

DIRECCION DE INGENIERIA CIVIL

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

BOLETIN DEL



AÑO 5, 9-10, DICIEMBRE 1992 - SAN JOSE, COSTA RICA

ISSN 1015-4396

INSTITUTO COSTARRICENSE DE ELECTRICIDAD

DIRECCION DE INGENIERIA CIVIL

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**BOLETIN DEL OBSERVATORIO
VULCANOLOGICO DEL ARENAL**

Editores:

Gerardo J. Soto

Guillermo E. Alvarado

Rafael Barquero

AÑO 5, N° 9-10, diciembre de 1992

San José, Costa Rica

Publicado en noviembre, 1993

ISSN 1015-4396

OBSERVATORIO VULCANOLOGICO DEL ARENAL (O.V.A.) *
Oficina de Sismología y Vulcanología
Departamento de Geología
Instituto Costarricense de Electricidad
Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica.

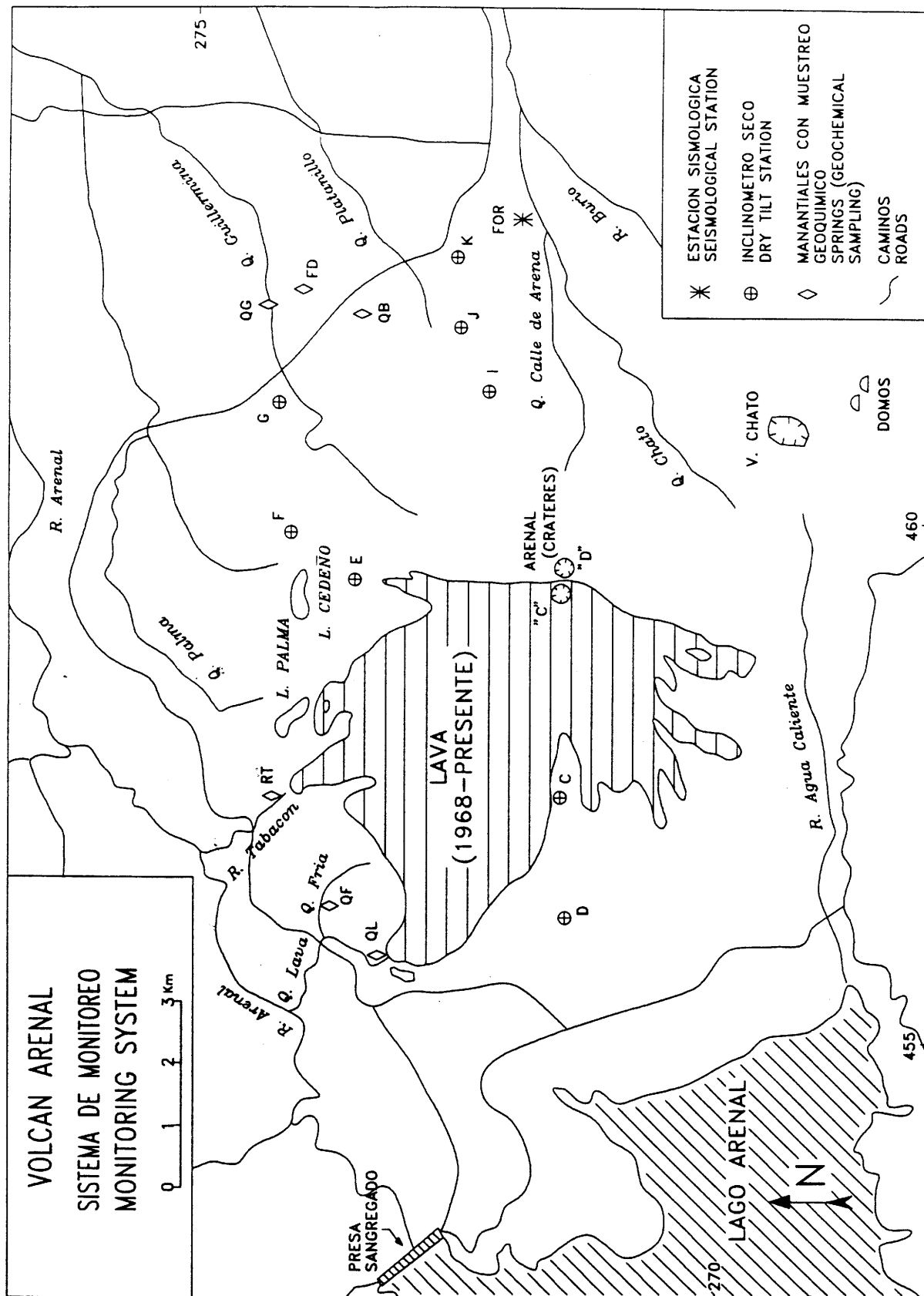
Teléfonos (Telephones): (506)20-7741; 20-7686; 20-7795

Telefax: (506)31-4744

El *Observatorio Vulcanológico del Arenal* (O.V.A.) es parte de la Oficina de Sismología y Vulcanología del Departamento de Geología del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), la cual, conjuntamente con la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica de la Escuela Centroamericana de Geología (Universidad de Costa Rica), constituyen la RED SISMOLOGICA NACIONAL (RSN:ICE-UCR).

The *Arenal Volcanological Observatory* (O.V.A.) is part of the Seismology and Volcanology Office of the Department of Geology 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 *World Organization of Volcano Observatories* (WOVO).
- * Member of the *World Organization of Volcano Observatories* (WOVO).



INDICE

EDITORIAL (en español)	5
EDITORIAL (in English)	6
 GERARDO J. SOTO, FRANCISCO ARIAS Y RAFAEL BARQUERO Resumen de la actividad del volcán Arenal durante 1992 Summary of Arenal's volcanic activity during 1992	 7
 PIERFRANCESCO DELLINO Y GUILLERMO E. ALVARADO Comentario sobre las cenizas estrombolianas recientes del volcán Arenal	 24
 GILBERT VARGAS U., VICTOR CORTES G. Y WILLIAM ZUÑIGA V. Evolución de la dinámica vegetal entre 1985 y 1993 sobre las lavas recientes (1968-92) y flujos piroclásticos (1968) del volcán Arenal	 31
 MARCELO GHIGLIOTTI, ANTONIO FRULLANI, GERARDO J. SOTO Y GUILLERMO E. ALVARADO Tefroestratigrafía, historia y ciclos eruptivos del volcán Arenal	 52
 Indice retrospectivo del Boletín del OVA, vol. 1-5	 97

EDITORIAL

Hoy ve la luz el volumen 5, números 9 y 10 del Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal (OVA). Hace cinco años, en julio de 1988, se fundó oficialmente el Observatorio, paralelo a la conmemoración del vigésimo aniversario del inicio de la más reciente erupción del volcán Arenal, y del centenario de las ciencias sismológicas en Costa Rica. Sin embargo, las primeras observaciones del volcán por parte de funcionarios del ICE, se remontan a los años sesentas, paralelo a las investigaciones geológicas para el Proyecto Hidroeléctrico Arenal. Al ocurrir la erupción en 1968, nuestros compañeros y colegas prosiguieron tales observaciones, y las hicieron extensivas a los científicos extranjeros y nacionales que llegaron a estudiar el fenómeno volcánico. Con la creación de la *Sección de Sismología y Vulcanología* y del primer observatorio sismológico en Costa Rica en 1974 (Observatorio Sismológico de Chiripa, Tilarán; ver Boletín N° 4), una de las prioridades fue el estudio sismológico y vulcanológico del área del Arenal y en general, del noroeste de Costa Rica, incluyendo los proyectos geotérmicos. Los estudios vulcanológicos, (ya no sólo sismo-vulcanológicos, sino además geológicos, geoquímicos y geofísicos), fueron desarrollados a partir de los años 80, con el apoyo y aval para campañas de mapeo geológico del volcán y otros. La creación del OVA en 1988 es pues, una culminación semántica y semiótica de la práctica consuetudinaria de la investigación vulcanológica del ICE, con el fin de velar por el adecuado diseño y seguridad de sus obras ante eventos geológicos adversos, en particular los sísmicos y volcánicos. De la misma manera, en 1991, la otrora *Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica*, se transforma oficialmente en la *Oficina de Sismología y Vulcanología*. Este paso es trascendental para el ICE, porque institucionaliza definitivamente los estudios vulcanológicos básicos y aplicados en la Institución, de modo que el monitoreo y los ulteriores estudios de peligro volcánico, alcanzan madurez y vigencia.

Al publicar este quinto volumen del Boletín del OVA, completamos un total de 31 artículos sobre el Arenal, para un total de 488 páginas, con estudios sobre muy diferentes tópicos como sismología volcánica, enjambres sísmicos, deformación volcánica, lahares, neotectónica, tefroestratigrafía... Nuestra meta para el próximo quinquenio será duplicar la producción científica sobre el volcán, en términos de dilucidar mejor la historia volcánica, dinámica eruptiva pasada, petrología de los magmas eruptados durante los eventos explosivos, conocer mejor los rasgos tectónicos regionales y realizar una correlación con la paleo y neotectónica local, modelar la corteza bajo el volcán, modelar matemáticamente los flujos piroclásticos pasados y posibles futuros, obtener un modelado del trémor volcánico y su relación con los eventos explosivos y poder obtener una mejor proyección del posible futuro eruptivo del Arenal.

Valga este volumen para agradecer a todas las personas que de una u otra manera han permitido avanzar este boletín cada vez más, y estamos seguros que en el futuro nos consolidaremos como una institución más vigorosa en la investigación vulcanológica básica y aplicada en América Latina, de la cual el ICE ya fue pionero en 1963, al cooperar con el primer observatorio vulcanológico del continente americano, en el volcán Irazú.

EDITORIAL

We are publishing today, the Volume 5, issues 9-10, of the Bulletin of the Arenal Volcanological Observatory. Five years ago, in July 1988, the Observatory was officially founded, parallelly to the commemoration of the 20th anniversary of the beginning of the most recent eruption of Arenal volcano and the centennial of the Seismological Sciences in Costa Rica. In fact, observations in Arenal had started since the sixties, when geological research for the dam site of Arenal Hydroelectric Project began, and some of our Department's employees started observations around the volcano. When the eruption occurred in 1968, our workmates and colleagues continued such observations, sometimes collaborating with foreign and national scientists, involved in the study of the volcanic phenomena. With the creation of the *Seismological and Volcanological Section* and the first Seismological Observatory in Costa Rica in 1974 (Chiripa Seismological Observatory, Tilarán; see Bulletin N°4), one of the priorities was the seismological monitoring of the Arenal area and the northwestern part of Costa Rica, including studies for geothermal projects. Volcanological studies (now, not just seismo-volcanic, but also geological, geochemical and geophysical), were developed since the early eighties, with the support for volcano-geological mapping campaigns and so on. The creation of OVA in 1988 is then, the semantic and semiotic culmination of our daily practice of volcanological research at ICE, aimed to watch over adequate and safe designs before adverse geological events, particularly seismic and volcanic. In 1991, the former *Section of Seismology and Seismic Engineering*, officially changed to *Office of Seismology and Volcanology*. This step was transcendental for ICE, because it institutionalized basic and applied volcanological research at ICE. Volcanic monitoring and volcanic hazards evaluation, reached maturity and consistency.

With this fifth volume of the OVA Bulletin, we complete a total of 31 articles about Arenal, written in 488 pages, with studies about many different topics such volcanic seismology, seismic swarms, volcano deformation, lahars, neotectonics, tephrostratigraphy... Our goal for the next quinquennium is twofold: the scientific production aimed to better elucidate the volcanic history, past eruptive dynamics, petrology of the magmas of the explosive events, to understand the regional tectonic features and correlation with local paleo- and neotectonics, crustal modelling beneath the volcano, mathematic modelling of past pyroclastic flows and possible future events, attempting to obtain an accurate zonation of volcanic hazards, modelling of volcanic tremor and its relation with explosive quakes, and attempt to forecast the eruptive future and evolution of Arenal.

We thank all individuals whom, on one way or another allowed us to advance this Bulletin. We will surely deep our momentum in an attempt to consolidate and vigorize basic and applied volcanological research in our Institution and in Latin America, where ICE was already a pioneer in 1963, when cooperated to the work of the first volcanological observatory in American continent, in Irazú volcano.

RESUMEN DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCAN ARENAL DURANTE 1992

SUMMARY OF ARENAL'S VOLCANIC ACTIVITY DURING 1992

Gerardo J. Soto, Francisco Arias y Rafael Barquero
Oficina de Sismología y Vulcanología, ICE, COSTA RICA.

ENERO-FEBRERO: Se observó actividad fumarólica, efusiva y explosiva. Las fumarolas principales se ubican en la parte alta del cono compuesto C, y entre éste y el cráter D.

Dos coladas en bloques se encontraban activas (Fig. 1). Una de ellas era una lengua de la colada observada entre los meses de octubre y noviembre de 1991, que ya a principios de enero se encontraba bastante avanzada en el flanco WSW. A fines de febrero, este derrame lávico sobrepasó a la lengua anterior, y avanzó a pocos m/día, quemando el zacatal por donde se movilizaba, cerca de los 750 m s.n.m., con una longitud de 1,8 km. La otra colada bajaba al W franco, aproximadamente a 1200 m s.n.m. a fines de mes, con una longitud de unos 700 m, y un ancho aproximado de 200 m. El día 24 de febrero ocurrió un colapso gravitacional del frente blocoso de esta colada, originando un flujo de bloques y cenizas que se distribuyó a lo largo de valles del campo de coladas (Fig. 1) y llegó hasta los 780 m s.n.m. (1 km de recorrido). Según observaciones de campo, había un nuevo anfiteatro abierto en el flanco WSW del cráter C, que favorecía este derrame lávico.

Se observaron explosiones estrombolianas y emisiones de nubes de piroclastos sin explosiones claras, cuyos hongos alcanzaron cerca de 1 km de altura. Se tomaron muestras de las cenizas caídas a 1,8 km de distancia del cráter durante una erupción del día 26 de febrero a las 1325 (hora local), la cual consiste de ceniza gruesa (85%) y ceniza muy gruesa y lapilli fino (<15%), principalmente de fragmentos de roca vesiculada, afaníticos y porfiríticos, y cristales de plagioclasa.

En la estación Fortuna (3,5 km al este del cráter activo), se registraron entre 2 y 24 sismos volcánicos diarios (Tabla 1), para un promedio de 11 (Fig. 2). Hubo un incremento importante en los períodos y energía de trémores, especialmente entre los días 6 y 17 y 21 al 25 de febrero, coincidentes con la efusión lávica y la fuerte actividad exhalativa.

MARZO: Continuó la actividad exhalativa, efusiva y explosiva. Las dos coladas principales observadas en febrero pasado, continuaron su descenso por el flanco oeste

y oeste-suroeste del volcán (Fig. 1). La colada oeste-suroeste, reportada en meses pasados como dividida en dos lenguas, continuó su avance en una de ellas unos 50 m más en los primeros días de marzo, hasta alcanzar la cota de 730 m, y se detuvo a mediados de mes. La colada que bajaba al oeste, se subdividió en dos lenguas cerca de la cota de 1100 m. Una de ellas avanzó por un valle hacia el oeste. La otra se dirigió al oeste-suroeste, habiéndose montado sobre las coladas de setiembre 91 - marzo 92. Su velocidad de avance se estimó en 10-20 m/día en la parte alta y 2-5 m/día en la parte baja de menor pendiente. A fin de mes las lenguas activas estaban cerca de 870 m la septentrional y a 830 m la meridional (Fig. 1).

La actividad exhalativa constante (principalmente vapor de agua) era intensa, centrada en la parte norte del cráter activo C. También se observó una intensa vaporización al suroeste del cráter D y en el espacio entre los cráteres C y D.

La actividad explosiva estromboliana disminuyó bastante en frecuencia e intensidad, predominando los eventos de desgasificación súbita o rítmica con poca o ninguna proyección de piroclastos.

La actividad sísmica registrada en la estación Fortuna (Tabla 1, Fig. 2) continuó a un nivel moderado, con un promedio de 15 eventos diarios y con picos de actividad los días 4 y 28 de marzo. El registro de trémor volcánico se incrementó principalmente los días 11, 13 y 18.

ABRIL: La colada que bajaba hacia el oeste, se detuvo en su lengua septentrional, mientras que la lengua meridional continuó un lento avance hacia el área plana. Las explosiones estrombolianas continuaron espaciadas por lapsos de minutos a horas. La actividad exhalativa continuó en el área cuspidal de los cráteres C y D.

La actividad sísmica registrada en la estación Fortuna mostró un descenso moderado con respecto a los meses anteriores (Fig. 2). Se registró un máximo de 16 eventos el día 18. El promedio de eventos por día fue de 8. La principal actividad de trémores se registró los días 9 al 15, el 21, el 23, el 25 y el 27-28.

