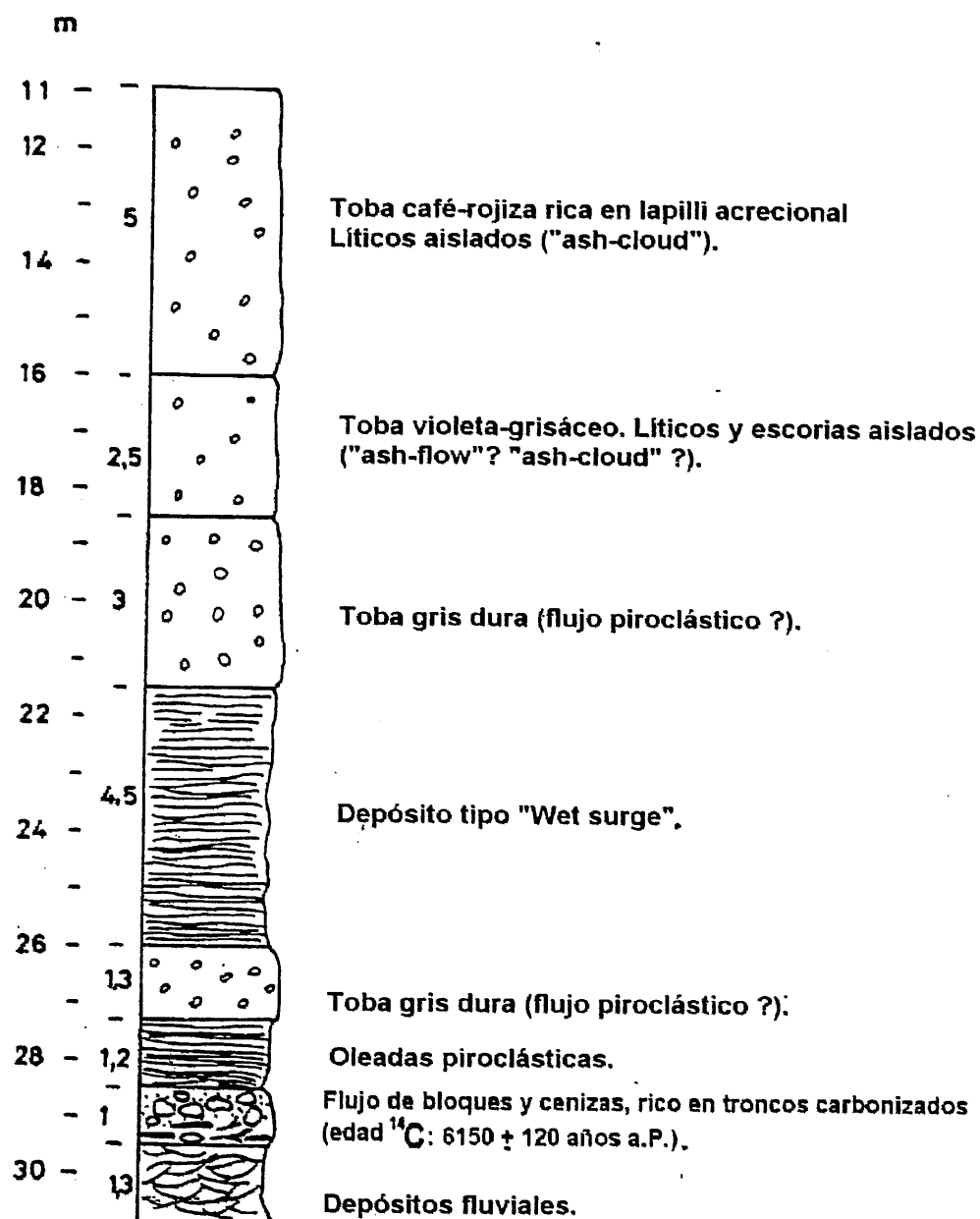


Figura 6: Continuación.

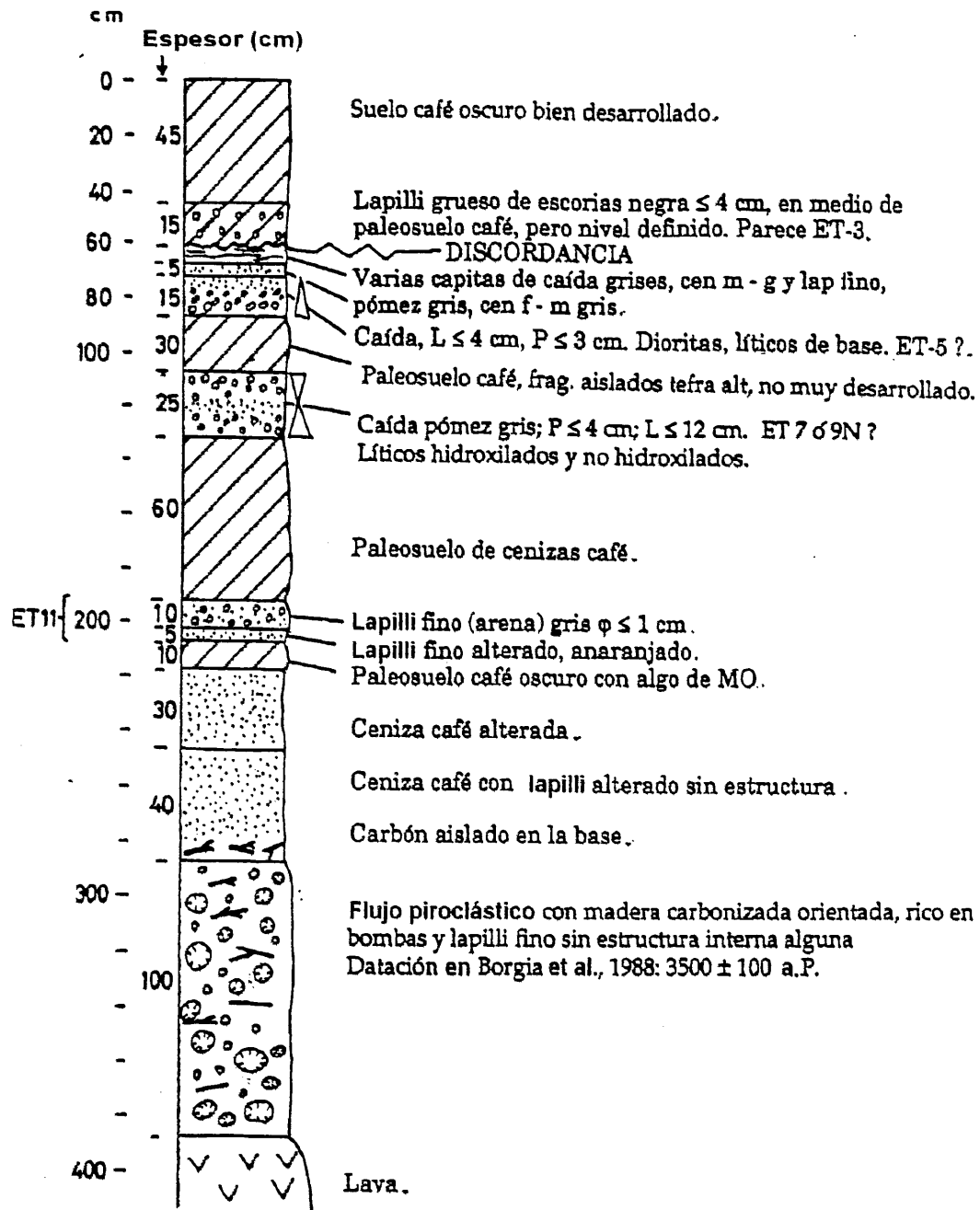


Figura 7: Columna estratigráfica del corte 82, SE Chato.

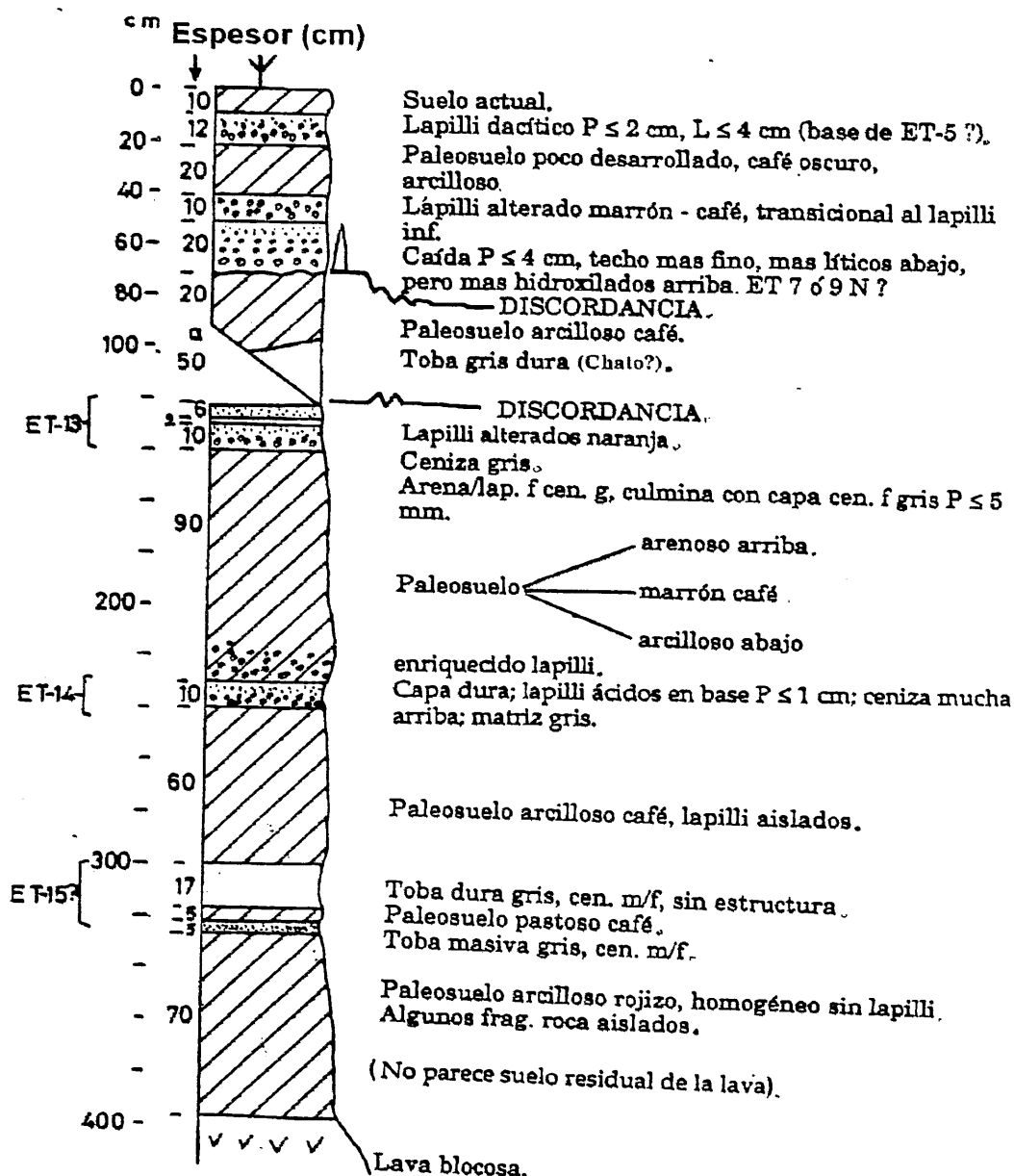


Figura 8: Columna estratigráfica del corte 83, SE Chato.

Nivel ET-10. Parece estar bien distribuido alrededor del volcán, pues ha sido bien identificado en los cortes 35, 45, 61, 79 y 80. Por debajo del suelo negro que subyace a ET-9, aparece como una alternancia de lapilli y cenizas escoriáceas, alteradas a un color naranja a amarillento, subyacente por una ceniza gris cementada, con escorias aisladas. La subyace un suelo pardo no muy bien desarrollado, que incluso no aparece en el corte 79.

Nivel ET-11. Lo hemos correlacionado en los cortes 45, 61, 79 y 82. Bajo el suelo pardo que infrayace a ET-10, consiste de ceniza a lapilli grises fenodacíticos. El análisis químico muestra una andesita ácida ($\text{SiO}_2=58,94\%$). En los cortes 79 y 82 se distinguen al menos dos horizontes, cuya granulometría y espesor no concuerdan entre sí en ambos cortes, pero que nos indican al menos dos fases durante la erupción. Lo subyace un suelo café a marrón bien desarrollado. En el corte 82, al suelo lo subyacen unas cenizas finas (depósito de coignimbritas) y un flujo piroclástico de la última erupción del Chato. Esto nos servirá más adelante para discutir los detalles cronológicos de las erupciones.

Nivel ET-12. Lo observamos en los sitios 45, 61, 79 y 80. Por debajo del suelo café que subyace a ET-11, aparece como una alternancia de lapilli y cenizas fenodacíticas (un par de análisis químicos muestran, sin embargo, contenidos de sílice dispares: 51,83% y 55,78%), con algunas estructuras de gradación, y en los cuales se identifican líticos sanos de lavas y de dioritas. En dos cortes (79 y 45) hay una ceniza fina

rosada cementada, en la base. La subyace un suelo pardo a café no muy bien desarrollado, rico en cenizas y lapilli, que no aparece en el corte 79.

Nivel ET-13. Ha sido bien identificado en los cortes 45, 61, 79, 80 y 83. En términos generales, se inicia con una ceniza fina, sigue un depósito de caída fenodacítico (sílice de 52,43%), luego una ceniza fina a media en el centro, y culmina hacia el techo con un depósito de lapilli de caída. Ambos horizontes de depósitos de caída tienen líticos hidroxilados, aunque el inferior es más rico en ellos, así como muestra pómez con evidencias de coexistencia de magmas. En el corte 80, este nivel se encuentra adelgazado e incompleto, pues está sobreyacido por un flujo piroclástico de la misma erupción. Subyace a ET-13, un suelo color pardo a café generalmente bien desarrollado, rico en cenizas, pero que en su parte inferior se muestra menos desarrollado y más bien como diversos horizontes de lapilli y ceniza o bien secuencias de retrabajo, como es el caso del corte 80.

Nivel ET-14. Sólo se logró observar en cuatro cortes: 61, 79, 80 y 83. La base es una ceniza gris fina de espesor variable, sobreyacida por un depósito de caída con gradación inversa tosca, medianamente reconocible, de pómez gris fenodacítica parcialmente alterada (empero, tres análisis químicos presentan contenidos de sílice de 50,39%; 52,06% y 53,54%), con líticos hidrotermalizados. Es subyacente por suelos café a pardo de mediano a buen desarrollo, y secuencias retrabajadas o de erupciones menores.

Nivel ET-15. Es bien reconocible en los cortes 61 y 80, y dubitosamente en los 79 y 83. Es un depósito de caída de pómez con hornblenda, de grano grueso, ligera a medianamente alterados, rico en líticos hidroxilados grandes, algunos cumulos de hornblenda, y con horizontes más ricos en ceniza en la base, el medio y el techo. Un análisis químico del lapilli arroja un contenido de $\text{SiO}_2=52,18\%$.

De este nivel hacia abajo, la secuencia de tefras no es clara en casi ningún corte, excepto los numerados 61 y 80.

Nivel ET-16. Este nivel no es reconocible sino en el corte 61, como un paquete que se inicia con un nivel endurecido de ceniza, sobreyacido por un depósito de caída de grano fino, una ceniza gris fina y luego un depósito de caída de pómez muy alteradas y líticos, con una gradación normal, separado de ET-15 por un suelo pardo arcilloso bien desarrollado. En el corte 80, podría corresponder con una secuencia de varios niveles no muy bien definidos que subyacen a un suelo pardo limpio bajo ET-15, que muestra un par de depósitos de caída de diferente grano.