MAYO: La colada de lava que se movilizaba hacia el oeste del volcán, continuó activa en sus dos lóbulos. La lengua septentrional se dividió a su vez en varios sublóbulos, que llegaron hasta la cota de 810 m s.n.m., aunque el frente más activo se encauzó por un valle, encontrándose a 855 m s.n.m. el día 14 de mayo. La temperatura medida (con termómetro infrarrojo) en este frente activo fue de al menos 820°C. La lengua meridional alcanzó la parte de menor pendiente, a cerca de 720 m s.n.m., quemando parte del zacatal del área. Durante las noches es posible ver una incandescencia continua en el cráter activo, que se interpreta como un lago de lava que alimenta la colada activa. Las fumarolas en la cúspide y en la parte occidental del cono C son muy intensas. La actividad explosiva se mantiene a relativos bajos niveles de frecuencia y magnitud.

Un incremento moderado en la actividad sismovolcánica diaria se registró durante el mes (Tabla 1, Fig. 2), con un promedio de 13 eventos por día, y picos máximos entre 20 y 24 eventos los días 16, 23 y 28 de mayo. La mayor actividad de trémores se registró durante los días 7, 12, 14, 17 y 22 del mes.

JUNIO: A mediados y final de mes fue observada una continua y vigorosa actividad exhalativa localizada en el cráter C, entre éste y el D, y en el flanco alto oeste del cono C.

La colada de lava que venía fluyendo hacia el lado oeste, se paró en su lengua septentrional, a 830 m s.n.m.. Esta lengua ya no se encontraba alimentada, pues la mayoría de la lava fluyó por el canal de alimentación de la lengua meridional de esta colada. Desde mediados de mayo, el frente de lava avanzó cerca de 300 m, alcanzando el 10 de junio la cota de 665 m y el 24 de junio la de 650 m s.n.m.. Su avance provocó un incendio forestal que quemó cerca de una hectárea del bosque circundante (matorral).

La actividad explosiva se mantuvo con altibajos, observándose una explosión cada hora el día 12, y continuas desgasificaciones súbitas a lo largo de todo el mes.

La actividad sismovolcánica total registrada en la estación Fortuna (Tabla 1, Fig. 2) mostró un promedio de 29 eventos diarios, con un máximo de 50 el día 19, y conspicuos trémores los días 4, 6, 10, 17 y 30.

JULIO-AGOSTO: Las fumarolas en la cima y en el flanco alto occidental del cono C eran vigorosas. La colada de lava en bloques que venía bajando por el flanco WSW, llegó a 615 m s.n.m., invadiendo un área de bosque y de caña brava, con un espesor de entre 6-15 m, y un ancho de 100 m. El lóbulo activo se subdividió en dos lenguas, pero sólo la más meridional estaba activa a fin de agosto (Fig. 1). Las explosiones estrombolianas eran poco frecuentes, y más bien los eventos de desgasificación súbita o paulatina sin proyección de tefras, eran comunes.

La actividad sismovolcánica registrada agosto en la estación FOR (Tabla 1, Fig. 2), mostró un promedio de 30 eventos diarios en julio y 19 en agosto, con picos máximos de 65 eventos el 19 de julio y 40 el 9 de agosto. Los periodos de trémor intermitentes principales se registraron los días 5-7, 11, 14, 17 y 21-22 de agosto.

SETIEMBRE: La lava que venía avanzando en meses anteriores por el flanco oeste-suroeste, se detuvo en su frente (a 615 m s.n.m.) desde finales de agosto-principios de setiembre (Fig. 1). Esta situación se dio porque en la parte alta de la colada, hubo una interrupción del flujo cerca de la cota de 1100 m, por lo que los bloques del canal de alimentación en esa cota se desbordaban continuamente a uno y otro lado de los levées.

Las fumarolas de la cima y áreas aledañas continuaron con actividad vigorosa. La actividad explosiva aumentó ligeramente en frecuencia y magnitud con respecto al mes anterior.

La actividad sísmica registrada en la estación Fortuna (Tabla 1, Fig. 2) arrojó un promedio de 24 eventos diarios, con un pico de 55 eventos el día 29 de setiembre.

En la última semana de setiembre dos personas resultaron heridas, en ascensos por separado a la cima del volcán por su flanco oeste.

OCTUBRE: La lava que había venido bajando desde mediados de enero por el flanco este y este-sureste, se detuvo totalmente en su frente a 610 m s.n.m. (Fig. 1). No obstante, cerca de la cota de 1100 m, continuó bloqueada, lo que causó que la alimentación en el canal empujara y rompiera los levées a ambos lados y se desbordaran bloques, algunos de los cuales causaron flujos piroclásticos menores, originados por el desborde mismo, que llegaron hasta la cota aproximada de 800 m, y que levantaron columnas de ceniza de varios cientos de metros, según reportes de los pobladores del área. La actividad explosiva durante la primera quincena del mes fue vigorosa.

La actividad sismovolcánica registrada en la estación Fortuna (tabla 1, Fig. 2), mostró un incremento durante la primera quincena del mes -coincidente con la vigorosa actividad explosiva-, alcanzando un máximo de 80 eventos el día 9 (el mayor del año). Durante la segunda quincena del mes, los sismos volcánicos registrados fueron menos, con un máximo de 46 el día 31. El promedio del mes fueron 37 eventos diarios (Fig. 2). Trémores de alta energía acompañaron el incremento en la actividad, especialmente durante la primera y tercera semanas del mes.

Las crecientes durante la época lluviosa intensa en setiembre y octubre originaron algunos cambios erosivos menores en los bancos sedimentarios depositados en los abanicos de los ríos Chato y Calle de Arena (al este del volcán), deposición de arenas en la Laguna Cedeño (al norte) y arenas y bloques en el Río Agua Caliente (al suroeste).

NOVIEMBRE-DICIEMBRE: El flujo de lava activo en el flanco oeste y oeste- suroeste, continuó fluyendo en su lóbulo occidental, sobre los canales anteriores y desbordando éstos, con un ancho total aproximado de 200 m, 10 m de espesor, y alcanzó la cota 855 m, (hasta el 5 de diciembre) cercano al punto observado en mayo pasado. Los bloques de la colada se desbordaban a uno y otro lado de los levées en el punto de bloqueo del otro lóbulo, cerca de 1100 m s.n.m.. Las temperaturas medidas en la corteza de la lava del frente alcanzaron 480°C, pero el interior al rojo vivo, sobrepasaba los 800°C.

La actividad fumarólica cuspidal se mantuvo muy vigorosa, siendo distribuidos

los gases hacia el oeste por los vientos regionales, promoviendo lluvia ácida hacia el flanco occidental.

La actividad explosiva estromboliana mostró altibajos en el número, frecuencia y magnitud de las explosiones.

Durante noviembre y diciembre la actividad sismovolcánica mostró un descenso moderado con respecto a octubre (Tabla 1, Fig. 2), registrándose un promedio de 29 eventos diarios en noviembre, con un máximo de 47 eventos el día 9 de noviembre, un promedio de 29 eventos diarios en diciembre y un pico máximo de 48 el día 5. La actividad de trémor también disminuyó bastante.

TABLA 1: ACTIVIDAD SISMOVOLCANICA REGISTRADA EN LA EST. FORTUNA, 3,5 km AL ESTE DEL CRATER ACTIVO TABLE 1: SEISMO-VOLCANIC ACTIVITY RECORDED IN FORTUNA STATION, 3.5 km EAST OF ACTIVE CRATER			
MES MONTH	TOTAL EVENTOS TOTAL EVENTS	DIAS REG. REC. DAYS	PROMEDIO DIARIO DAILY AVERAGE
Ene/Jan	318	30	10,6
Feb/Feb	291	25	11,6
Mar/Mar	348	24	14,5
Abr/Apr	231	29	8,0
May/May	402	30	13,4
Jun/Jun	753	26	29,0
Jul/Jul	537	18	29,8
Ago/Aug	438	23	19,0
Set/Sep	620	26	23,8
Oct/Oct	1154	31	37,2
Nov/Nov	792	27	29,3
Dic/Dec	691	24	28,8

EVOLUCION DE LAS COLADAS Y LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA: OBSERVACION Y DISCUSION

Dos flujos compuestos fueron observados en el período octubre de 1991 - diciembre de 1992 (Fig. 1). El primero, avanzó por el flanco WSW entre octubre 91 y marzo 92 (5½ meses), y el segundo, por el flanco W primero, luego se dividió en dos lóbulos, al WSW y al W (activa entre finales de enero 92 hasta diciembre 92, para un total de 11 meses). Estas lavas emitidas se caracterizan por ser cuerpos tabulares blocosos, con un ancho de hasta 200 m en las partes altas, y cercanos a los 100 m en las partes distales, con espesores de entre 8 y 15 m (en promedio 10-12 m).

Su velocidad de avance es variable, y depende de la pendiente del terreno por donde avanza, de la tasa sostenida de emisión, interrupciones en el canal de flujo y de interrupciones en el frente de la lava. En general, se estimaron avances de 10-20 m/día en las partes altas (sobre 1100 m), y de 2-5 m/día en las partes bajas (bajo los 800 m). Sin embargo, en julio de 1992, se observaron velocidades inusuales de cerca de 15 m/día en una parte de baja pendiente.

El mapeo de las lavas se ha hecho utilizando un mapa topográfico a escala 1:20000, brújula y binoculares, cuando están por encima de los 800 m s.n.m.. Cuando alcanzan la cota de 800 m o menos, se accesa a pie, y se estiman con cinta, brújula y altímetro, su posición, ancho y espesor. Con base en esta metodología, se han hecho cálculos del volumen eruptado y tasa de emisión (Tabla 2). Los volúmenes calculados de la tabla 2, pueden tener un rango de aproximación de $\pm 20\%$. En estos cálculos de volumen, se ha tomado en cuenta la evolución de los flujos compuestos, como la consecuente alimentación de unidades de flujo, tal cual fue expuesto por Borgia & Linneman (1990).

TABLA 2: LAVAS OCTUBRE 91-DICIEMBRE 92 DEL ARENAL TABLE 2: ARENAL'S LAVAS OCTOBER 91 - DECEMBER 92						
PERIODO oct91-nov92	DIAS DAYS	Dacum	VOL $\times 10^6 \text{m}^3$	Vacum $\times 10^6 \text{m}^3$	T EM m^3/s	T EMacum m^3/s
01oct-28nov	58	58	2,97	2,97	0,59	0,59
28nov-08ene	41	99	0,91	3,88	0,25	0,45
08ene-26feb	49	148	1,60	5,48	0,38	0,43
26feb-28mar	31	179	1,51	6,99	0,56	0,45
28mar-14may	47	226	1,10	8,09	0,27	0,41
14may-24jun	41	267	0,49	8,58	0,14	0,37
24jun-26ago	63	330	0,81	9,39	0,15	0,33
26ago-05nov	71	401	1,14	10,53	0,19	0,30
05nov-31dic	56	457	0,97	11,50	0,20	0,29
T EM: Tasa de emisión, Emission rate. T EMacum: ídem acumulada, ditto accumulated.						

La primera colada de lava inició su flujo en octubre de 1991, hacia el WSW, y se desvió un poco sobre la colada que la antecedió en abril-junio de 1991. Continuó su avance hasta llegar a una pequeña colina, y se dividió en dos lenguas, continuando activa la más austral, hasta llegar a los 750 m s.n.m. en noviembre, y se detuvo. La otra lengua se activó en noviembre, y fluyó por el otro lado de la colina, hasta llegar a juntarse con el otro lóbulo, pasándole por encima en enero. En este momento, la

fase de desarrollo cesó, pues la alimentación de lava tomó el camino de la segunda colada, y por lo tanto, la lava que llegó a esta parte frontal fue la que ya había sido emitida, y fluía durante la fase de colapso. Esta primera colada se detuvo a mediados de marzo de 1992, alcanzó los 730 m s.n.m., y una longitud máxima en el mapa de 1,8 km.

La segunda colada se inició a finales de enero 92 (Fig. 1), al cambiar la dirección de alimentación de la lava en el cráter. El flujo tomó al W franco, hasta llegar a finales de febrero a los 1100 m, donde se subdividió en dos lenguas. Ambas continuaron activas hasta mayo de 1992, cuando la más septentrional se detuvo a los 810 m s.n.m.. La otra continuó su flujo hacia el SW, sorteando varios obstáculos topográficos, pasando por encima de la colada de octubre 91 - marzo 92 en marzo, y continuando al WSW. En julio se detuvo un poco, pero al obstaculizarse un lóbulo a los 655 m s.n.m., otro nuevo lóbulo continuó a gran velocidad (15 m/día), por dos semanas, y luego bajó más lentamente hasta alcanzar los 610 m s.n.m. a principios de setiembre 92. La alimentación de este canal se interrumpió desde agosto 92, en el punto de inflexión de las lenguas, provocando la caída de bloques del canal hacia un valle amplio y profundo que quedó en medio de los dos flujos compuestos. En este punto, se desbordó el canal, originando un tercer lóbulo principal, que continuó su avance al SW, y se encontraba cerca de los 850 m s.n.m. en diciembre. Luego, la lengua abandonada de la colada, hacia el W, se reactivó, y así permanecía hasta diciembre. Esta segunda colada alcanzó una longitud de 3,25 km, y llegó a una distancia radial de 3 km desde el centro emisor, lo que la convierte en la colada más larga de este ciclo lávico 1968-92, en conjunto con las primeras coladas emitidas del cráter A, que fueron sin embargo, más voluminosas.

Ambas coladas se han caracterizado por alcanzar las partes bajas y casi planas del edificio volcánico: los 730 m s.n.m. la primera, y los 610 m s.n.m. la segunda. Desde hace varios años no llegaban coladas de lava a estas partes relativamente planas del volcán, y continuaban su avance. Esto nos indica una alimentación sostenida del flujo, en contraposición a una alimentación continuamente interrumpida, que dejaba los flujos en las partes altas, y cambiaba frecuentemente de posición (periodos de 4 a 6 semanas). Esto se puede deber a que las lavas encontraron un camino expedito de evacuación desde el cráter (se logró comprobar que desde enero de 1992, los flujos salían a través de un pequeño anfiteatro del cono), o bien a que la tasa de emisión de magma aumentó en este período, o a una combinación de ambas.

Desafortunadamente, no nos es posible calcular la tasa de emisión de magma para años anteriores (1980-91, que nos permita comparar con la actual), debido a la inaccesibilidad de las lavas emitidas, la ausencia de suficientes fotografías aéreas, y a la prolongada y fuerte actividad explosiva. No obstante, es claro que el comportamiento eruptivo del Arenal cambió desde setiembre del año 1991, de una actividad predominantemente explosiva y menos efusiva, a una actividad más efusiva

y exhalativa y menos explosiva.

La tasa de emisión de magma del Arenal fue calculada por Wadge (1983) para el período 1968-80 (con base en fotografías aéreas, mapas topográficos y su digitación), en $3,0 \text{ m}^3/\text{s}$ entre 1968-71, que decreció paulatinamente hasta que, desde que se inició la efusión de lavas desde el cráter C, se mantuvo estable hasta 1980 en $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$.

Debido a que nuestros cálculos de volumen de lavas emitidas estiman un margen de error de $\pm 20\%$, asumimos que el volumen así calculado corresponde groseramente con el equivalente de roca densa (ERD). El volumen de piroclastos emitidos durante este período es difícil de estimar. Desde abril se inició un muestreo sistemático de la ceniza emitida por las explosiones del volcán, en un punto situado a 1,8 km al oeste del cráter activo, y altura de 735 m s.n.m., que permitió observar las características granulométricas y el peso por unidad de área depositado en ese punto (Tabla 3), localizado a favor de viento. Un análisis detallado de las características morfológicas de las cenizas se presenta en este volumen (Dellino y Alvarado). En general, se observa que conforme mayor es la cantidad de ceniza caída por área, el tamaño de grano se incrementa, lo cual es lógico, y representa simplemente períodos de mayor explosividad. Aunque una primera impresión del volumen de piroclastos comparado con el volumen total de lavas, parece despreciable, al hacer una comparación de la tasa de emisión de lava con la ceniza caída y los sismos volcánicos registrados (Fig. 3, Tablas 1, 2 y 3), encontramos que los volúmenes y tasa de emisión entre octubre 91 y marzo 92 fueron relativamente altos, y disminuyeron después, y durante 1992, cuando hubo una mayor explosividad, las tasas de emisión de magma fueron menores. Así, hay una completa correlación entre el promedio diario de sismos mensuales con la cantidad de ceniza caída, esto es, a mayor cantidad de sismos ocurridos, mayor cantidad de ceniza eyectada, y por tanto, mayor explosividad. Por otra parte, la tasa de emisión de lavas es inversamente proporcional a la ceniza caída, lo que sugiere que el magma no eruptado como lava, lo fue como piroclastos, manteniendo en conjunto, la suma de lava + piroclastos, una tasa constante de emisión. Quizás la tasa de fines de 1991 y principios de 1992, cercana a $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$, sea una buena aproximación para el período.