Secuencia freatomagmática basal (SFB). Hemos nominado de esta manera informal a una espesa (17,5 m) serie de tefras que aflora en el corte 80, bajo el posible ET-16 y un banco de materiales retrabajados y de erupciones menores tipo andesítico. La secuencia plurimétrica incluye del techo a la base:

(a) una toba café rojiza con abundante lapilli acrecional, pocas estructuras

internas y líticos aislados, como un paquete homogéneo de 5 m de espesor (posible depósito de *ash-cloud*);

(b) un paquete violeta grisáceo similar al anterior, con niveles aislados de fragmentos de rocas y escorias negras centimétricas de 2,5 m de espesor (posible depósito de *ash-cloud*);

(c) una toba gris dura homogénea con fragmentos de roca aislados y lapilli acrecional plurimilimétricos, de 3 m de espesor (posible depósito de flujo);

(d) una secuencia de estratos centimétricos con láminas milimétricas de ceniza media a fina y otros niveles centimétricos de lapilli acrecional (posibles depósitos de oleadas piroclásticas húmedas) de 4,5 m de espesor;

(e) una toba dura gris masiva con algunos líticos (otro posible depósito de flujo) de 1,3 m de espesor;

(f) una secuencia de estratos centimétricos laminados, color gris claro (depósitos de oleadas piroclásticas) de 1,2 m de espesor, y finalmente,

(g) un flujo piroclástico tipo bloques y cenizas, de 1 m de espesor, con fragmentos juveniles densos y poco vesiculados color gris claro, subangulares, fenodacíticos (el análisis químico confirma una dacita con $\text{SiO}_2=62,80\%$), de hasta 15 cm, pocos líticos (<5%) de lavas andesíticas e hidroxilados, de hasta 30 cm, en medio de una matriz de tamaño lapilli fino, que contiene profusa materia orgánica como troncos carbonizados subparalelos. La edad radiométrica de este flujo piroclástico es de 6150 ± 120 años a.P. (datación con ^{14}C realizada por Teledyne Brown Eng.; véase la edad corregida por

calibración más adelante), obtenida de los residuos vegetales carbonizados. La secuencia es subyacente por materiales fluviales y retrabajados proximales, de grano grueso y angulares. Todo este paquete, de al menos 17,5 m de espesor

corresponde con una fase altamente explosiva del volcán. Aparentemente es un solo evento colosal, con una componente freatomagmática importante, posiblemente con un gran volumen expulsado.

FLUJOS Y OLEADAS PIROCLÁSTICOS

Sólo se observaron depósitos de flujos y oleadas piroclásticas en el corte 80, que es el más proximal hacia la llanura circundante del volcán. Estos eventos sucedieron durante las erupciones de la "Secuencia

freatomagmática basal" y ET-13. Tal como se había observado para la secuencia sobreyacente a ET-9, éstos están restringidos a las partes proximales del volcán, cuyo límite probable es el río Arenal.

ERUPCIONES MENORES ANDESÍTICAS TIPO ET-1 (SIMILARES A LA DE JULIO DE 1968)

Asimismo, parece ser que entre las erupciones mayores (posiblemente subplinianas) del volcán, ocurrieron otros eventos explosivos menores, con eyección de bloques y bombas balísticos, cuyos impactos se circunscriben a las áreas proximales, como pudieron verse

en el corte 80, en particular entre las erupciones ET-12 y 13, ET-13 y 14, ET-15 y 16 y ET-16 y la SFB. Cuatro muestras de estas bombas confirman que son andesitas basálticas ($\text{SiO}_2 = 53,30\%$, $54,17\%$, $54,50\%$ y $55,40\%$).

CURVAS ISOPACAS DE LOS NIVELES ET-10 A ET-15

Los nuevos niveles descritos se encuentran como máximo en 5 cortes diferentes (Tabla 2), por lo que no es posible dibujar curvas isopacas muy confiables. Un problema similar se tuvo para trazar las curvas isopacas tentativas de ET-9 (Ghigliotti *et al.*, 1992). Sin embargo, es posible construir curvas isopacas aproximadas (Figs. 10 a 15), que nos muestran que las elipses tienen uno de sus focos en el Arenal, y por lo tanto, los depósitos de caída provienen de columnas piroclásticas originadas en el Arenal y no en el Chato.

Asimismo, se nota claramente que las elipses de isopacas de tefras orientan sus ejes de dispersión hacia el oeste o ligeramente hacia el WSW, lo cual sigue el mismo patrón de distribución de los eventos explosivos desde ET-9 hasta el presente (ver Ghigliotti *et al.*, 1992). Aunque las curvas son muy incompletas, el trazado se parece mucho al de las isopacas de ET-4, ET-7, ET-8B, ET-9A y ET-9, por lo que es posible hipotetizar que el tamaño de las columnas piroclásticas y el volumen de tefra emitida es muy similar a tales eventos, o sea, erupciones de tipo subpliniano.

Tabla 2: Espesores (E) y diámetros máximos de pómez (P) y de líticos (L) en mm medidos en los cortes. Los asteriscos indican que no se encontraron, y los guiones, que no pudieron medirse con suficiente credibilidad.

Corte N°	ET10 E/P/L	ET11 E/P/L	ET12 E/P/L	ET13 E/P/L	ET14 E/P/L	ET15 E/P/L
35	300/--/--	*	*	*	*	*
45	400/30/--	200/30/--	250/20/--	250/10/--	*	*
61	300/--/--	200/--/--	600/30/--	300/30/20	250/--/--	260/30/40
79	450/--/--	350/25/05	400/05/--	440/20/--	800/30/--	300/20/--
80	500/40/40	*	450/30/50	>150/70/99	400/30/40	600/90/70
82	*	150/10/--	*	*	*	*
83	*	*	*	180/05/--	100/10/--	270/--/--

COMPARACIÓN DE LAS TEFRAS SUPRA E INFRA ET-9

Como expusimos en la introducción, tenemos dos paquetes de tefras que tienen características muy bien definidas, que tentativamente podrían dividir la historia del Arenal en dos lapsos, cuyo límite estaría documentado por el paleosuelo negro bajo ET-9. Debemos analizar la validez real de esta frontera.

La secuencia piroclástica sobre ET-9 está bien preservada y es bien correlacionable en un área extensa, donde sobreyace al suelo oscuro de extensión regional entre La Fortuna y Tilarán, como un excelente nivel guía. Cuando Borgia *et al.* (1988) escribieron su trabajo, disponían de tres buenas dataciones de radiocarbono, para una "estimación aproximada de la primera actividad del Arenal [o sea: ET-9]" con una edad promedio de 2850 ± 150 a.P.

(obtenida de 2895 ± 145 , 3025 ± 150 y 2650 ± 115). Algunos años después, Ghigliotti *et al.* (1992) reinterpretaron la secuencia de tefras y concluyeron que una de las dataciones (la de 2650 a.P.) correspondía con una erupción posterior. Asimismo, otra datación hecha por Alvarado (1989) de 3320 ± 215 a.P., los hizo situar la edad del nivel ET-9 en ~ 3000 a.P.

Durante los estudios de las tefras del Arenal se distinguieron otros suelos oscuros bien desarrollados bajo los niveles ET-7, ET-8B, ET-9N y ET-9B (Tabla 3). Como se ve, son suelos que tienen una extensión areal importante, aunque no en todos los cortes observados aparecen bien desarrollados. Parece, eso sí, que en las áreas más distales tienden a ser más desarrollados (corte 16, *v.gr.*).

Tabla 3: Paleosuelos húmicos oscuros presentes (Sí o No) bajo niveles de tefras del Arenal (fuente: Anexo 1 de Geotermica Italiana srl - ICE, 1992). Los guiones indican que el nivel de tefra no aparece en el corte.