Con base en esto, encontramos que la tasa de emisión de magma calculadas por Wadge (1983) desde 1974 hasta 1980, coincide en su orden con la 1992, aunque según la discusión del párrafo anterior, durante 1992 es $2/3$ más alta. Podemos asumir que desde 1974 hasta el presente, el Arenal mantiene un estado estable de conducto abierto en la alimentación de magma. De esta manera, la producción actual de lava del Arenal sería de $15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$.

Los cambios observados entre periodos de mayor efusión-menor explosión (vgr.: 1991-92) a otros de mayor explosión-menor efusión (vgr.: 1984-91), quizás se deban a la cantidad de volátiles presentes en el magma, y a la viscosidad de éste, que

permite una desgasificación diferente en períodos diferentes, a cambios en la tasa de efusión de magma, o a cambios morfológicos del cráter que facilitan la efusión.

TABLA 3: CENIZA RECOLECTADA DEL ARENAL, 1,8 km OESTE DEL CRATER ACTIVO, 735 m s.n.m. TABLE 3: ASH COLLECTED 1.8 km WEST OF ACTIVE CRATER OF ARENAL, 735 m a.s.l.			
PERIODO	(g/m ²)/d	cen m.mg	cen f-pv
23abr-12may	4,3	0	100
12may-10jun	20,1	34,7	65,3
10jun-24jun	12,4	46,4	53,6
24jun-19jul	17,6	51,8	48,2
19jul-25ago	15,1	46,7	53,3
25ago-09set	7,1	37,0	63,0
09set-23set	13,1	33,3	66,7
23set-14oct	36,2	49,3	50,7
14oct-05nov	33,7	55,1	44,9
05nov-05dic	14,6	51,1	48,9
05dic-15dic	15,3	71,1	28,9
cen.m-g: % ceniza media a gruesa % medium to coarse ash cen.f-plv: % ceniza fina a polvo % fine ash to volcanic dust			

JANUARY-FEBRUARY: Fumarolic, effusive and explosive activity was observed. Fumaroles were located around the summit of cone C and between this and crater D.

Two blocky lava flows were active (Fig. 1). One was the lobe of the flow observed during October and November, 1991, which in January advanced on the WSW flank. During late February, this flow overpassed the previous lobe and advanced some m/day, burning the grass field over which it was passing, around 750 m a.s.l., with a total length of 1.8 km. The other lava flow advanced down to the W, reaching the contour line of 1200 m a.s.l., with a total length of 700 m and 200 m width. On February 24th, a gravitational collapse of this lava flow, caused a blocky and ash flow, which ran out along the gulleys of the lava field (Fig. 1) and reached the contour line of 780 m a.s.l. (1 km run-out). Since field observations, an amphitheater was open on the WSW flank of crater C, permitting the pouring out of this lava flow.

Strombolian explosions and pyroclastic clouds without any clear explosion were seen, reaching 1 km height. Ash samples were collected at 1.8 km to the west of the

crater on February 26th at 1325 (local time), consisting of coarse ash (85%) and very coarse to fine lapilli (<15%), mainly vesiculated rock fragments, aphanitic and porphyritic, and plagioclase crystals.

Fortuna station (located 3.5 km to the East of active crater) recorded between 2 and 24 volcanic seisms per day, with an average of 11 (Table 1, Fig. 2). It was an important increase of tremor periods and energy, mainly between February 6th and 17th and 21th and 25th, coinciding with lava effusion and strong fumarolic activity.

MARCH: Exhalative, effusive and explosive activity continued. The two lava flows observed in February continued moving down (Fig. 1). The WSW lava flow reached the contour line of 730 m a.s.l., and stopped in mid March. The western lava flow, subdivided in two lobes (around 1100 m a.s.l.), one to the west on a valley (reached 870 m a.s.l.), and the other to the WSW, overpassing the September 91 - March 92 lava flow (reached 830 m a.s.l.). Estimated velocity of the flow-front was 10-20 m/day on the higher parts, and 2-5 m/day on the lower part.

Permanent fumarolic activity (mainly water vapour) was intense on the north part of active crater. Steaming ground was observed on the high SW flank of crater D and on the area between C and D craters.

Explosive activity decreased in frequency and intensity. Sudden or rhythmic degassing with weak or none pyroclastic ejection was dominant.

Seismo-volcanic activity (Table 1, Fig. 2) was moderate, with an average of 15 daily events, and peak-activity on 4th and 28th. Tremor increased mainly on 11th, 13th and 18th.

APRIL: Northern lobe of the western lava flow stopped, meanwhile WSW lobe advanced on the flat area. Strombolian explosions were separated on time, between some minutes to several hours. Fumarolic activity continued on the summit.

Seismo-volcanic activity recorded in Fortuna station (Table 1, Fig. 2) showed a moderate decrease compared with previous months. It was a peak record of 16 events on 18th. Average record was 8 events/day. Main tremor recording was on 9th to 15th, 21th, 23th, 25th and 27th-28th.

MAY: The northern lobe of the active lava flow divided in several sublobes, which reached one to 810 m a.s.l. and other, 855 m a.s.l. on May 14th. The southern lobe reached 720 m a.s.l., burning a grass field. During night, it was possible to see glowing of the lava lake in the summit crater. Fumaroles on the summit and western part of cone C were very active. Explosive activity was weak.

A moderate increase in seismo-volcanic activity was recorded (Table 1, Fig. 2),

with an average of 13 events per day. Peaks were recorded (between 20 and 24 events/day) on 16th, 23th and 28th. Tremor activity was very conspicuous on 7th, 12th, 17th and 22th.

JUNE: Fumarolic activity was vigorous and continuous on the summit. Northern lobe of the active lava flow stopped at 830 m a.s.l.. Southern lobe reached 650 m a.s.l. on 24th, promoting a forest fire of about 1 ha.

Explosive activity was with ups and downs, with an average of two explosions per day and continuous sudden degass events along all month.

Seismo-volcanic activity recorded in Fortuna station (Table 1, Fig. 2) showed an average of 29 events per day, with a maximum of 50 on 19th, and conspicuous tremors on 4th, 6th, 10th, 17th and 30th.

JULY-AUGUST: Fumarolic activity on the summit was vigorous. The active lobe of the lava flow to the WSW reached and stopped at 615 m a.s.l. (thickness between 6 and 15 m, width around 100 m), invading a forest and *caña brava* (a sort of wild cane) area. The lobe divided in two sublobes, but only the southern continued advancing by the end of August. Strombolian explosions were scarce, and only degassing events were frequent.

Seismovolcanic activity recorded in Fortuna station (Table 1, Fig. 2) was 30 events/day in July, with a peak of 65 on 19th; an average of 19 in August, and a peak of 40 on 9th. Intermitent periods of tremor were mainly on August 5th-7th, 11th, 14th, 17th and 21th-22th.

SEPTEMBER: The active lava flow stopped since late August because a knot of lava appeared around 1100 m a.s.l., promoting the pouring out of lava blocks to one and other sides of the levées. Fumarolic and explosive activity continued as same as previous months.

Seismo-volcanic activity recorded in Fortuna station (Table 1, Fig. 2) averaged 24 events/day, with a maximum peak of 55 events on 29th.

Two persons resulted injured in late September, trying to climb up the volcano on the western flank.

OCTOBER: The active lava flow stopped definitively its front at 610 m a.s.l.. A lava knot at 1100 m a.s.l. promoted that the flow broke up the levées, causing small avalanche flows, which reached the contour line of 800 m a.s.l.. Explosive activity during the first half of October was vigorous.

Seismovolcanic activity recorded in Fortuna station (Table 1, Fig. 2) showed an

increase coinciding with explosive activity, reaching a maximum peak of 80 events on 9th (year's highest record). During second half of the month, the activity decreased, with a peak of 46 events on 31st. Month's average was of 37 daily events. High energy tremors accompanied the explosive activity, mainly during first and third weeks of the month.

Rainy season in September and October promoted floods on some rivers, and produced several changes on the sedimentary banks of Chato (east), Calle de Arena (east), Agua Caliente (southwest) rivers and some sand deposition in Laguna Cedeño.

NOVEMBER-DECEMBER: The lava flow reactivated its western lobe, overflowing the previous channels and levées, reaching the contour line of 855 m on December 5th (width 200 m, thickness about 10 m). Measured temperature of the crust in the front was 480°C, and the inner part was at least 840 °C.

Fumarolic activity was vigorous and gases spreaded westward quickly due to the strong eastern winds. Strombolian activity showed ups and downs during both months.

Seismovolcanic activity in November and December decreased compared with October (Table 1, Fig. 2). November's average was 29 events/day with a maximum peak of 47 on 9th. December's average was 29 events/day and a peak of 48 on 5th.

EVOLUTION OF LAVA FLOWS AND EXPLOSIVE ACTIVITY: OBSERVATIONS AND DISCUSSION

Two composite flows were observed during the period October 1991 - December 1992 (Fig. 1). The first one, flowed down on the WSW flank between October 1991 and March 1992 (5½ months), and second one on the West flank, then divided in two lobes to WSW and W (active since late January until December 1992, 11 months in total). Composite flows are blocky tabular bodies, 200 m wide close to vents and 100 m wide in distal parts, and 8-15 m thick (average 10-12 m).

Flow velocity is variable, depending from the ground slope, steady effusion, interruptions of the flowing channel and lava fronts. On the higher parts (over 1100 m a.s.l.), velocity was estimated in 10-20 m/day, and on lower parts (below 800 m a.s.l.), 2.5 m/day. However, in July 1992, unusual flow velocities up to 15 m/day were measured on the low slope area.

Mapping of the lava flows have been done using topographic maps scale 1:20000, compass and binoculars, when they moved over 800 m a.s.l., and when they reached this contour line, we could access by feet, and measured them with measuring tape, altimeter and compass. Based on this methodology, calculations of

erupted volume and rate emission ($\pm 20\%$) were done (Table 2). We took into account the evolution of the composite flows, variation of thickness and changing channels, as done by Borgia & Linneman (1990).

The first lava flow started flowing on October 1991, WSWward, overpassed the previous flow of April-June 1991 and continued its advance bumping into a low hill, dividing in two lobes. The southern lobe reached 750 m a.s.l. and stopped in November. The other lobe activated in November 1991, surrounding the hill, joined the other lobe, overpassed it in January 1992 and rode its channel, until March 1992, when reached 730 m a.s.l. (1.8 km long on the map).

The second composite flow started in late January 1992 (Fig. 1), when the feeding point from the vent changed to the new amphitheater. It flowed down westward up to 1100 m a.s.l. in late February and then divided in two lobes. They both continued active until May, when the northern lobe stopped at 810 m a.s.l.. The other lobe flowed to the SW, overpassing the previous lava flow in March and then turned to the WSW. In July it stopped for a while, when it divided in two sublobes at 655 m a.s.l.. One of this sublobes advanced later with velocity of 15 m/day during two weeks, then decreased velocity and reached 610 m a.s.l. in early September. Lava feeding of this lobe was interrupted since August in the inflection point at 1100 m, promoting the overflowing of lava blocks trough the levées. This situation caused the creation of a third lobe which advanced SWward and reached 850 m a.s.l. in December. The first lobe (westward) reactivated and was still advancing in December. Maximum length of this composite flow was 3.25 km on the map (radial distance from the vent of 3 km), becoming the longest composite flow of this lava field, besides such ones effused from crater A.

Both composite flows are characterized because they reached the low and almost flat part of volcano edifice: 730 m a.s.l. the first one, and 610 m a.s.l. the second one. Since several years ago, none flow reached this area. This points out to a steady lava feeding, contrasting to interrupted one, which kept the flows on the higher parts, and changed frequently (periods between 4 and 6 weeks) the flowing ways. This could be caused by the facility created by the new amphitheater on cone C, through which lava flowed since January 1992, or that magma rate emission increased, or both. Unfortunately, it is not possible to calculate magma emission rate for previous years (1980-91, to compare with current rate), due to inaccessibility to effused lavas, nor aerial photographs, and because a prolonged and strong strombolian activity. Nevertheless, it is clear that eruptive behaviour changed since September 1991, when predominant explosive and less effusive activity to a more effusive and fumarolic and less explosive one.

Magma rate emission was calculated by Wadge (1993) between the period 1968-80: 3.0 m³/s between 1968 and 1971, and decreased when lava effusion started from crater C, keeping stable until 1980 in 0.3 m³/s.

Due to our calculation of lava volume is $\pm 20\%$, we assume that this calculation corresponds roughly to a dense rock equivalent (DRE). The pyroclastic volume is difficult to estimate. A systematic sampling of the ash ejected by explosions of Arenal (collected in a point located 1.8 km west of the active crater, altitude 735 m a.s.l.) was started since April 1992, which permitted us to observe granulometric characteristics and the weight deposition per area unit in such point (Table 3), located downwind. A detailed analysis of morphological characteristics of ashes is discussed in this volume (Dellino and Alvarado). Roughly, the higher amount of fallen ash, the bigger grain size, which is logic, and represents periods of higher explosiveness. Even a first approach about pyroclastic volume is very low compared with total lava volumes, attempting a comparison between lava effusion rates, fallen ash and recorded volcanic quakes (Fig. 3, Tables 1, 2 and 3), we find that both volume and effusion rate between October 1991 and March 1992 were relatively high, and decreased later, and during 1992, when volcano was more explosive, effusion rates were lower. It is a complete correlation between the daily average of quakes every month with the amount of ash fallen, and inversely proportional to lava effusion rates, which suggests that magma not erupted as lava, was erupted as pyroclasts, keeping the sum lava + pyroclasts in a constant eruption rate. Maybe the lava effusion rate between late 1991 and early 1992, around $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$, is a good approximation for all over period.

Based on this, we found that magma effusion rates calculated by Wadge (1983) during the period 1974-80, coincides in order with 1992's one, but since the last paragraph, during 1992 it is 2/3 higher. We can assume that since 1974 so far, Arenal keeps a steady-state magma feeding. On this way, current magma production in Arenal would be $15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$.

Observed changes between periods of "high effusion-low explosion" (*e.g.*: 1991-92) compared with periods of "high explosion-low effusion" (*e.g.*: 1984-91), maybe are caused to changes in the amount of volatiles in magma, changes in viscosity which permits different degassing in different periods, changes in effusion rate, or morphological changes in the crater, which make easier the flowing down of the lavas.

REFERENCIAS/REFERENCES

- Borgia, A. & Linneman, S.R., 1990: On the Mechanism of Lava Flow Emplacement and Volcano Growth: Arenal, Costa Rica. In: J.H. Fink (Ed.): Lava Flows and Domes Emplacement Mechanisms and Hazard Implications. IAVCEI Proceedings in Volcanology, Springer-Verlag, Berlin, p.208-243.
- Wadge, G., 1983: The magma budget of Volcán Arenal, Costa Rica, from 1968 to 1980. J. Volc. Geoth. Res., 19:281-302.