Corte N° (ubicación)	Bajo ET-7	Bajo ET-8B	Bajo ET-9N	Bajo ET-9B
16 (272,4N-446,3E)	Sí	Sí	Sí	Sí
30 (272,0N-453,4E)	Sí	Sí	No	No
32 (274,6N-458,0E)	Sí	--	--	--
41 (274,8N-457,2E)	No	Sí	No	Sí
45 (271,8N-449,5E)	No	No	Sí	No
49 (268,4N-455,6E)	No	No	Sí	--
51 (273,1N-453,2E)	Sí	No	Sí	--
53 (276,4N-454,5E)	No	No	Sí	No
56 (277,7N-455,7E)	No	No	Sí	No
57 (278,7N-459,1E)	Sí	--	No	--
59 (273,3N-462,3E)	Sí	No	--	No
60 (275,8N-460,8E)	Sí	Sí	--	No
61 (267,5N-454,0E)	No	No	Sí	Sí

Por otra parte, las tefras que subyacen al suelo negro y ET-9, como hemos expuesto, están contrariamente, poco exhumadas, o bien erosionadas, bioturbadas o mezcladas con el sustrato. Además, en esta secuencia no se encuentran horizontes de suelos con suficiente materia orgánica, ni material carbonizado entre las tefras, a excepción del nivel más antiguo reconocido (la SFB), para ser datados con radiocarbón, de modo que se tenga un control cruzado de la secuencia cronológica más antigua que ET-9.

Siendo ambos paquetes de tefras entes comparables, cabe preguntar: 1) si el suelo que los separa representa un lapso realmente largo, 2) ¿por qué uno tiene suelos negros y el otro no?, 3) ¿representan cambios en el estilo eruptivo del volcán, o algún cambio en la morfología del volcán?

Para empezar a discutir las posibles respuestas, debemos primero cotejar las edades de radiocarbono obtenidas hasta la fecha, calibradas y corregidas, las cuales agrupamos en la Tabla 4.

Tabla 4: Edades radiométricas obtenidas con ^{14}C de tefras del Arenal y Chato, calibradas (cal.) con base en las curvas de Stuiver & Pearson (1993) y Pearson & Stuiver (1993) y el programa de Stuiver & Reimer (1993).

Nivel	Edad ^{14}C (a.P.)	Referencia	Edad cal. (a.P.)
ET-7	1400 $\pm$ 110	Ghigliotti <i>et al.</i> , 1992	1300+110-90
ET-8B	1620 $\pm$ 110	Ghigliotti <i>et al.</i> , 1992	1520 $\pm$ 160
ET-9N	2140 $\pm$ 80	Ghigliotti <i>et al.</i> , 1992	2120+180-120
ET-9B	2280 $\pm$ 90	Ghigliotti <i>et al.</i> , 1992	2330+20-180
ET-9	2895 $\pm$ 145	Borgia <i>et al.</i> , 1988	2990+250-170
	3025 $\pm$ 150	Borgia <i>et al.</i> , 1988	3210+170-250
	3320 $\pm$ 215	Alvarado, 1989	3490+340-150
Última del Chato	3460 $\pm$ 70	Borgia <i>et al.</i> , 1988	3700+130-70
	3500 $\pm$ 50	Borgia <i>et al.</i> , 1988	3730+90-40
	3510 $\pm$ 120	Borgia <i>et al.</i> , 1988	3730+190-100
Infra ET-9	4030 $\pm$ 150	Dpto. Geología, 1977	4470+350-180
SFB	6150 $\pm$ 120	Este trabajo	7010+170-130

¿EL SUELO QUE SEPARA ET-9 DE ET-10 ES UN LAPSO REALMENTE LARGO?

A primera vista y usando el sentido común, el suelo negro bajo ET-9, bien desarrollado y distribuido, debería significar un período prolongado de pausa volcánica, que permitió su formación y madurez.

Veamos entonces la validez de esta hipótesis. Debemos primero retomar las edades calibradas de ET-9, que en realidad es la edad del paleosuelo subyacente. Siendo un paleosuelo, que se desarrolla en diferentes partes con diferentes estadios y vegetación, es de suponer que las edades en diferentes puntos difieran sustancialmente. Las tres edades que tenemos coinciden en aumentar conforme más lejos del volcán estamos (Borgia *et al.*, 1988, las tomaron

en la Quebrada Guillermina y en el corte 79, a 3 km y 5,5 km respectivamente; Alvarado, 1989, del corte 45, a 10 km). Anteriormente, Melson (1988) ya había sugerido que las edades de los paleosuelos con buena cobertura de tefras (> 1m) cerca del edificio volcánico (lluvia ~5000 mm/año), daban una buena indicación del tiempo de la erupción. Si tomáramos esta sugerencia al pie de la letra, habríamos de confiar más en la edad de 2990 años. Pero Melson (1988) también afirmaba que conforme nos alejábamos del volcán y teníamos menos cobertura, la edad de radiocarbono de los suelos era menor, que es lo contrario a este caso. Según nuestras observaciones, los tres cortes donde se practicaron dataciones del paleosuelo, estaban suficientemente cubiertos por tefras posteriores, pero en el de Quebrada Guillermina, el corte fue

desenterrado por erosión, lo que lo hace más susceptible a haber sido afectado por un "rejuvenecimiento" del radiocarbono (el llamado *turnover* en inglés). Además, en la Quebrada Guillermina hay manifestaciones de aguas bicarbonatadas, que han depositado travertinos, lo cual nos podría sugerir un posible rejuvenecimiento. Por otra parte, el corte 45 se encuentra en una zona relativamente plana, donde el suelo es muy oscuro, y quizás estuvo incorporando materia orgánica antigua; la incertidumbre del dato de radiocarbono es la mayor y además hay ciertos disturbios tectónicos. El suelo en el corte 79 no fue exhumado sino hasta que los tractores lo cortaron para hacer la nueva carretera hacia la presa de Sangregado; no hay afectación tectónica, además de que la incertidumbre del fechamiento es menor. Los datos en que se basaron Ghigliotti *et al.* (1992) para ajustar la edad de ET-9 no estaban calibrados, y tomaban los 3000 años similares al dato del corte 79. Una vez calibrado el dato de fecha del paleosuelo, obtenemos una edad de 3210 años a.P., que asumiremos como la fecha del nivel ET-9.

Ahora debemos ver la edad de la última erupción del Chato, calibrada. Como las dataciones con radiocarbono fueron hechas con fragmentos de troncos carbonizados, es de esperar que las discrepancias sean menores que lo son con paleosuelos. Los datos calibrados de la Tabla 4 nos confirman esta suposición, con lo cual podemos concluir que esta erupción ocurrió en el año 3720 ± 150 a.P.

Con la correlación de las tefras (Figura 9), tenemos que entre ET-9 y la

última del Chato, ocurrieron ET-10 y ET-11. Esto es, dos erupciones y tres reposos no eruptivos en un lapso de 500 años, lo que nos indica que el período para formar el suelo entre ET-9 y ET-10 no es muy prolongado y quizás, a lo sumo, 300 años. Comparemos con otros períodos: entre ET-7 y ET-8B, pasaron 230 años, y una erupción en medio, y entre ET-9N y ET-9B, 200 años y también una erupción en medio. Esto nos indica, sin ninguna duda, que para desarrollar suelos oscuros y con una capa orgánica madura, no necesariamente debe pasar un período de varias centenas de años. Con base en nuestras observaciones del suelo desarrollado sobre los depósitos de la erupción de 1968, en sitios planos con colonización de un nuevo bosque, y comparando con los descritos, parece ser que 50 años es suficiente para formar un suelo de unos 10 a 20 cm de espesor, si el clima y la vegetación lo permiten.

¿POR QUÉ LA SECUENCIA DE TEFRAS POST ET-9 TIENE SUELOS NEGROS Y LA ANTERIOR NO?

Esta viene a ser entonces una pregunta derivada de la anterior discusión. Si los lapsos entre erupciones de tamaños parecidos son también parecidos, ¿por qué en algunos de esos períodos se desarrollan suelos negros y en otros no? Y en particular, la pregunta que encabeza este subcapítulo. Creemos que hay dos posibilidades plausibles para explicarlo. La primera parece ser diferencias climáticas entre uno y otro período, y la segunda, que los suelos sean "antrosoles", esto es: enriquecidos en materia orgánica por actividad humana.

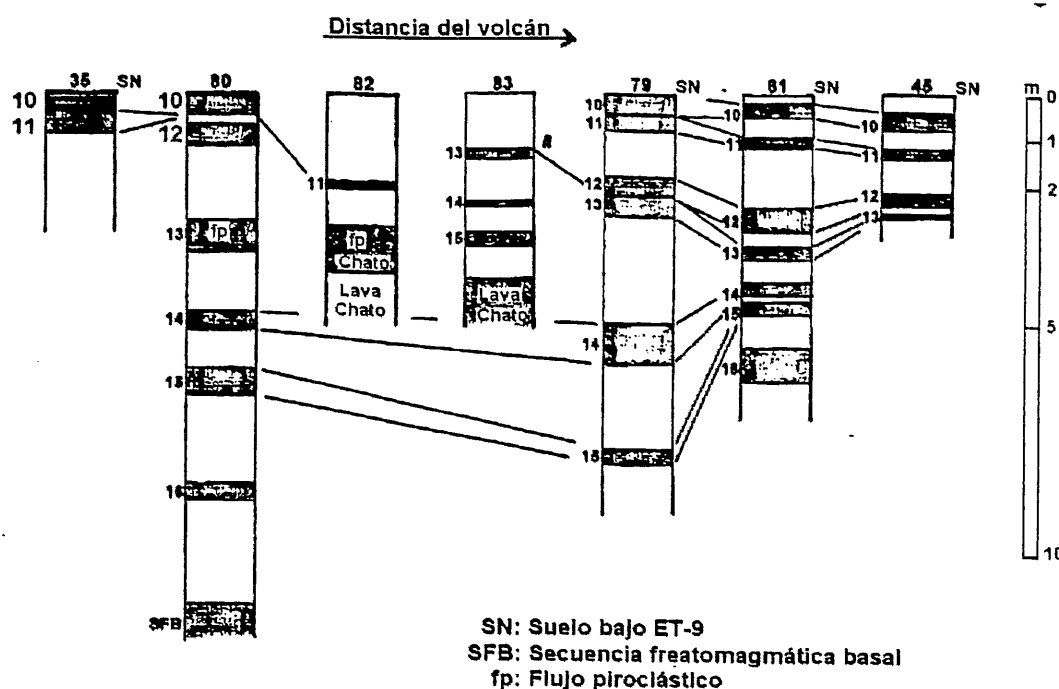


Figura 9: Correlación estratigráfica de los niveles ET-10 a ET-6 en los diferentes cortes.

Respecto a la primera posibilidad, no hay muchos ni buenos datos respecto a los paleoclimas en América Central. Podríamos hacer eco de las conclusiones de Markgraf (1989), que dice que entre 6000 y 5000 años a.P., se refleja en varios registros, cambios ambientales en México y en las tierras bajas tropicales de América Central y Sudamérica, que sugieren aridez. Aunque los períodos no son bien conocidos, y pueden haber cambiado de un lugar a otro como microclimas, sí parecen haber indicaciones de períodos secos y períodos húmedos cambiantes en la América tropical a lo largo del Holoceno, algunas de ellas regidas por cambios globales (véase por ejemplo Markgraf & Bradbury, 1982; Street-Perrot & Perrot, 1990; Horn & Sanford, 1992).

Snarkis (1984) dice que "el sedentarismo y la manufactura de la cerámica están documentadas por primera vez en el registro arqueológico de la vertiente atlántica central de Costa Rica aproximadamente 3000 años a.P.". Hurtado de Mensoza & Alvarado (1988) hipotetizan que en el área de la Gran Nicoya, alrededor del año 1000 a.C. se pone de manifiesto un cambio notable que da lugar al uso agrícola de la tierra: hay sedentarización. Ambas referencias, a nuestro modo de ver, sugieren de manera indirecta un cambio del clima en las partes bajas de Costa Rica, porque hacen cambiar el sistema cultural de nómadas y cazadores, a agricultores, debido a condiciones climáticas con estaciones lluviosas definidas, que les facilita sembrar y recoger cosechas. Algo

similar ocurrió al principio del Holoceno en casi todo el mundo, donde es evidente que al cambiar el clima de frío y seco, a uno más templado y húmedo, promueve la sedentarización de muchos grupos humanos. Coincidentemente, el límite cercano a los 3000 años a.P. dado por los autores citados, es congruente con el amplio desarrollo del suelo negro bajo ET-9, que sería cuando el clima promueve la densificación de un bosque tropical húmedo, y por tanto las condiciones óptimas para el desarrollo de suelos húmicos.

Analicemos ahora la posibilidad de que los suelos oscuros sean antrosols. Una vez que ocurre la sedentarización, es evidente que ciertas zonas de bosques se transforman en sitios de cultivos. Por tanto, después de los 3000 años a.P., sería factible que se den los antrosols. Un buen ejemplo de estos suelos lo da Smith (1980), quien estudió un mosaico de parches de tierra negra, distribuidos a lo largo de la cuenca del Amazonas, y que dan evidencias de actividad de poblaciones nativas grandes y sedentarias. El suelo negro, junto con fragmentos cerámicos, es llamado *terra preta do indio*, los cuales junto con herramientas de piedra, son los únicos vestigios de civilizaciones antiguas en Amazonas. El autor concluye que es un antrosol, y que aún hoy se está formando. El ámbito de color varía desde el negro profundo al gris café oscuro y probablemente se relaciona al tiempo de ocupación: a más oscuro, más tiempo habitado. La estabilidad del color oscuro aun ante prolongadas exposiciones al sol y lluvias torrenciales es remarcable, en donde el color es mayoritariamente

debido a fuegos. Un rasgo notable de las tierras negras es que los sitios están cerca de cursos perennes de agua, en tanto que la disponibilidad de agua potable es un factor de asentamiento importante. No se sabe cuán rápido se forman, pero pueden andar en 10 cm por siglo.

Si comparamos los suelos oscuros en el área del Arenal, con las *terras pretas* estudiadas por Smith, encontramos varias similitudes: es común encontrarlos asociados con restos cerámicos, pétreos y en general con evidencias de asentamientos; hay cursos de agua cercanos; los colores y su persistencia, y por último la velocidad de formación coincide groseramente con nuestra estimación en el apartado anterior. Sin embargo, el suelo negro bajo ET-9, antes que ser parches aislados, es un suelo de persistencia regional, que difícilmente coincidiría con un antrosol, a menos que toda la zona hubiera sido incendiada y colonizada, lo que parece muy improbable, tanto más porque existen afloramientos en las puras faldas del volcán y dentro de la estructura reciente. Los otros cuatro suelos oscuros que hemos citado supra, parecen tener un comportamiento similar: amplia distribución, aunque un grado de desarrollo variable, y mucho menos desarrollado y oscuro que el principal bajo ET-9. Debemos resaltar que en el sitio 16 (bautizado como "Sitio Arqueológico 2", por su riqueza en cerámica y lítica), que es un sitio plano, con agua abundante cercana, es donde los suelos son más oscuros, e incluso se encuentran fogatas domésticas. Aquí, en nuestra opinión, sí cabría equiparar los

suelos oscuros con las *terras pretas* o antrosoles, pero regionalmente, siguen siendo suelos húmicos, probablemente con más influencia climática que antropogénica.

¿EL LÍMITE ENTRE ET-9 Y ET-10 REPRESENTA UN CAMBIO EN EL ESTILO ERUPTIVO DEL VOLCÁN?