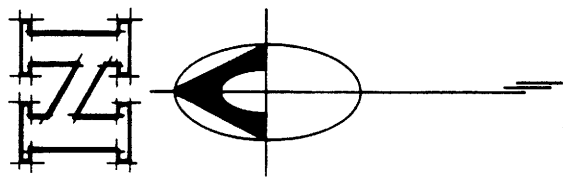
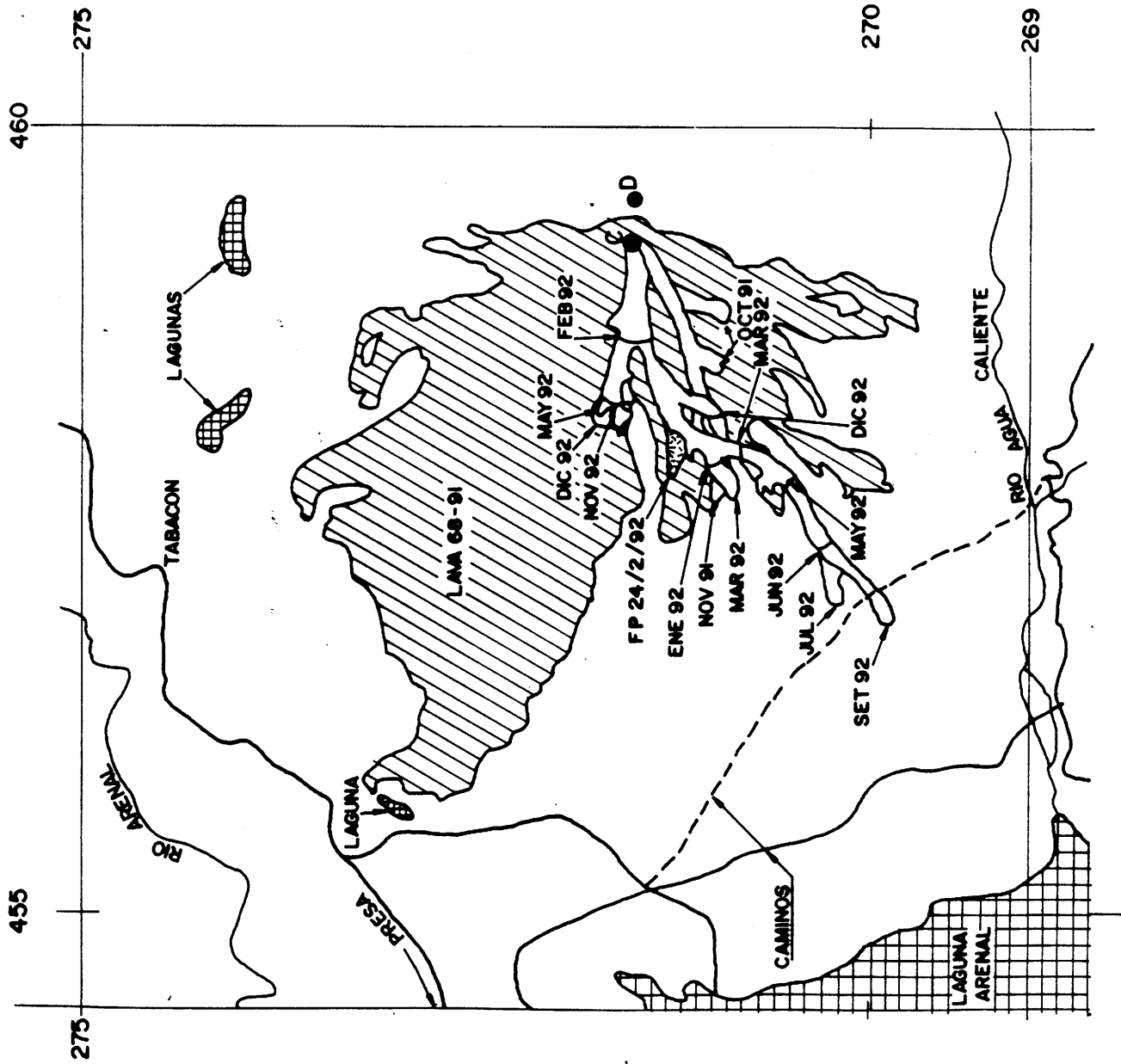
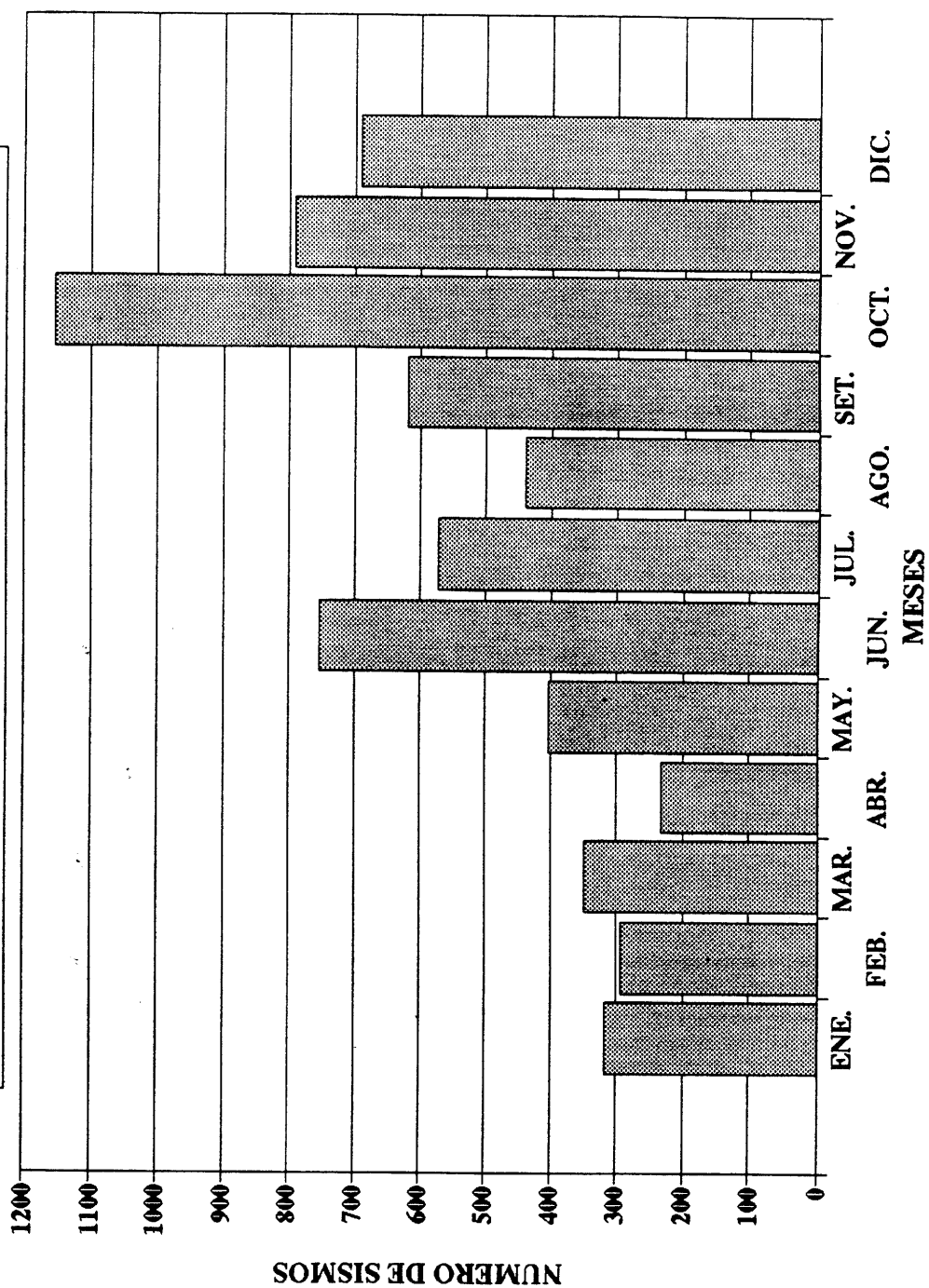
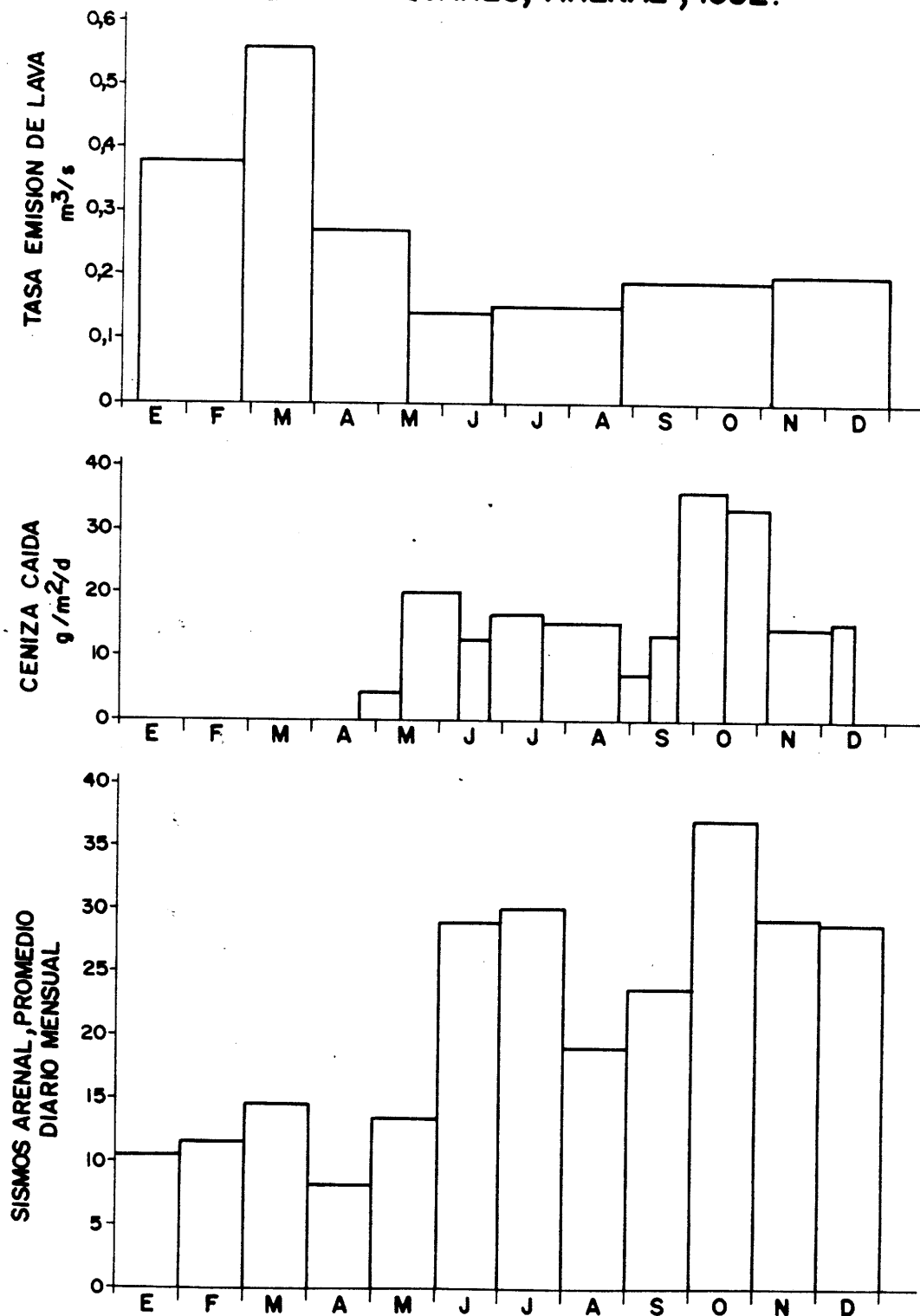


FIG. 1:
 EVOLUCION DE LAS
 LAVAS DEL ARENAL
 (1992).
 EVOLUTION OF ARENAL'S
 LAVAS.

**Fig. 2: SISMOS REGISTRADOS EN LA ESTACION FORTUNA
VOLCAN ARENAL, ENERO-DICIEMBRE 1992**



**FIG.3: COMPARACION EFUSION DE LAVA-CENIZA CAIDA -
SISMOS REGISTRADOS, V. ARENAL 1992.
COMPARATION LAVA EFFUSION - ASH FALLEN-
RECORDED QUAKES, ARENAL , 1992.**



COMENTARIO SOBRE LAS CENIZAS ESTROMBOLIANAS RECIENTES DEL VOLCAN ARENAL

Pierfrancesco Dellino¹ y Guillermo E. Alvarado²

¹: Dipartimento Geomineralogico, Università-Campus, Trav. 200 Via Re David 4, 70124 Bari, ITALIA.

²: Oficina de Sismología y Vulcanología, Departamento de Geología, ICE, Apdo 10032-1000, San José, COSTA RICA.

RESUMEN

Ceniza volcánica del actual período de actividad explosiva (colectada entre mayo-agosto de 1992) fue examinada al microscopio electrónico (SEM), cuyas fotografías e interpretación se presentan en esta corta nota.

ABSTRACT

Volcanic ash from the present period of Strombolian activity at Arenal (collected between May-August 1992) was examined by first time under the scanning electron microscope (SEM), which images and interpretation are introduced in this short note.

INTRODUCCION

La utilidad del estudio de productos piroclásticos mediante análisis granulométricos y por medio del uso del microscopio electrónico para comprender los mecanismos de transporte y de fragmentación, está ampliamente demostrada (*v.gr.*: Sheridan & Marshall, 1983; Heiken & Wholetz, 1985; Dellino, 1991).

El volcán Arenal, activo desde 1968, ha mostrado en el pasado y el presente, diversos tipos de actividad eruptiva. Desde 1984 ha mantenido una continua actividad efusiva y estromboliana con pequeños flujos piroclásticos. Algunos de estos flujos piroclásticos, aunque de corta extensión y volumen, son particularmente interesantes y raros a nivel general, dado que están asociados con un vulcanismo estromboliano.

Las cenizas (recolectadas por el OVA en el flanco oeste del volcán, a 1,8 km del cráter activo) corresponden al período de mayo a agosto de 1992 (caída aproximada de 15-20 g/m²/día). El estudio de las cenizas con el microscopio binocular, evidenció un aparente alto contenido de líticos angulares en contraposición con el esperado vulcanismo estromboliano. Es por ello que se llevó a cabo un análisis

granulométrico y con el SEM (en la Universidad de Bari, Italia), con el propósito de obtener una mejor imagen de los productos. Estudios más detallados, actualmente en proceso, pretenden realizar lo mismo, pero para la completa secuencia tefroestratigráfica del Arenal (detalles de esta secuencia están en Ghigliotti et al., 1993 y Ghigliotti et al., este volumen) con el fin de comprender mejor los diferentes mecanismos eruptivos y modos de emplazamiento de los depósitos piroclásticos.

RESULTADOS

El estudio de las imágenes obtenidas con el SEM, indica claramente que hay dos tipos morfológicos de cenizas juveniles: (a) fragmentos altamente vesiculares, algunos con fracturas de enfriamiento (Fotos 1,2 y 3) y con suave superficie (Fotos 1 y 3). (b) Cristales (plagioclasas, piroxenos, etc.), más o menos idiomórficos (Foto 4: piroxeno), algunos con trazas de óxidos metálicos y de vidrio (parte superior del piroxeno en la Foto 5). Además, geles de sílice, aluminio y otros elementos menores, con formas cristalinas y composición general extraña, pueden presentarse en forma globular (Foto 6). La inexistencia de fracturas de hidratación y la morfología de las cenizas, confirma que la explosividad se debe principalmente a la expansión de gases magmáticos y que no hay interacción de magma con agua freática. Lo anterior comprueba el carácter estromboliano de las actuales explosiones del Arenal.

Las curvas granulométricas (Figs. 1 y 2) muestran una curva gaussiana asimétrica (negativa) con dos máximos. El carácter gaussiano es un indicio típico para depósitos con buena granoselección, típico de tefras de caída, posiblemente un poco afectados por selección eólica y por lluvias contemporáneas con las explosiones, mientras que la existencia de dos máximos es debido a que las muestras corresponden con la presencia de al menos dos subpoblaciones. Lo anterior resulta lógico dado que las muestras representan el continuo acúmulo de cenizas producto de varias explosiones (varias al día), durante los períodos de estudio que abarcan aproximadamente un mes cada uno.

AGRADECIMIENTOS

Al personal del OVA por la recolección y envío de muestras. A GEOMAR, por el apoyo económico para la pasantía en Bari (G.E.A.), donde se desarrolló el análisis de laboratorio.

REFERENCIAS

- Dellino, P., 1991: Metodi quantitativi applicati allo studio dei depositi piroclastici. Il caso di M. Pilato-Rocche Rosse (Lipari, Isole Eolie). Tesis doctoral, Dipartimento Geomineralogico, Univ. di Bari, Italia, 104 pp..
- Ghigliotti, M., Frullani, A., Alvarado, G.E. y Soto, G.J., 1993: 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.
- Ghigliotti, M., Frullani, A., Soto, G.J. y Alvarado, G.E., 1993: Tefroestratigrafía, historia y ciclos eruptivos del volcán Arenal. Este volumen.
- Heiken, G. & Wholetz, K., 1985: Volcanic Ash. Univ. California Press, ix + 246 pp.,
- Sheridan, M.F. & Marshall, J.R., 1983: Interpretation of pyroclastic surface features using SEM images. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17:1-29.

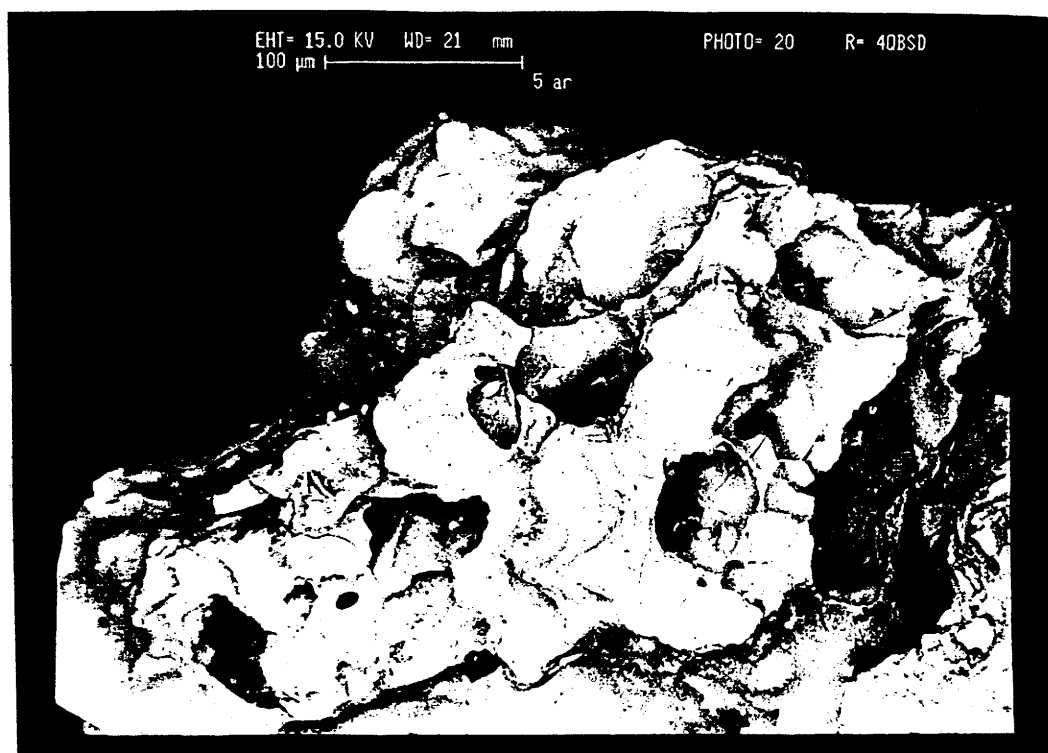


Foto 1: Partícula juvenil altamente vesicular con fracturas de enfriamiento y suave superficie.