El detalle de conocimiento de las erupciones pre ET-9 es menos completo que el de los últimos 3000 años. Tenemos dos lapsos similares: uno de 3200 años durante los cuales se sucedieron 12 erupciones explosivas grandes; otro de 3800 años con al menos 8 erupciones. No podemos hacer extrapolaciones comparables a las secuencias de "short-" y "long-term" que se hicieron para el paquete ET-1 a ET-9 (detalles en Ghigliotti *et al.*, 1992), con base en el detalle eruptivo en función del tiempo. Dado que ET-10 y ET-11 ocurrieron entre 3200 y 3720 a.P., las otras seis erupciones ocurrieron en un lapso de 3300 años, para un promedio de una erupción cada 550 años. Empero, hay dos diferencias sustanciales: 1) entre la SFB y ET-10 no ocurrieron erupciones de las dimensiones basálticas de ET-3, ni de las dimensiones plinianas dacíticas de ET-2; 2) entre ET-9 y ET-1 no ocurrieron erupciones freatomagmáticas de las dimensiones de la SFB. Si además, tenemos en cuenta de que la SFB es la base conocida del Arenal -pues no hemos visto nada correlacionable por debajo de ella-, y que ET-3 y ET-2 son las erupciones mayores del Arenal, el resto de las erupciones entre ET-4 y ET-16 son comparables en tamaño, distribución y frecuencia. Por lo tanto, no

hay ningún cambio en la explosividad del volcán entre ET-9 y ET-10.

Considerando las erupciones efusivas como fases constructivas del volcán, analicemos si hubo algún cambio entre ET-9 y ET-10. Con base en la geología del edificio volcánico (*cf.* Borgia *et al.*, 1988), son distinguibles y estratigráficamente correlacionables las lavas A1, A2 y A3, mientras que las A4 y las LA no lo son tanto (Ghigliotti *et al.*, 1992). Estas últimas dos secuencias efusivas, las más antiguas del volcán, probablemente incluyen varios paquetes de lavas no discriminables. Las lavas A4 presumiblemente ocurrieron entre ET-9 y ET-9B, en algún momento entre 2300 y 3200 a.P., pero la correlación no es muy segura. Las lavas LA, que aparecen muy localmente en varios puntos de erosión intensa del edificio, son más antiguas que 3200 años, pero no podemos precisar cuánto. No olvidemos que la SFB es la base estratigráfica conocida del Arenal, pero no necesariamente el piso eruptivo del volcán, pues el Arenal podría ya existir, al menos como un pequeño estratovolcán. Una vez más, no hay evidencias de cambios en el citado límite ET-9/ET-10.

Analicemos ahora la forma del edificio volcánico total. Con base en las fotografías aéreas de 1961, se nota una estructura anular (calderiforme o falla anular) en el flanco oeste del volcán, justo donde se instaló el cráter A en la erupción de 1968. La morfoestructura fue escuetamente mostrada, sin mucha discusión, por Melson y Sáenz (1968). Posteriormente, Sáenz (1977), muestra un esquema lacónico, en el cual

considera que esta geoforma es el remanente de una posible primera fase explosiva (caldérica) del volcán, seguida por "erosión y disección del edificio volcánico". Lo cierto es que se dibujaba bien periféricamente en el edificio al SW, y se enmascaraba hacia el sur y el oriente, cubierta por los depósitos que construyeron el cono D, mapeados por Borgia *et al.* (1988) como las lavas A2h, y en donde periféricamente aparecen las lavas A4. Estos últimos autores sólo consideraron la parte occidental de la morfoestructura, que se enrumba N-S, y *"especulan que este valle se formó por erosión preferencial a lo largo de una fractura... en la transición entre la armazón de lavas y la cobertura de tefras"* del volcán. Desafortunadamente, las lavas eruptadas desde 1968 han cubierto toda la estructura "calderiforme", y no conocemos los detalles de su geología. Podemos decir solamente que la supuesta caldera o estructura anular,

es anterior que las lavas A2, y probablemente posteriores a las A4. ¿Ocurriría un colapso posterior a alguna de las voluminosas erupciones ET-2, ET-3, o la SFB? ¿Será una estructura de falla anular o semianular, en un régimen distensivo en la cúspide del volcán?

Estas preguntas se contraponen al trabajo de Borgia y Linneman (1990), quienes consideran que el Arenal se ha construido de manera muy simple: la geometría del edificio volcánico está controlada principalmente por la topografía de los campos de lava, los cuales, superpuestos, han formado una gran armazón de lava. ¿Será entonces que la morfoestructura corresponde con la intersección de los "conos no coaxiales superimpuestos" de A2 y A4, como se deriva del modelo de Borgia y Linneman? Cualesquiera los procesos que hayan actuado, sucedieron en otro período que no fue entre ET-9 y ET-10.

IMPLICACIONES PARA EL PELIGRO VOLCÁNICO

El peligro volcánico del Arenal ha sido evaluado y actualizado con base en la secuencia de los últimos tres milenios del volcán (Alvarado *et al.*, 1997). La distribución areal y los escenarios de los flujos y oleadas piroclásticas, que hemos descrito para la secuencia pre ET-9, no difieren de los de la post-ET-9. Tampoco

el estilo ni la frecuencia de las erupciones, como hemos demostrado. Por tanto, aun conociendo los nuevos detalles de la estratigrafía del Arenal entre hace tres y siete milenios, la zonificación de peligros, así como las proyecciones futuras del citado trabajo, siguen siendo válidas.

¿DÓNDE ESTÁ -EN TIEMPO Y ESPACIO- LA BASE DEL ARENAL?

Hasta hace algunos años se creía que la edad de la base del Arenal era 3000 años. Ahora sabemos que es al menos 7000 años, según se desprende de la edad calibrada del flujo piroclástico

de la base de la SFB (Tabla 4). Sin embargo, en el sitio que hemos datado este evento más antiguo ciertamente atribuible al Arenal, tenemos una secuencia epiclástica que subyace a la

base conocida del Arenal. No cabe duda de que erosionaba a algo, que bien pudo ser el Chato o un Arenal primigenio.

Cuando se iniciaron los estudios en el sitio de la presa de Sangregado para el Proyecto Hidroeléctrico de Arenal, se hicieron varias perforaciones, que cortaron, algunas de ellas, las tefras del Arenal y las secuencias subyacentes. A mediados de la década de los setentas,

se excavó una enorme trinchera para la fundación y ejecución del núcleo impermeable que sustentaría al eje de la presa. Un par de dataciones con radiocarbono (realizadas por el I.C.E. a través de Geochron Labs. Div.) en dos diferentes horizontes, junto con la profusa documentación geológica (Departamento de Geología, 1975, 1977), nos permiten una reinterpretación con fines volcanoesstratigráficos (Figura 10).

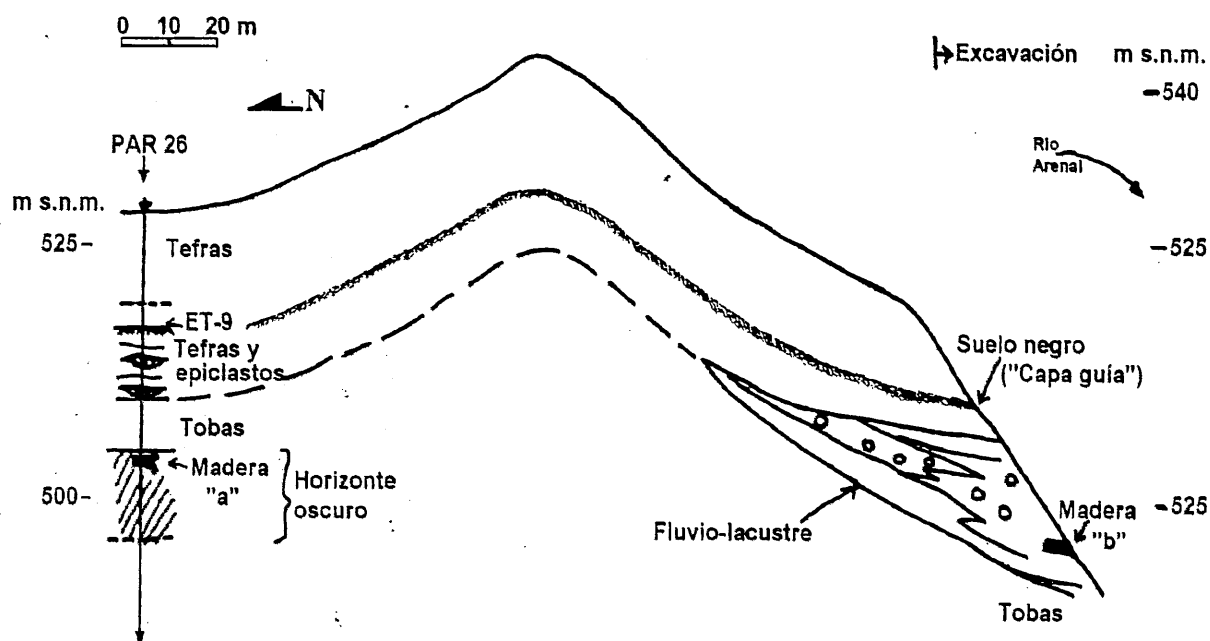


Figura 10: Reinterpretación geológica entre la perforación PAR-26 (Dpto. Geología, 1975) y la trinchera del eje de presa (Dpto. Geología, 1977), P.H. Arenal. Las edades de radiocarbono de la madera "a" es $20\,850 \pm 800$ a.P. y la madera "b" es 4030 ± 150 a.P.

El suelo negro bajo ET-9 fue utilizado, obviamente, como "capa guía". El espesor máximo observado fue de 11 m, el cual es congruente con observaciones actuales, en donde las tefras sobreyacentes al suelo alcanzan entre 7 y 10 m. Bajo la "capa guía" se observaron más tefras y algunos epiclastos, cosa que también observamos en el corte 80, por ejemplo. En el sitio de la trinchera, en la ribera del río Arenal, algunos cauces antiguos depositaron sedimentos fluvio-lacustres, entre los cuales se dató un tronco, cuya edad calibrada es 4470 ± 380 a.P. (Tabla 4). Esta edad es congruente, puesto que bajo el suelo negro de ~ 3200 años, hay algunas tefras y bajo éstas, el depósito fluvio-lacustre. Este depósito se acuña y desaparece hacia las colinas adyacentes, revelado en la trinchera de fundación (Departamento de Geología, 1977). Subyacen a estos depósitos, unas tobas "con cuarzo" (plagioclasas frescas?) y pómez, cuya edad es $\sim 20\,000$ años, con base en la edad no calibrada (20850 ± 800 a.P.) del fragmento de madera recuperado en medio de un horizonte oscuro dentro de la toba.

Este tipo de tobas parece tapizar el subsuelo de la región, en donde las tefras de Arenal siempre la sobreyacen. Otra datación en un depósito pantanoso a 11 km de la anterior, "en medio de tefras de tiempos pre-Arenal rica en haloisita blanca" dio una edad no calibrada de $21\,790 \pm 360$ a.P. (Melson et

al., 1986). Por último, una toba de flujo (muestra recolectada en la quebrada Naranja, desplazada por la falla homónima, en el flanco norte del Arenal, (275,0 N-460,0E, 500 m s.n.m. datación hecha por Teledyne Brown Eng.), cuya base es rica en fragmentos de carbón, que interpretamos subyace al Arenal, y podría ser del Chato o Los Perdidos, fue datada en $>32\,000$ años a.P. Todo esto nos lleva a hipotetizar que, como las tefras de Arenal sobreyacen a tobas regionales que tienen una edad $\geq 20\,000$ años, ésta es la edad máxima del Arenal, aun cuando sabemos que los depósitos más antiguos conocidos son de 7010 ± 150 años.

Debemos mencionar anecdóticamente algunos números respecto a la edad del Arenal, hechos especulativamente. Melson y Sáenz (1973) hicieron un cálculo muy grosero de la edad del volcán, con base en una extrapolación aproximada de los volúmenes de tefra emitidos y supuestos sobre su contribución volumétrica al cono, períodos de reposo y volumen de explosión. Estimaron que la edad del volcán sería unos 20 000 años. Allègre y Condomines (1976) asumieron un valor para la razón U/Th del magma de origen, y con base en una muestra del Arenal, calcularon que su cámara magmática debe tener 35 000 años de antigüedad. Ambas cifras son, por casualidad, similares a las obtenidas por nuestros estudios.

CONCLUSIONES

En la estratigrafía eruptiva del Arenal, más allá de los 3000 años antes del presente, se reconocieron ocho niveles de tefras correlacionables en varios sectores del volcán en secuencias proximales. Los nuevos niveles han sido nominados siguiendo el orden de la secuencia que fuera usada hasta ET-9, de modo que los hemos llamado ET-10 hasta ET-16, y "Secuencia freatomagmática basal" (SFB) al más antiguo. Desafortunadamente, no se encuentran horizontes de suelos con materia orgánica, ni material carbonizado entre las tefras, a excepción de la SFB, para ser datados con radiocarbono. La apariencia composicional no coincide con los análisis químicos, excepto para ET-11 y la SFB, quizás debido al grado de alteración.

Entre las erupciones mayores (posiblemente subplinianas), ocurrieron otros eventos explosivos menores, con eyección de bombas y bloques balísticos (andesitas basálticas), cuyos impactos se circunscriben a las áreas proximales, a menos de 5 km de radio del volcán, en particular entre las erupciones ET-12 y 13, ET-13 y 14, ET-15 y 16 y ET-16 y la SFB.

Algunos depósitos de flujos y oleadas piroclásticas fueron reconocidos en el corte más proximal hacia la llanura circundante del volcán. Estos eventos sucedieron durante las erupciones de la SFB y ET-13. Tal como se había observado para la secuencia sobreyacente a ET-9, éstos están restringidos a las partes proximales del

volcán, cuyo límite probable es el río Arenal.

No es factible dibujar curvas isopacas muy confiables de los depósitos de tefra de caída, sino sólo aproximadas, que nos muestran que éstos provienen de columnas piroclásticas originadas en el Arenal y no en el Chato. Asimismo, las elipses de las isopacas de tefras orientan sus ejes de dispersión hacia el oeste o ligeramente hacia el WSW, lo cual sigue el mismo patrón de distribución de los eventos explosivos desde ET-9 hasta el presente. El trazado se parece mucho al de las isopacas de las erupciones de tipo subpliniano, por lo que asumimos que el tamaño de las columnas piroclásticas y el volumen de tefra emitida es muy similar a tales eventos.

Las edades de radiocarbono obtenidas previamente en tefras del Arenal han sido calibradas. La fecha del nivel ET-9, con base en el paleosuelo subyacente se ajusta a 3200 años a.P. La última erupción del Chato, ocurrió en el año 3720 ± 150 a.P. Los niveles ET-10 y ET-11 se emplazaron en el lapso entre esas dos erupciones. La SFB ocurrió en el año 7010 ± 150 a.P. Las otras cinco erupciones, ET-12 a ET-16 ocurrieron en un lapso de 3300 años, para un promedio de una erupción cada 550 años.

Con la correlación de las tefras, tenemos que entre ET-9 y la última del Chato, ocurrieron dos erupciones y tres reposos no eruptivos en un tramo temporal de 500 años, lo que nos indica que el período para formar el suelo entre

ET-9 y ET-10 no es muy prolongado, quizás <300 años. Comparado con otros eventos post ET-9, sabemos que para desarrollar suelos oscuros y con una capa orgánica madura, no necesariamente debe pasar un período de varias centenas de años, en donde 50 años es suficiente para formar un suelo de unos 10 a 20 cm de espesor.