Foto 2: Fragmento juvenil vesiculado con fracturas de enfriamiento.

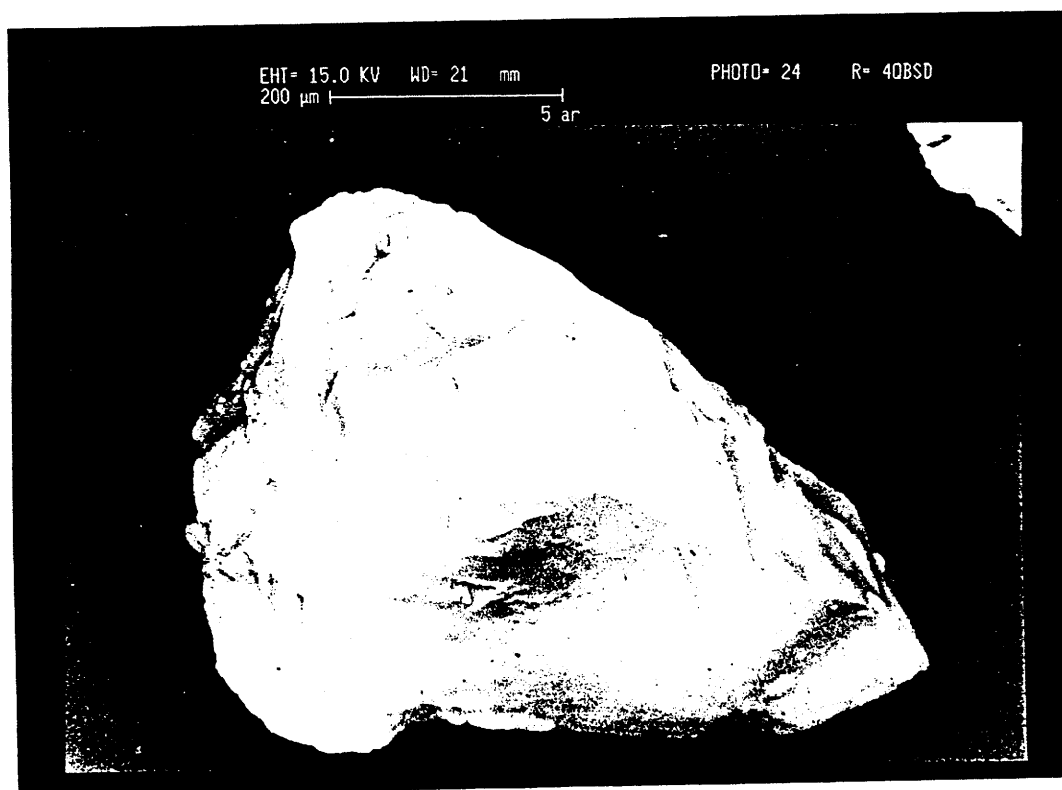
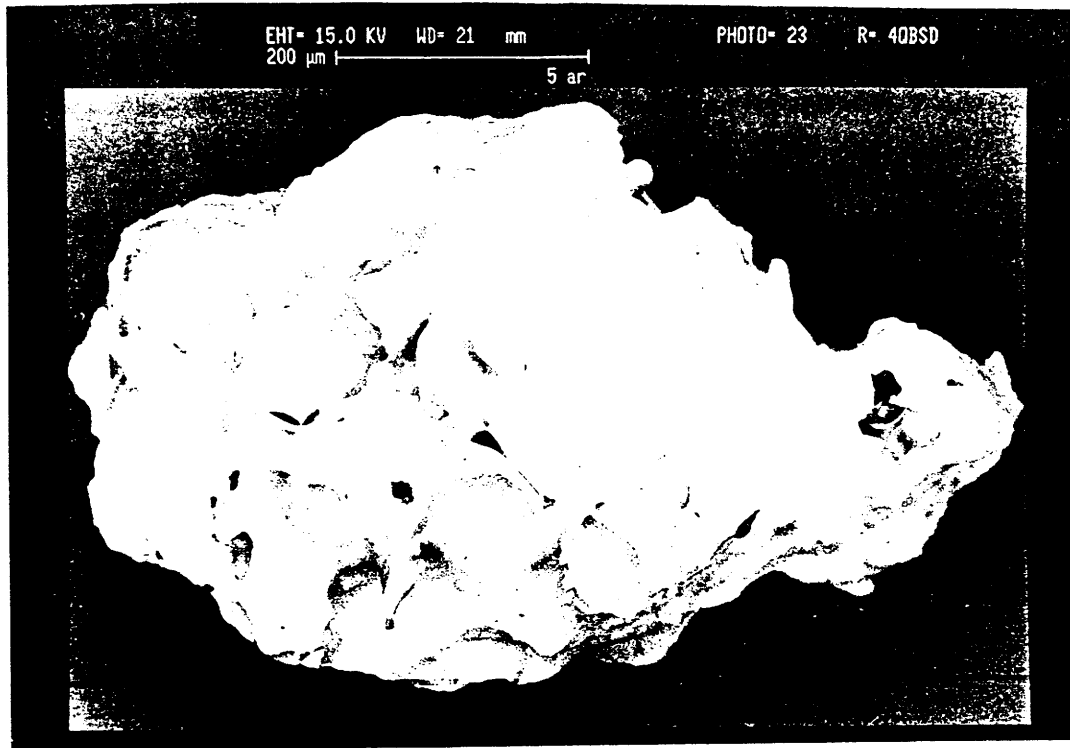


Foto 3: Idem foto 1.

Foto 4: Cristal idiomórfico de piroxeno.

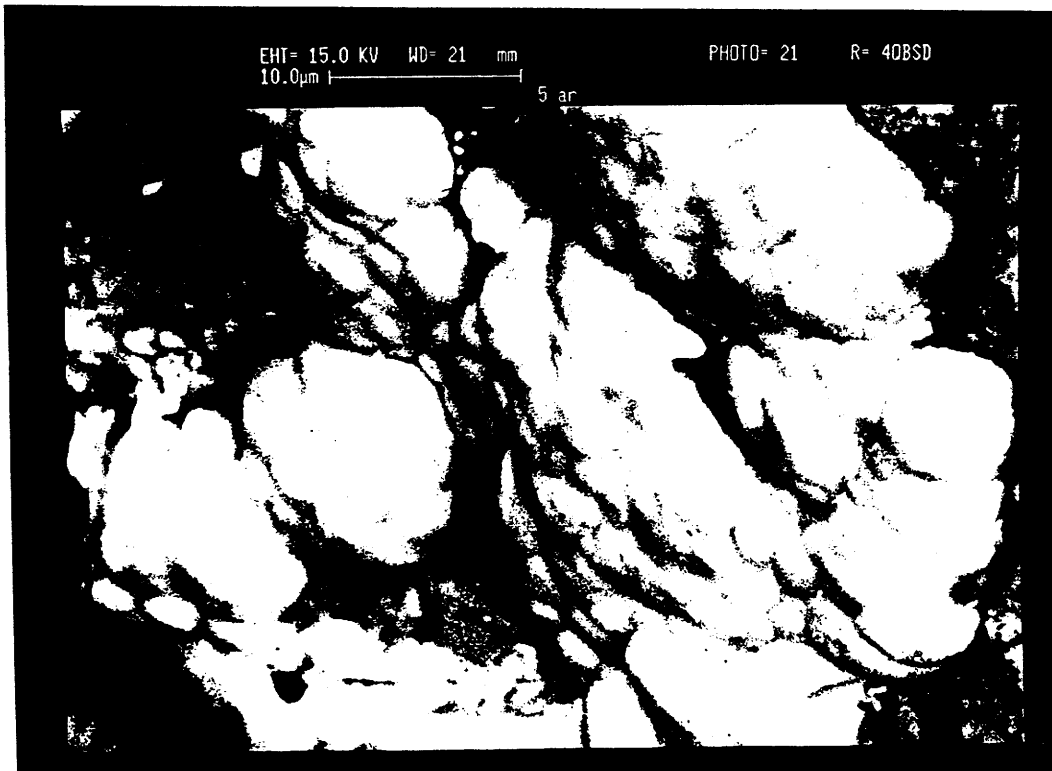
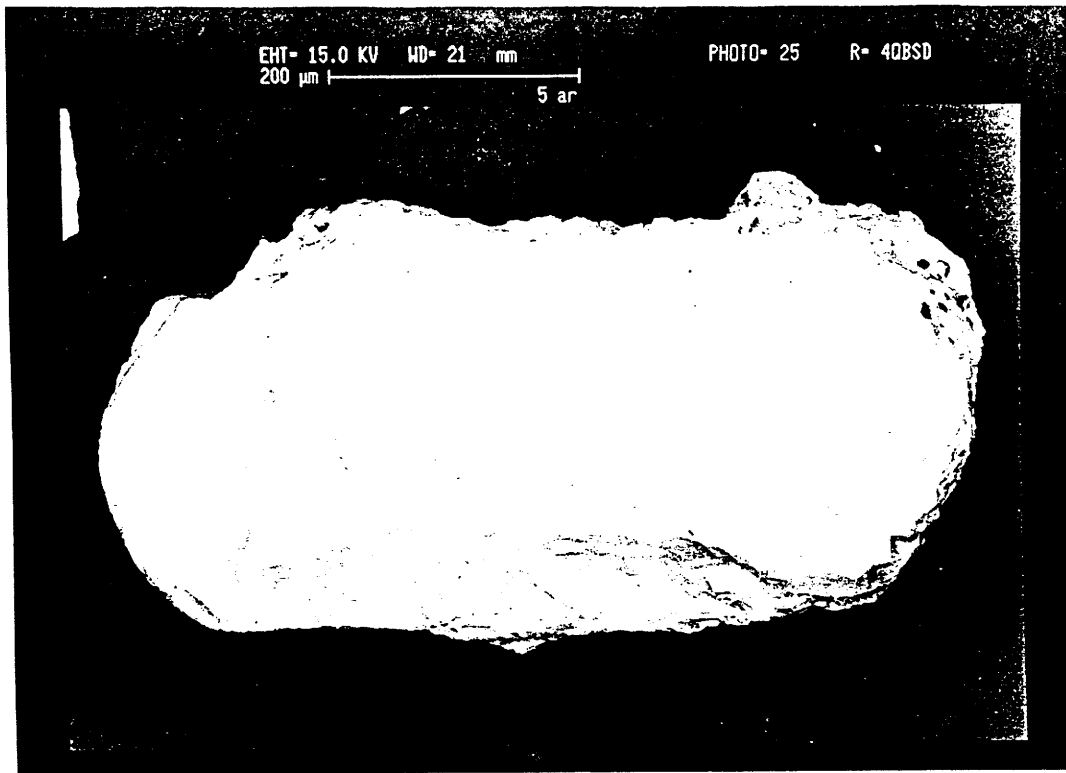
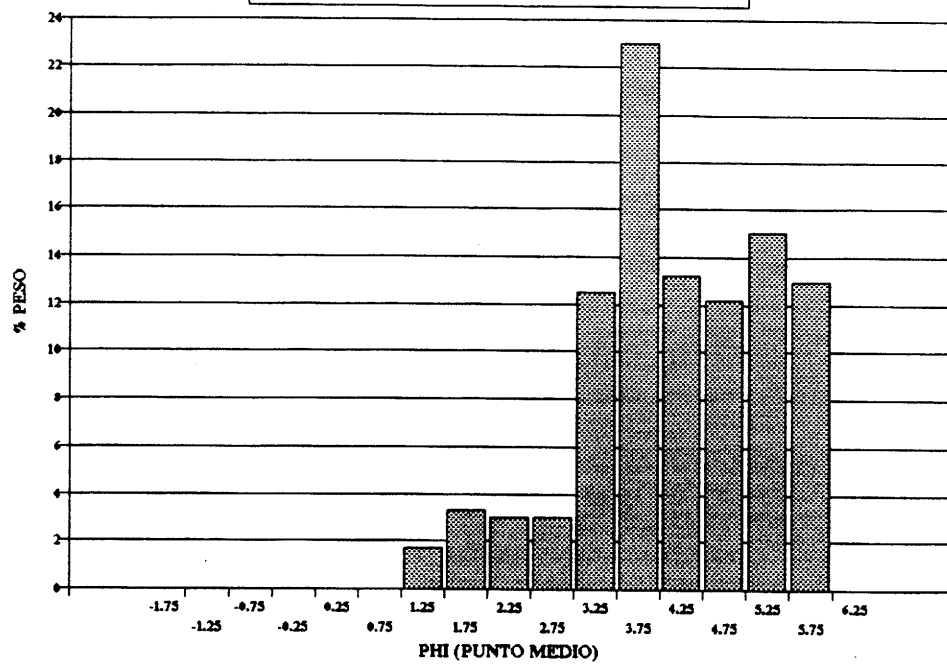


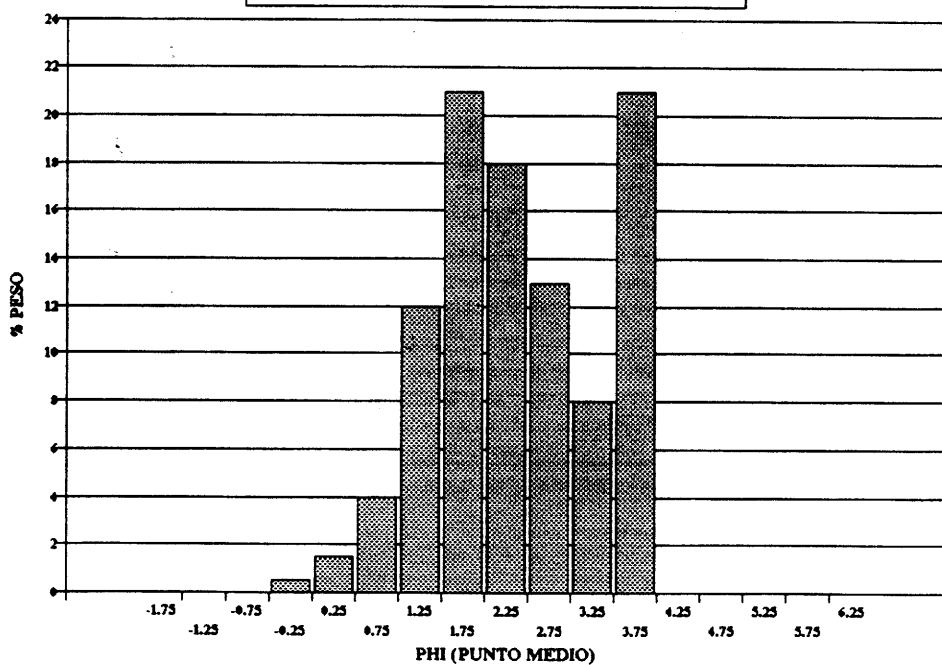
Foto 5: Cristal idiomórfico de piroxeno con trazas de óxidos metálicos y vidrio en la parte superior.

Foto 6: Geles con forma globular.

GRANULOMETRIA CENIZAS V. ARENAL
2AR: 12 MAYO-10 JUNIO 1992



GRANULOMETRIA CENIZAS V. ARENAL
5AR: 19 JULIO-25 AGOSTO 1992



EVOLUCION DE LA DINAMICA VEGETAL ENTRE 1985 Y 1993 SOBRE LAS LAVAS RECIENTES (1968-92) Y FLUJOS PIROCLASTICOS (1968) DEL VOLCAN ARENAL

Gilbert Vargas U., Víctor Cortés G. y William Zúñiga V.
Departamento de Geografía, Universidad de Costa Rica,
Ciudad Universitaria Rodrigo Facio, COSTA RICA.

RESUMEN

Se estudió la evolución de la dinámica vegetal sobre los productos volcánicos depositados a lo largo de la erupción del Arenal desde 1968 en su flanco occidental, entre el período 1985-93. El área se divide en tres sectores de población vegetal: El sector central presenta una regresión y una disminución de un 85% de las especies en 1993 con respecto a 1985; en el sector noroeste por el contrario, se desarrolla una dinámica progresiva y se observa un aumento en el número de especies y su tamaño, y en el sector sur no se presenta una conquista por parte de la vegetación desde 1970, a causa de la actividad volcánica, que deposita precipitaciones ácidas y cenizas finas en este sector. La dinámica primaria de la vegetación sobre este flanco del volcán Arenal, es lenta y en muchas ocasiones, su evolución progresiva se ve afectada por factores externos como son la lluvia ácida y las cenizas. Se puede concluir que en el sector central existe la tendencia a producirse una regresión mayor de la dinámica vegetal, el sector sur se mantendrá prácticamente sin vegetación, por ser el sitio más crítico, y únicamente el sector noroeste, presenta una dinámica primaria progresiva. El área cercana a la laguna, donde no se depositaron lavas y fue poco o nada afectada por flujos piroclásticos, se recupera muy bien, sobre todo porque se encuentra sobre suelos preexistentes más desarrollados, lo que constituye un ejemplo de un sector de vegetación con una dinámica secundaria que se regenera a un ritmo más acelerado que uno vecino con una dinámica primaria.

ABSTRACT

The evolution of vegetal dynamics over volcanic products deposited during Arenal's eruption since 1968 on western flank, between 1985-93, was studied. The area was divided in three sectors of vegetal population: the central sector shows a regression and decrease of 85% of species in 1993 compared with 1985; in northwestern sector, a progressive dynamics is developing with an increase of the amount and size of species, and on southern sector, there is no any vegetation conquest since 1970, due to volcanic activity, which deposits acid rain and fine ashes. The vegetation primary dynamics on Arenal's northwestern flank is slow, and progressive evolution is often affected by external factors as acid rain and ashes. We can conclude that in central sector, it exists the tendency to a higher regression of vegetal dynamics, southern sector will stay practically without any vegetation, and only western sector shows a progressive primary dynamics. The area near the lake, where there was not any deposition of lavas or was less or not affected by pyroclastic flows, regenerates its vegetation very well, mainly because it grows over more developed soils. This is an example of a zone of vegetation with secondary dynamics whichs regenerates to a more accelerated rate than a neighboring with primary dynamics.

1. INTRODUCCION

1.1 Objetivos y ubicación

El desarrollo ecológico de una comunidad vegetal se manifiesta por medio de cambios en la estructura y número de las especies, en un período de tiempo determinado. Este proceso, conocido como sucesión vegetal o dinámica de la vegetación, puede presentar una evolución progresiva o regresiva.

En las nuevas lavas del volcán Arenal (1968-92) y flujos piroclásticos (1968), se presenta una sucesión vegetal primaria sobre la secuencia volcánica catastrófica, la cual fue estudiada por Vargas (1985) durante el período de 1984 a 1985. El presente estudio tiene por objetivos:

- (a) Analizar, caracterizar y comparar la evolución de esta sucesión vegetal según su estructura y composición florística, y
- (b) establecer la influencia de la granulometría del sustrato, la lluvia ácida y el patrón de los vientos, en la regresión de la dinámica de la vegetación en el período de 1985 a 1993.

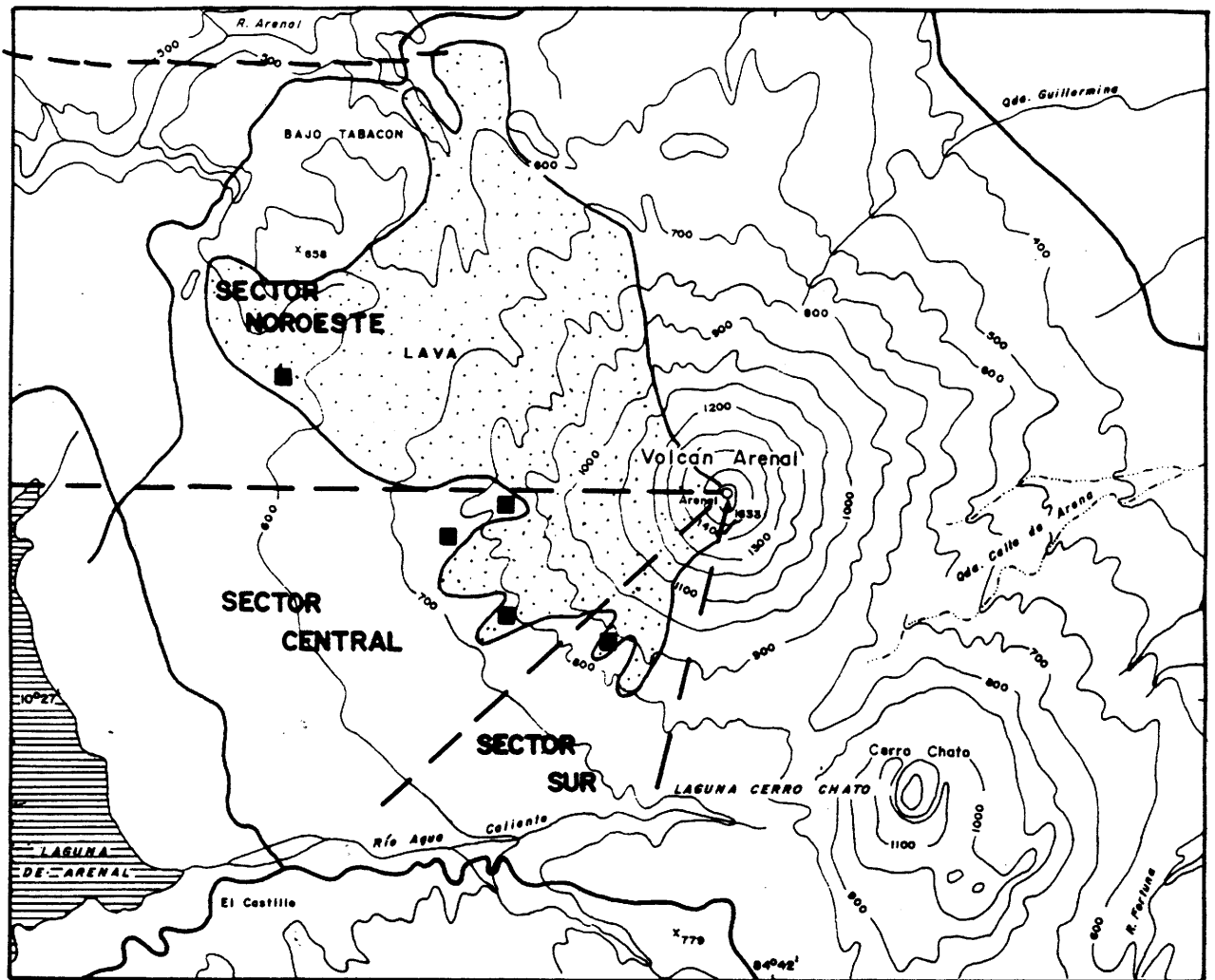
La región en estudio comprende el campo de coladas de lava eruptadas por el volcán Arenal desde setiembre de 1968 a 1992, y el área devastada por el *blast* y flujos piroclásticos de julio de 1968. Se encuentra en la zona de vida del bosque muy húmedo tropical transicional a premontano (Tossi, 1982). Wadge (1982), estableció el espesor máximo del campo de coladas de lava eruptado en el periodo de 1968 a 1980, en 150 metros, compuesto por flujos individuales que raramente exceden los 30 metros de espesor, interdigitados y superpuestos. Los frentes de las coladas tienen alturas comprendidas entre 2 y 8 metros y son del tipo andesítico basálticas (Malavassi, 1979; Alvarado, 1989).

1.2 Materiales y métodos

Con el propósito de estudiar el comportamiento de la dinámica de la vegetación entre 1985 y 1993, se recurrió al análisis de la vegetación, la formación del suelo, la circulación local de los vientos y al estudio de la acidez en los sedimentos depositados en las hojas de las plantas y sobre las formaciones superficiales.

Para el análisis de la vegetación, se establecieron cuatro (Fig. 1) parcelas, en las cuales se inventariaron todas las especies presentes con el objetivo de compararlas con las que existían en 1985; se tomaron datos para obtener la cobertura y frecuencia de la vegetación. Asimismo, se recogieron cuatro muestras de "suelo" y arenas, en los mismos sitios de estudio de la vegetación para establecer posibles relaciones entre suelo y especies vegetales.

FIG.1: MAPA DE UBICACION



Simbología:

- Carretera
- Laguna
- Curvas de nivel
- Ríos y quebradas
- Lava

Muestras granulométricas.

ESCALA
0 1 2 km

Las muestras de suelo y arenas, fueron tratadas con peróxido de hidrógeno al 30% y separadas mediante el método de tamizado empleado por el Departamento de Geografía de la Universidad de Costa Rica. Se utilizaron un total de 15 tamices con mallas entre 2000 y 45 micrones; luego se elaboraron las respectivas curvas granulométricas, estimando para cada una de ellas, una serie de índices granulométricos, lo que ayudó a una mejor comprensión de la forma que ellas describen. Para interpretar dichas curvas se emplearon el índice de asimetría de Folk & Ward, el índice de heterometría y el índice de agudeza (citados por Pissart, 1988).

Los vientos locales tienen una influencia determinante en la distribución de la vegetación que motivan su evolución, principalmente por el arrastre de cenizas y sedimentos finos y lluvia ácida. Para visualizar el rol de los vientos, se realizó un bloque diagrama mediante el cual se analizaron las principales entradas de viento. Asimismo, se realizaron observaciones en campo de su comportamiento y direcciones dominantes.

2. RESULTADOS Y DISCUSION

2.1 Comparación de la dinámica vegetal en 1985 y 1993

Para una mejor comprensión de la dinámica de la vegetación en la zona de estudio, se dividió el campo de lavas en tres sectores: un sector central, el sector noroeste y el sector sur (Fig. 1). A grandes rasgos, el sector noroeste corresponde con las primeras coladas de 1968, donde la actividad de depositación de lavas en la actualidad ha cesado; por el contrario, el sector central y en especial el sector sur, mantienen una intensa actividad de depositación de lavas, bloques y cenizas.

En 1985 la colonización de la vegetación en estado pionero se ubicó en el sector central y noroeste. La misma se caracterizaba por presentar, en la parte superior de las rocas, dos tipos de líquenes: uno crustáceo de color blancuzco y otro foliáceo de color gris oscuro; en las paredes de los bloques protegidos de la radiación solar y expuestos a la humedad que arrastran los vientos, se encontraban grandes cantidades de musgos y hepáticas (Bactramiaceae y Briaceae). En las grietas de las lavas donde se desarrollaba una pedogénesis inicial se inventariaron un total de 28 especies (Vargas, 1985), entre ellas herbáceas, subarborescentes y arbustivas leñosas o no leñosas (Cuadro 1).

CUADRO 1: ESPECIES HERBACEAS, SUBARBUSTIVAS Y ARBUSTIVAS PRESENTES EN 1985 EN LAS LAVAS DEL VOLCAN ARENAL.

<i>Lycopodium cernum</i>	<i>Amaranthus spirosus</i>
<i>Pteridium aquilinum</i>	<i>Amaranthus sp.</i>
<i>Pteridium arachnoideum</i>	<i>Asclepias curassavica</i>
<i>Dicranopteris bifida</i>	<i>Pernetia coriacea</i>
<i>Neprolepis sp.</i>	<i>Gaultheria donnellii</i>
<i>Blechnum costaricensis</i>	<i>Coccocyselum hirsutum</i>
<i>Pityrogramma calomelanos</i>	<i>Ageratina anisochroma</i>
<i>Pityrogramma subebeneana</i>	<i>Sauvarea veraguensis</i>
<i>Tibouchina longifolia</i>	<i>Clethra mexicana</i>
<i>Acalypha sp.</i>	<i>Clitoria sp.</i>
<i>Desmodium sp.</i>	<i>Porophyllum sp.</i>
<i>Melanthera sp.</i>	<i>Emilia sp.</i>
<i>Elleantus sp.</i>	<i>Paspalum sacheroide</i>
<i>Phytolacca rivinoides</i>	<i>Mimosa dormiens</i>

El sector central presenta una regresión y una disminución de un 85% de las especies en 1993 con respecto a 1985. Únicamente se mantuvieron el *Lycopodium cernum*, el helecho *Pteridium aquilinum*, las ericáceas *Gaultheria donnellii* y *Pernetia coriacea* y la gramínea *Paspalum sacheroide*. En el sector noroeste por el contrario, se desarrolla una dinámica progresiva y se observa un aumento en el número de especies y su tamaño. En este sector se instalaron un total de 16 nuevas especies (Cuadro 2).

CUADRO 2: NUEVAS ESPECIES QUE CONQUISTARON LAS LAVAS DEL VOLCAN ARENAL, PERIODO 1985 - 1993

<i>Kohleria spicata</i>	<i>Hillia sp.</i>
<i>Asterocene sp.</i>	<i>Clethra lantana</i>
<i>Bacharis sp.</i>	<i>Cavendishia sp.</i>
<i>Escalonia mirtiloides</i>	<i>Miryca sp.</i>
<i>Cespedeza sp.</i>	<i>Weimannia pinnata</i>
<i>Bacharis pedunculata</i>	<i>Fleishmannia sp.</i>
<i>Dicranopteris bifida</i>	<i>Trema micrantha</i>
<i>Cecropia peltada</i>	<i>Ochroma lagopus</i>

El sector sur no presenta una conquista de las lavas por parte de la vegetación desde 1970, esto a causa de la actividad volcánica y los vientos dominantes, que depositan precipitaciones ácidas y cenizas finas en este sector, lo que origina condiciones muy desfavorables para la instalación de la misma.

2.2 Caracterización actual de la dinámica vegetal

La caracterización actual de la dinámica vegetal comprende cuatro aspectos: un análisis granulométrico, que nos indica la evolución actual de la pedogénesis, un análisis fisonómico, estructural y florístico de la evolución de la vegetación, un análisis de los vientos imperantes en el área y un análisis del grado de acidez en los materiales superficiales y en los sedimentos depositados en las hojas de la vegetación.

2.2.1 Análisis granulométricos

Las figuras 2, 3 y 4, que representan curvas granulométricas, corresponden con los depósitos de flujos piroclásticos de 1968, localizados en el sector central. En su superficie se puede observar la formación de cárcavas de hasta varios metros de profundidad, que han sido originadas por una erosión pluvial concentrada; el fondo y las paredes de las cárcavas presentan una vegetación densa, mientras que donde actúa la erosión laminar o superficial, la cobertura vegetal es de muy escasa a nula.

La curva granulométrica de la Figura 4, corresponde a una situación muy particular que se observó en el flanco noroeste del sector central. Aquí existe una sinusia de Ericaceas de unos 400 m², con una cobertura del 90% . Esta sinusia de vegetación pionera permanece en condiciones de abrigo, lo cual explica su desarrollo y permanencia con respecto a la vegetación de la parte superior del área, la que se encuentra expuesta en forma directa a los efectos de la lluvia ácida, provocando la pérdida de especies por quemaduras. Al mismo tiempo, la escorrentía ha eliminado los elementos más finos (arenas finas) que sirven de soporte a la vegetación.

A cada curva se le calculó una serie de índices granulométricos con el propósito de compararlas entre sí. A continuación se presentan los resultados de cada una de las curvas analizadas (Cuadro 3).