La secuencia de tefras pre ET-9 no tiene suelos negros y la posterior sí, presumiblemente por haber ocurrido períodos secos y períodos húmedos cambiantes en la América tropical a lo largo del Holoceno, algunas de ellas regidas por cambios globales. La sedentarización de los nativos hacia los 3000 años a.P., es congruente con el amplio desarrollo del suelo negro bajo ET-9, que sería cuando el clima promueve la densificación de un bosque tropical húmedo, y por tanto se dan las condiciones óptimas para el desarrollo de suelos húmicos. Un cambio del clima en las partes bajas de Costa Rica, habría hecho cambiar el sistema cultural de nomádas y cazadores, a agricultores, debido a condiciones climáticas con estaciones lluviosas definidas, que les facilita sembrar y recoger cosechas.

Una vez que ocurre la sedentarización, ciertas zonas de bosques se transforman en sitios de cultivos. Los suelos oscuros más jóvenes que 3000 años en el área del Arenal, tienen varias similitudes con antrosoles: están asociados con restos cerámicos, pétreos y en general con evidencias de asentamientos; hay cursos de agua cercanos; los colores y su persistencia son acordes con otros previamente

descritos. Sin embargo, el suelo negro bajo ET-9, antes que ser parches aislados, es un suelo de distribución regional, que difícilmente coincidiría con un antrosol. Los otros cuatro suelos oscuros, parecen tener un comportamiento similar: amplia distribución, aunque un grado de desarrollo variable, y mucho menos desarrollado y oscuro que el principal bajo ET-9. Salvo sitios aislados con evidente influencia doméstica, estos suelos oscuros regionalmente siguen siendo suelos húmicos, probablemente con más influencia climática que antropogénica.

Aparte del posible cambio climático pre y post ET-10, las erupciones entre ET-4 y ET-16 son comparables en tamaño, distribución y frecuencia, y no hay ningún cambio en la explosividad, ni las fases constructiva lávicas, ni en el régimen constructivo del volcán entre ET-9 y ET-10.

El peligro volcánico del Arenal ha sido evaluado con base en la secuencia de los últimos tres milenios del volcán. Como la distribución areal, los escenarios, el estilo y la frecuencia de las erupciones, para la secuencia pre ET-9, no difieren de los de la post ET-9, la zonificación de peligros, así como las proyecciones futuras del comportamiento del volcán, siguen siendo válidas.

Finalmente, como las tefras del Arenal sobreyacen a tobas regionales que tienen una edad $\geq 20\ 000$ años, ésta es la edad máxima del Arenal, aun cuando sabemos que los depósitos más antiguos conocidos son de ~7000 años.

AGRADECIMIENTOS

Como ha sido su inveterada costumbre durante la última docena de años, Francisco Arias ha puesto una invaluable cuota de trabajo para hacer posibles nuestras investigaciones, y por eso merece un profundo agradecimiento. Sally Horn (The University of Tennessee, Knoxville) tuvo la amabilidad de tomarse un buen poco de tiempo y una sobredosis de paciencia para contestarnos algunas preguntas y proveernos de un generoso número de artículos sobre paleoclimas e ítemes relacionados. Por ambos gestos, muchas gracias. Mike Carr (Rutgers University, Nueva Jersey), consecuente con su actitud colaboradora por más de una década, realizó los análisis químicos de las rocas.

REFERENCIAS

- Allègre, C.J. & Condomines, M., 1976. Fine chronology of volcanic processes using ^{238}U - ^{230}Th systematics. -Earth and Planetary Science Letters, 28:395-406.
- Alvarado, G.E., 1989. Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores de la Laguna de Arenal, Costa Rica. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(3):6-21; San José.
- Alvarado, G.E., Soto, G.J., Ghigliotti, M. & Frullani, A., 1997. Peligro volcánico del Arenal. -Boletín OSIVAM, 8(15-16):62-82, 1995; San José.
- Borgia, A., Poore, C., Carr, M.J., Melson, W.G. & Alvarado, G.E., 1988. Structural, stratigraphic, and petrologic aspects of the Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica: Evolution of a young stratovolcanic complex. -Bull. Volcanol., 50:86-105.
- Borgia, A. & Linneman, S.R., 1990. On the Mechanisms of Lava Flow Emplacement and Volcano Growth: Arenal, Costa Rica. -En: J.H. Fink (Ed.): Lava Flows and Domes. Emplacement Mechanisms and Hazard Implications, pp. 208-243. IAVCEI Proceedings in Volcanology 2, Springer-Verlag, Berlín.
- Departamento de Geología, 1975. Gráficos geológicos de perforación y planos de inyección sitio de presa Proyecto Arenal. -Dirección Ingeniería de Energía, ICE, s.p., San José.
- Departamento de Geología, 1977. Informe geológico de progreso al 20 de diciembre de 1976 en la construcción del Proyecto de Arenal. -Dirección Ingeniería de Energía, ICE, Tomo I Texto xii+123 pp., Tomo III Fotografías 34 pp., Tomo IV Planos s.p., San José.
- Geotermica Italiana srl - I.C.E., 1992. Evaluación del Riesgo y Monitoreo del Volcán Arenal. -Informe Final O.T.92-05, 40 pp. + 39 figs. + 5 tablas + 1 anexo.

Ghigliotti, M., Frullani, A., Alvarado, G.E. & Soto, G.J., 1991. Distribución areal y características de los depósitos de tefra más recientes (1080-1968 dC) del Volcán Arenal. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 4 (8):11-33, 1993; San José.

Ghigliotti, M., Frullani, A., Soto, G.J. & Alvarado, G.E., 1992. Tefroestratigrafía, historia y ciclos eruptivos del volcán Arenal. -Bol. Obs. Vulc. Arenal, 5 (9-10): 52-96, 1993; San José.

Horn, S.P. & Sanford, R.L., 1992. Holocene Fires in Costa Rica. -Biotropica, 24(3): 354-361.

Hurtado de Mendoza, L. & Alvarado, G., 1988. Datos arqueológicos y vulcanológicos de la región del volcán Miravalles, Costa Rica. -Vínculos, 14: 77-89.

Markgraf, V., 1989. Palaeoclimates in Central and South America since 18000 BP based on pollen and lake-level records. -Quaternary Science Reviews, 8: 1-24.

Markgraf, V. & Bradbury, J.P., 1982. Holocene Climatic History of South America. -Striae, 16: 40-45.

Melson, W.G., 1982. Alternation between acidic and basic magma in major explosive eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. -Bol. Vulcanología, Univ. Nacional, Costa Rica, 14: 65-74; 1995.

Melson, W.G., 1988. Major Explosive Eruptions of Costa Rican Volcanoes: Update for Costa Rican Volcanism Workshop. Shenandoah National Park, EE.UU., inédito, 6 pp..

Melson, W.G. & Sáenz, R., 1968. The 1968 eruption of Volcán Arenal, Costa Rica: preliminary summary of field and laboratory studies. -Smithsonian Center for Short-Lived Phenomena, Report 7/1968, 35 pp. + 27 figs..

Melson, W.G. & Sáenz, R., 1973. Volume, Energy and Ciclicity of Eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. -Bull. Volcanol., 37(3): 416-437.

Melson, W.G., Barquero, J., Sáenz, R. & Fernández, E., 1986. Erupciones explosivas de importancia en volcanes de Costa Rica. -Bol. Vulcanología, Univ. Nacional, Costa Rica, 16: 15-20.

Pearson, G.W. & Stuiver, M., 1993: High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale, 500-2500 BC. -Radiocarbon, 35 (1): 25-33.

Sáenz, R., 1977. Erupción del Volcán Arenal en el año 1968. -Rev. Geográfica Amér. Central, Univ. Nacional, Costa Rica, 5-6: 149-188.

Smith, N.J.H., 1980. Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. -Annals of the Association of American Geographers, 70(4): 553-566.

Snarkis, M.J., 1984. Central America: The Lower Caribbean. En: F.W. Lange & D.L. Stone (Eds.): The archaeology of Lower Central America. University of New Mexico Press.

Street-Perrot, F.A. & Perrot, R.A., 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. -Nature, 343:607-612.

Stuiver, M. and Pearson, G.W., 1993. High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC and 2500-6000 BC. -Radiocarbon, 35, 1: 1-23.

Stuiver, M. and Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. -Radiocarbon, 35: 215-230.