La curva granulométrica de la Fig. 2, corresponde a los materiales existentes en las paredes de las cárcavas. Presenta una forma parabólica, con una asimetría negativa en la parte central de la curva, que de acuerdo al índice de Folk & Ward, indica que el tamaño medio de las arenas es de 690 micras, con una mediana de 250 micras. El índice de heterometría es de 2,15 lo que indica una granulometría correspondiente a un depósito muy mal clasificado, de un espesor promedio de 15 cm

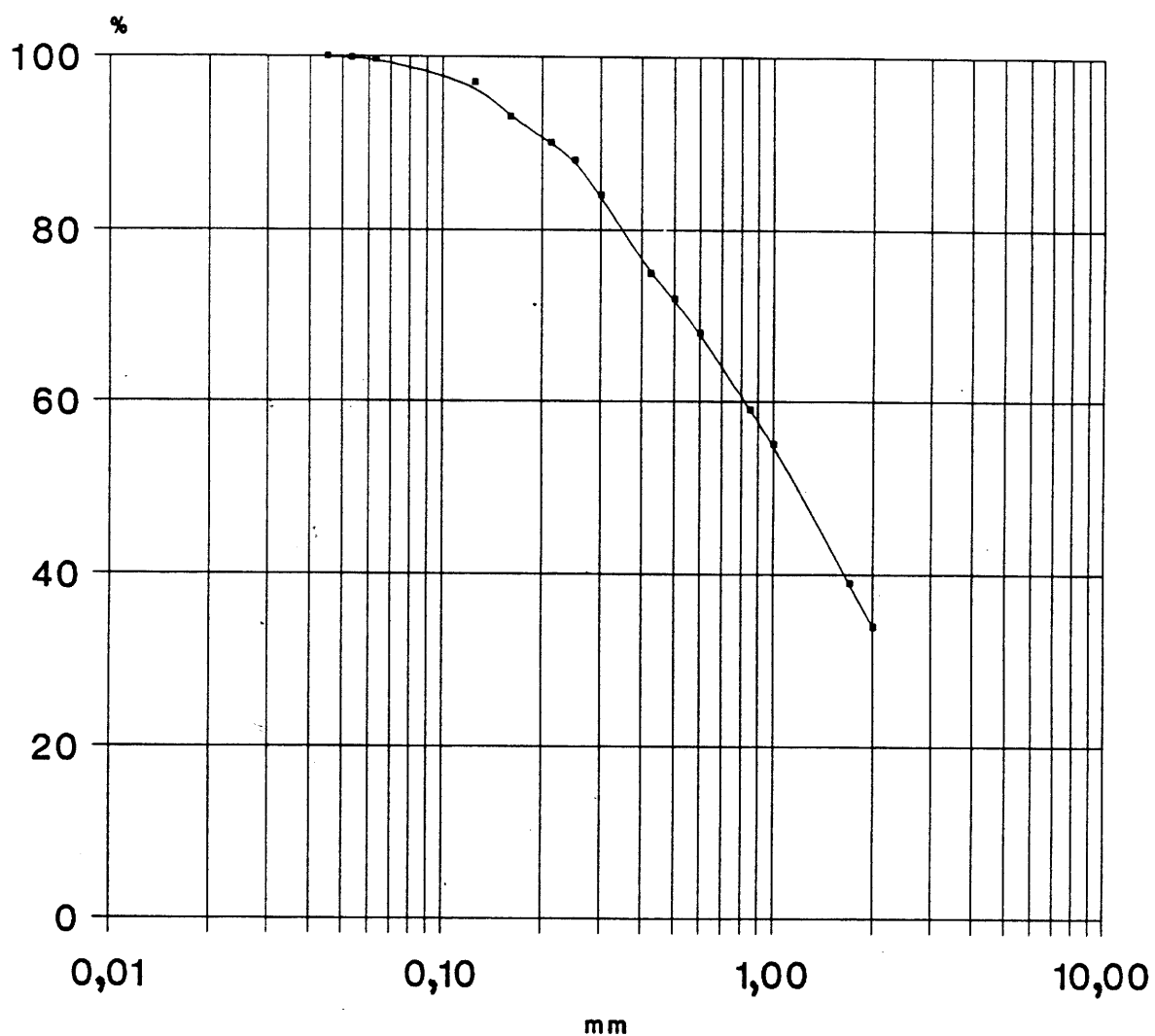
FIG.2:CURVA GRANULOMETRICA 1 VOLCAN ARENAL PARCELA A

Altitud 770 m

—•— Arenas

Lat. 10° 27' 31" N

Long. 84° 43' 11" W



Nota: Muestra recolectada
el 11 - 07 - 92

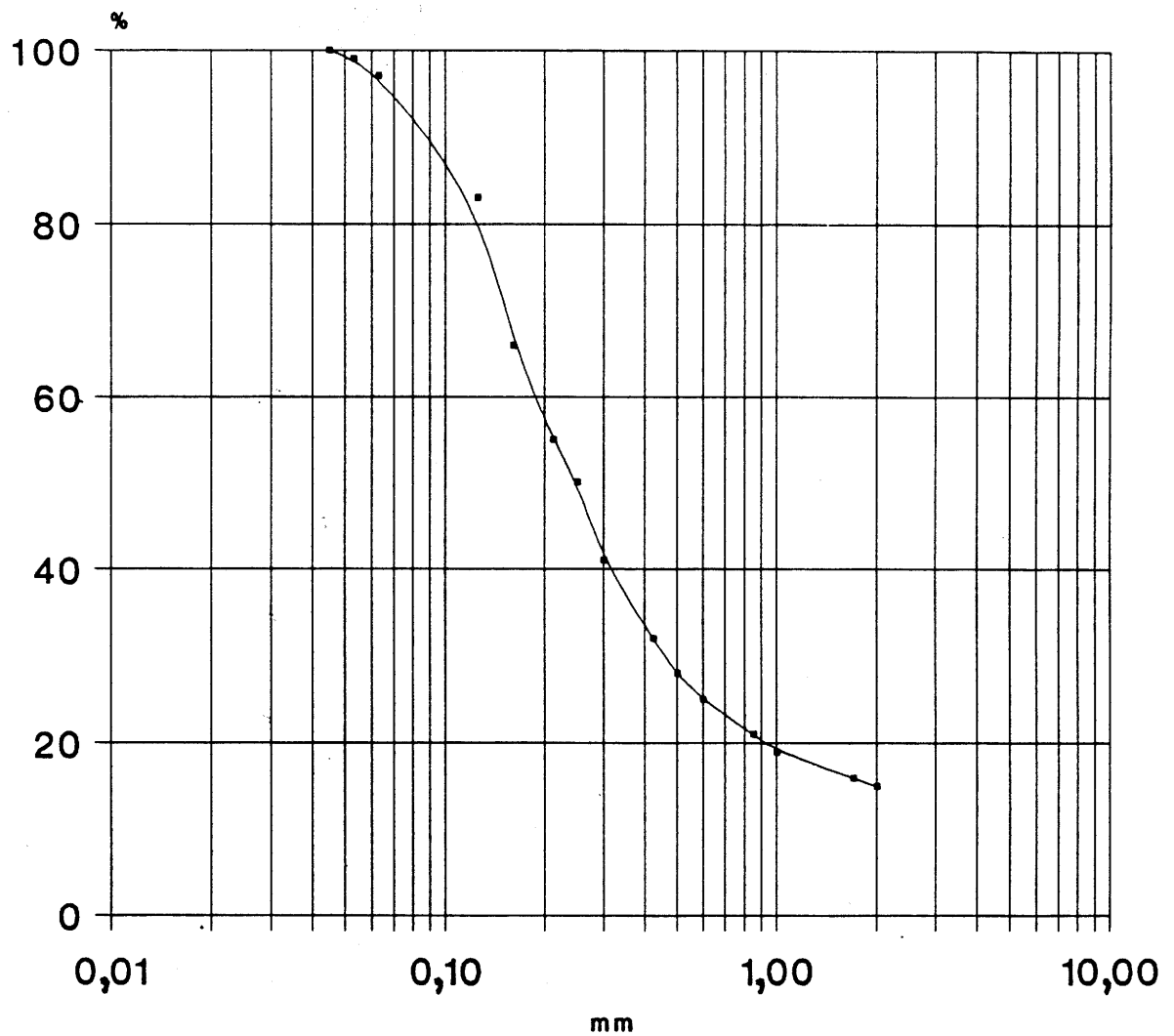
FIG.3: CURVA GRANULOMETRICA 2
VOLCAN ARENAL
PARCELA A

Altitud 770 m

Lat. 10° 27' 31" N

Long. 84° 43' 43" W

—•— Arenas



Nota: Muestra recolectada
el 11 - 07 - 92

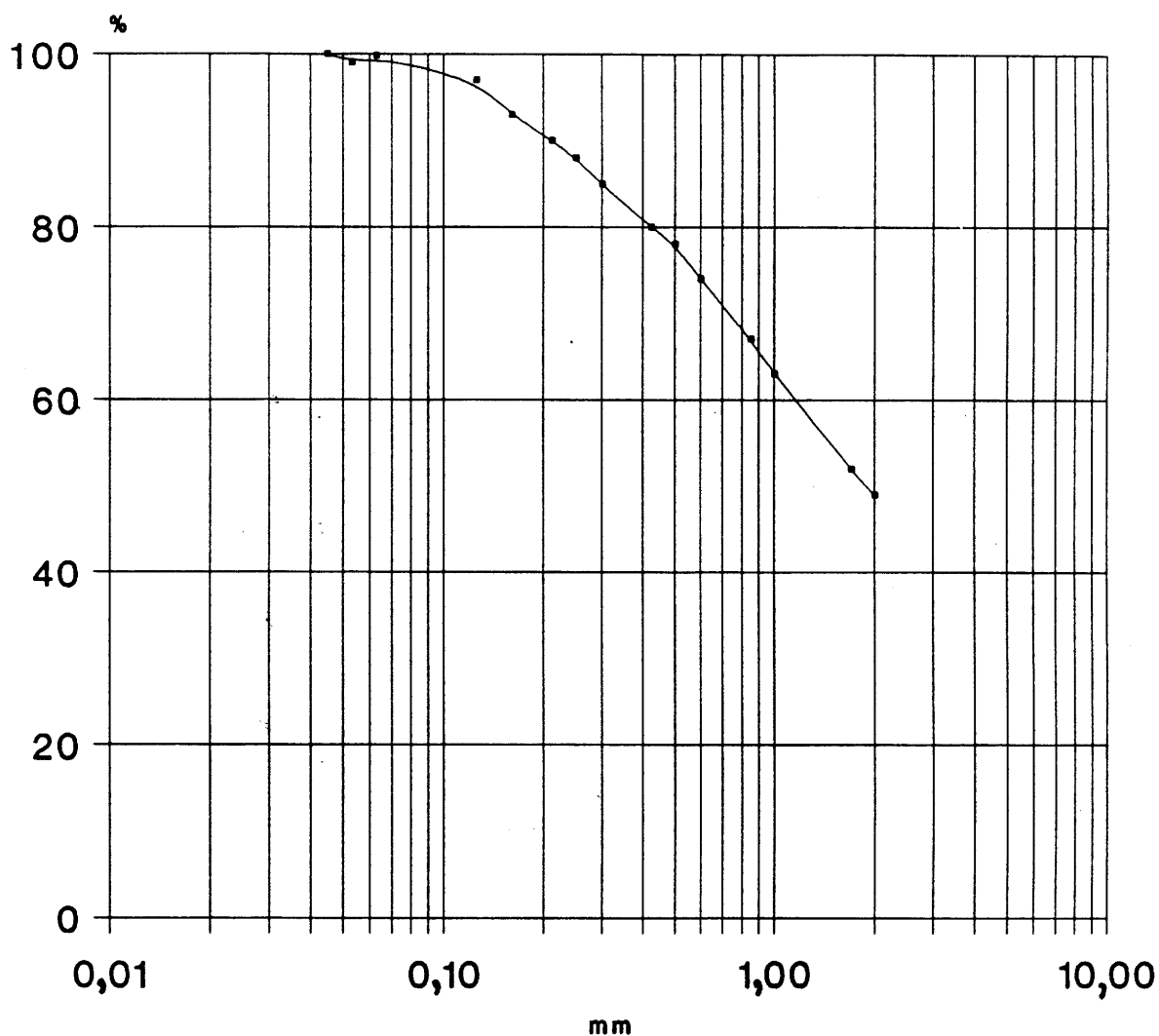
FIG.4:CURVA GRANULOMETRICA 3
VOLCAN ARENAL
PARCELA A

Altitud 770 m

Lat. 10° 27' 31" N

Long. 84° 43' 11" W

—•— Arenas



Nota: Muestra recolectada
el 11 - 07 - 92

y donde las distintas fracciones de las arenas, no se reparten en forma aritmética y no hay dominio de una fracción en especial, siguiendo un ordenamiento exponencial a excepción de las arenas finas y los limos correspondientes a la parte terminal de la curva, donde se evidencia un comportamiento lineal. Esto se revela en que, el 15% de los granos son de más de 200 micras, un 16% de arenas son gruesas a muy gruesas (de 425 a más de 2000 micras), el 52% son arenas finas y medias (de 125 a 425 micras) y un 17% (menos de 50 micras), son limos. Las concentraciones granulométricas anteriores indican que el depósito se encuentra formado por más de la mitad de elementos finos, lo que produce condiciones muy propicias para el establecimiento de la vegetación y la elaboración de nutrientes. Estos elementos muy finos, facilitan la asimilación por parte de las plantas, de los productos de la disgregación química y física de las arenas y la roca. Es importante indicar, que una buena parte de esta arena, aprovecha la fisiografía en bloques, la aspereza y la alta porosidad de la misma, para fijarse y así ayudar a la colonización inicial de la vegetación.

La curva granulométrica de la Fig. 3, difiere de la anterior, a pesar de encontrarse a 1,5 m de distancia. Se recolectó en la superficie, que es afectada por una fuerte escorrentía superficial y por ende, donde existe un transporte continuo de materiales. Parte de éstas diferencias, no fueron corroboradas al no poderse calcular los índices estimados para las curvas anteriores, debido a que no aparecen concentraciones porcentuales en el primer cuartil (25%). A partir de la mediana (1200 micras), se obtuvo que de 1 a 5% de las fracciones son arenas gruesas y un poco más del 5% de las arenas medias se encuentran por debajo de la mediana y la mayoría por encima de ésta. La curva describe una forma sigmoide, con asimetría positiva. No obstante, se observa que la distribución es bastante lineal entre las 130 y 400 micras (45%); el resto describe un comportamiento exponencial en los extremos. Al precisar el análisis, se encuentra que un 34% de las fracciones son arenas gruesas, el 41% arenas medias, el 22% arenas finas y apenas el 3%, son fracciones limosas. Al comparar esta curva con la anterior, se concluye que existe una situación inversa, donde las fracciones arenosas, de gruesas a medias son las dominantes, lo que implica que los elementos más finos, han sido llevados por la escorrentía superficial y el viento, sobre todo cuando estos materiales están secos. Esto explica la presencia de una muy escasa vegetación al no encontrar elementos finos que sirvan de soporte. Otro elemento adverso sobre la vegetación, es la influencia directa de la lluvia ácida y los gases tóxicos. La parte superior de la loma en el sector central está completamente lisa y con la presencia de fragmentos gravosos, a causa de la erosión laminar y a la influencia directa del viento. El material transportado de la superficie, es depositado en los flancos (gravas y arenas gruesas), mientras que los finos se localizan en las partes planas de las intercoladas.

La curva granulométrica de la Fig. 4, corresponde a una superficie cubierta de vegetación en condición de abrigo, que ha soportado el lavado producido por la escorrentía superficial y los efectos de la lluvia ácida y los gases. Por las mismas

razones expuestas para la curva anterior, no se pudieron estimar los índices granulométricos. Sin embargo, la curva muestra un índice cuantitativo que permite compararla con las otras. En primera instancia, la curva presenta una forma parabólica con asimetría positiva, pero con una agudeza poco marcada. La mediana es de 1900 micras, por debajo de ella, se localiza gran parte de las arenas gruesas que dominan el depósito con un 49%, el 31% son arenas medias, el 17% arenas finas y solamente un 3%, son limos. El porcentaje de arenas gruesas aumenta con respecto a la curva anterior, lo cual es lógico, ya que los flancos de la loma se convierten en superficies de acumulación de estos materiales, los cuales son transportados por la escorrentía superficial y la gravedad. Los espacios vacíos entre las arenas gruesas y las gravas, sirven de puntos de captación de las fracciones finas que dan mayor estabilidad y por ende, constituyen un sitio propicio para que la vegetación se instale y desarrolle su sistema radicular.

La curva granulométrica de la Fig. 5, presenta una forma parabólica con asimetría positiva, lo que permite inferir que se trata de un material mal clasificado y donde las distintas fracciones siguen una distribución exponencial. La mediana es de 1400 micras, muy parecida a la de la curva anterior. Por debajo de ella, aparecen las arenas gruesas y más del 4% de las arenas medias, mientras que el resto de las fracciones (arenas medias, finas y limos), se localizan arriba de la media. En términos más específicos, se observa que el 41% son arenas gruesas, el 39% arenas medias, el 15% arenas finas y el 5% son limos.

CUADRO 3: INDICES COMPARATIVOS DE LAS CURVAS GRANULOMETRICAS ESTUDIADAS				
Fig.	Ubicación	ϕ med	Mediana	Ind.Heter.
2	10°27'31"N-84°43'11"W	690 μ	250 μ	2,15
3	10°27'31"N-84°43'43"W	-	1200 μ	-
4	10°27'31"N-84°43'11"W	-	1900 μ	-
5	10°27'37"N-84°42'58"W	-	1400 μ	-

La caracterización física de este depósito es muy semejante al de la muestra anterior, pero la ausencia de fracciones finas se explica, además de las razones expuestas en la descripción de la curva anterior, por el hecho de que al encontrarse el sitio de la muestra más cercano al foco de emisión volcánica, el viento transporta más lejos las arenas y las cenizas, no permitiendo que éstas se depositen en dicho sitio.

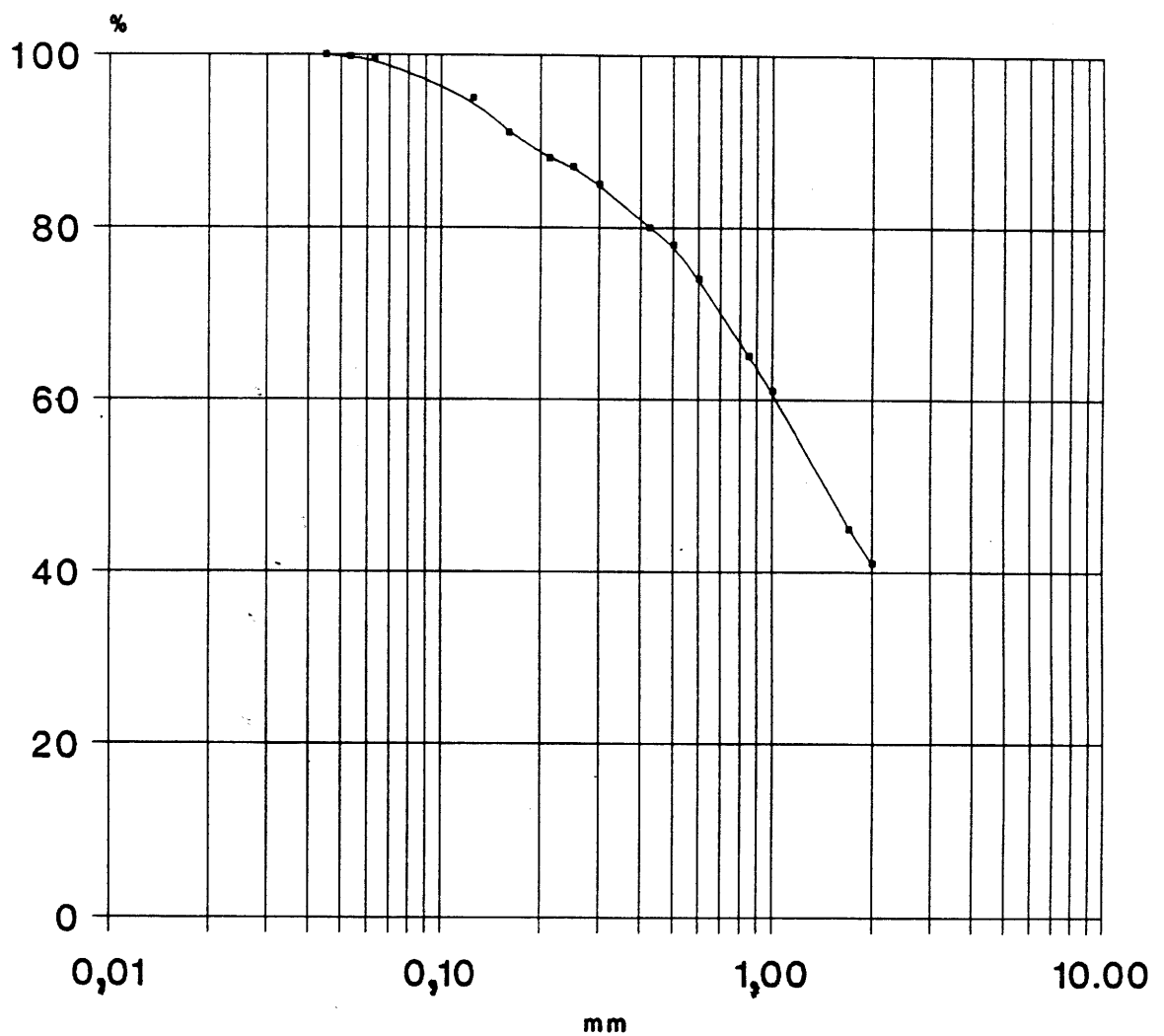
En el lomo de algunas lavas del sector central, se ha formado un cemento

FIG. 5 : CURVA GRANULOMETRICA 4
VOLCAN ARENAL
PARCELA B

Altitud 850

Lat. 10° 27' 37" N

Long. 84° 42' 58" W



Nota: Muestra recolectada
el 11 - 07 - 92

producido por disgregación química de la misma y por aportes de cenizas, lo que ha formado una capa impermeable. Debajo del cemento, se encuentran las fracciones arenosas y el depósito de flujo. Al impermeabilizarse la superficie de la lava, los elementos finos que se depositan (arenas y cenizas), son movilizados rápidamente por el viento y la escorrentía superficial. Esta última, ha modelado de una manera concentrada los flancos de la colada, donde se forman cárcavas de 1,5 m de profundidad por 2 m de ancho. Esta morfología superficial origina un ambiente desfavorable para la instalación de la vegetación.

2.2.2 Composición estructural, fisonómica y florística de la vegetación

Para que la vegetación inicie la dinámica primaria, deben existir en un determinado espacio las condiciones mínimas necesarias. Estas condiciones mínimas son los depósitos de sedimentos de granulometría media a fina. En la actualidad en el volcán Arenal, la dinámica de la vegetación aumenta en su evolución del sector central hacia el oeste (Fig. 1).

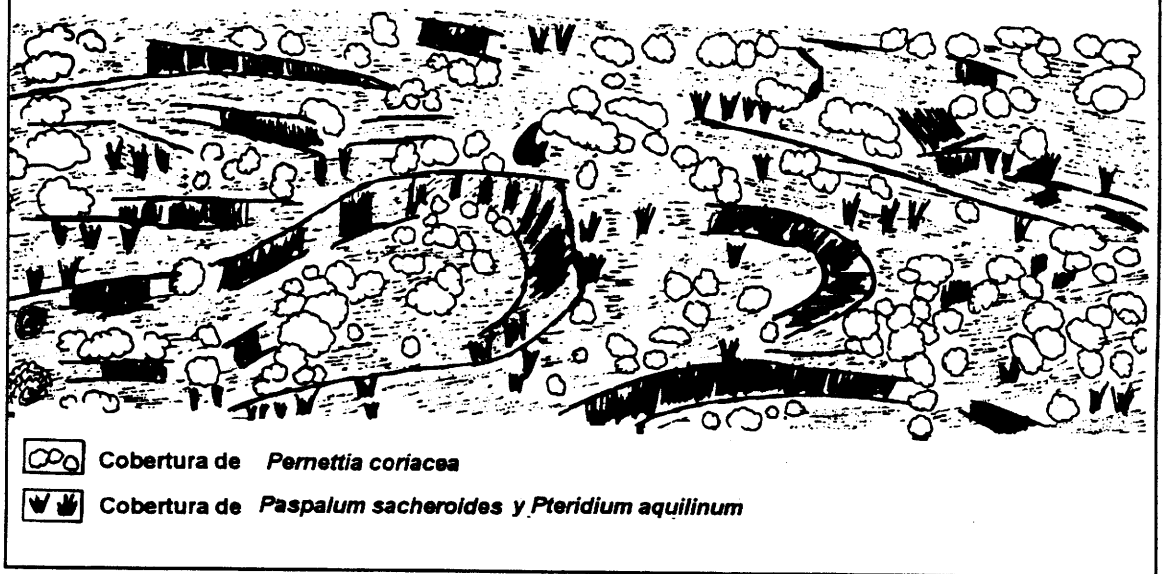
El sector sur no presenta una conquista de la vegetación por cuanto es más afectada por la lluvia ácida y la emanación de gases. Aquí únicamente se observa la presencia de líquenes crustáceos sobre los bloques y en las pequeñas cavidades entre bloques la gramínea *Paspalum sacheroides*.

En el sector central, la mayor parte de la vegetación se ubica en la parte inferior de la loma y decrece a medida que se asciende hasta llegar a desaparecer completamente cerca de los 960 metros de altitud. En las cárcavas de 1,5 m de profundidad, donde se concentran los sedimentos y a su vez se genera un efecto de abrigo para la vegetación, se da la presencia de las siguientes especies: dos ericáceas (*Gaultheria donnellii* y *Pernetia coriacea*), la gramínea *Paspalum sacheroides*, la orquídea *Elleantus sp.*, el helecho *Pteridium aquilinum* y el *Lycopodium cernum*.

La cobertura vegetal en la parcela #1, de 100 m² ubicada en el sector central, era de 45%, en las cárcavas era de 90% y en la parte superior de las lavas era de 20%. En esta parcela, la mayor presencia la ocupa el arrayán *Pernetia coriacea* con un total de 264 individuos, le sigue la gramínea *Paspalum sacheroides* con 234 individuos, 31 helechos de *Pteridium aquilinum*, 21 individuos de la familia *Asteraceae*, 6 *Gaultheria donnellii* y *Lycopodium cernum*, este último, está en las partes umbrías de las cárcavas. La altura de la vegetación está comprendida entre los 15 cm (altura mínima) y los 0,95 m como altura máxima (Fig. 6).

A los 820 metros de altitud, se produce una disminución considerable en el número y en el tamaño de las especies. En este sitio aparece, en el lomo de la loma, el cemento o coraza con muy poco material fino (descrito en la curva de la Figura 4), siendo esta condición desfavorable para el desarrollo de la vegetación. Aquí domina

Fig. 6: DINAMICA REGRESIVA DE LA VEGETACION



claramente el helecho *Pteridium aquilinum*, con un total de 140 individuos, seguido por el *Pernetia coreacea* con 17 individuos. Igualmente disminuyen las hepáticas, musgos y líquenes que se localizan en las caras de los bloques de lavas que están al abrigo de los vientos dominantes, vientos que acarrearán elementos químicos corrosivos. La cobertura es apenas del 15% y la reducción de la vegetación con respecto a 1985 es de un 85%, como ya se indicó. Las plantas presentan una superficie foliar quemada por efectos de la lluvia ácida y los gases; estos efectos son más severos en altitud y hacia el sector sur.

La vegetación aumenta en número de especies y en tamaño hacia el sector oeste, donde se encuentran las coladas más antiguas. La parcela de estudio #2 se ubicó cerca de una antigua explotación de materiales volcánicos al pie de la colada, que presenta bloques métricos con un proceso de alteración superficial bastante importante, pero no lo suficientemente profundo como para soportar, a partir de la disgregación, una vegetación como la existente sobre ella. Lo que ha sucedido es que los espacios entre bloques, han recibido secuencialmente el aporte de cenizas y materia orgánica (hojarasca) que al descomponerse con relativa facilidad, ha permitido el establecimiento de un número importante de especies. A lo anterior hay que agregar el importante porcentaje de poros que poseen los bloques (11%), lo que les permite almacenar gran cantidad de agua disponible para la vegetación.

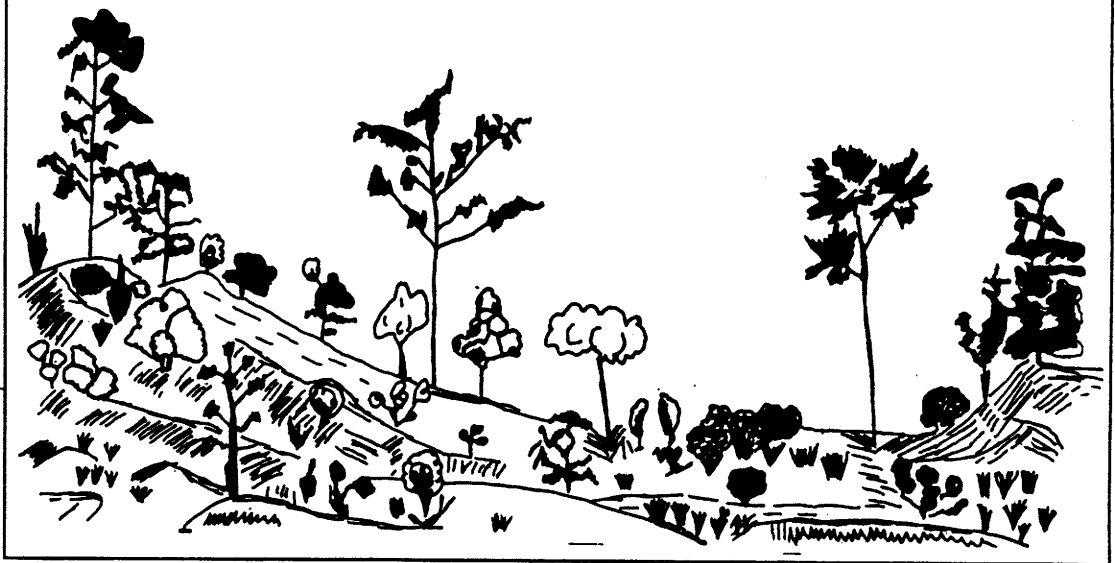
Las lavas del sector oeste, son las únicas que presentan una dinámica progresiva de la vegetación. En este sector se instalaron 16 nuevas especies (cfr. Cuadro 2), las cuales ocupan las grietas entre los bloques de lava, lo mismo que las hepáticas y musgos. En la superficie de estos bloques, solamente aparecen líquenes crustáceos y foliáceos. La especie con mayor presencia la constituye el guarumo (*Cecropia peltada*) con 20 individuos, le siguen la *Clethra lantana* con 16, *Mirya sp.* con 10, *Kohleria spicata* con 6, *Hillia sp.* con 5, *Escalonia mirtiloides* con 5 y una melastomaceae con 4 individuos. La cobertura alrededor de las grietas es de 35%. Las mayores alturas las alcanzan los guarumos con 6 metros, seguido por un único balsa (*Ochroma lagopus*) con 4,5 metros. El estrato herbáceo es dominado por *Paspalum sacheroides* con una cobertura muy rala e irregular, que alcanza apenas un 25% (Fig. 7).

2.2.3 El sistema de vientos

La localización que presentan los productos volcánicos distribuidos en los alrededores del volcán Arenal, permite inferir que en diferentes momentos, el sistema de vientos ha variado de dirección, es decir, ha rotado alrededor del cono prevaleciendo las direcciones noroeste y sureste.

Los registros de vientos durante el último período de actividad volcánica, iniciada en 1968, muestran una tendencia de entrada desde el noreste hacia el suroeste. Una prueba de ello la constituyen los depósitos ceniza localizados en esa

Fig. 7: DINAMICA PROGRESIVA DE LA VEGETACION



dirección y que han llegado hasta la población de Tilarán. El anterior es el patrón de vientos dominantes en altura, pero a nivel del campo de lavas que son objeto de análisis de esta investigación, el comportamiento del viento se ve modificado por la presencia del volcán.

El cono volcánico representa una barrera para los vientos procedentes del noreste, que al chocar con el edificio volcánico, se dividen y pasan por los costados, prosiguiendo su curso en dirección suroeste. No obstante, una parte importante de ellos forma al otro lado del cono, una corriente descendente que se propaga pendiente abajo en dirección de la laguna (Fig. 8).

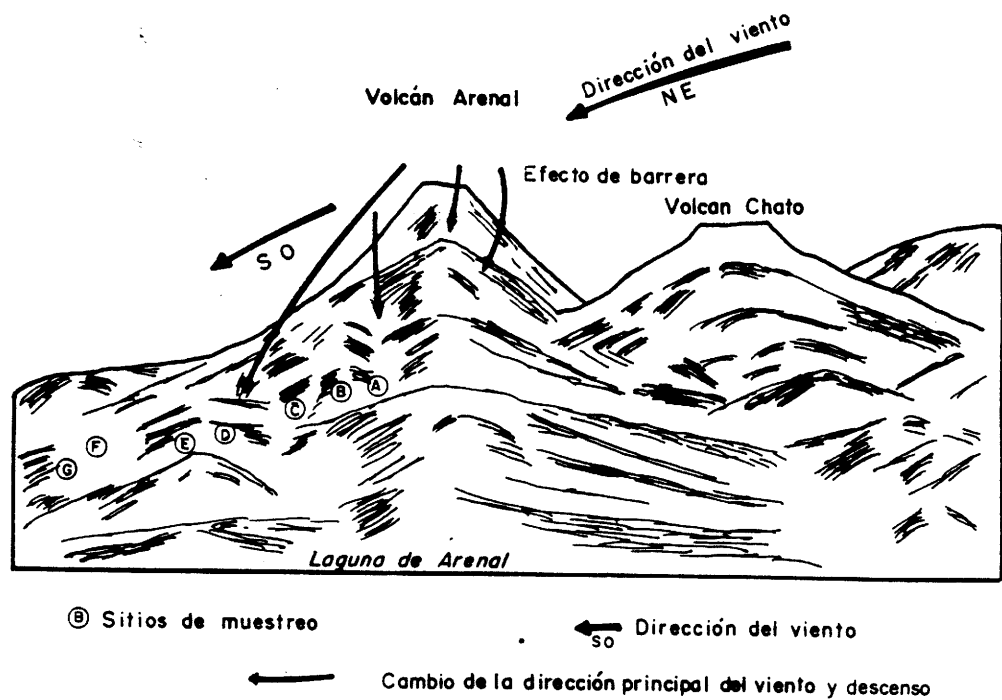
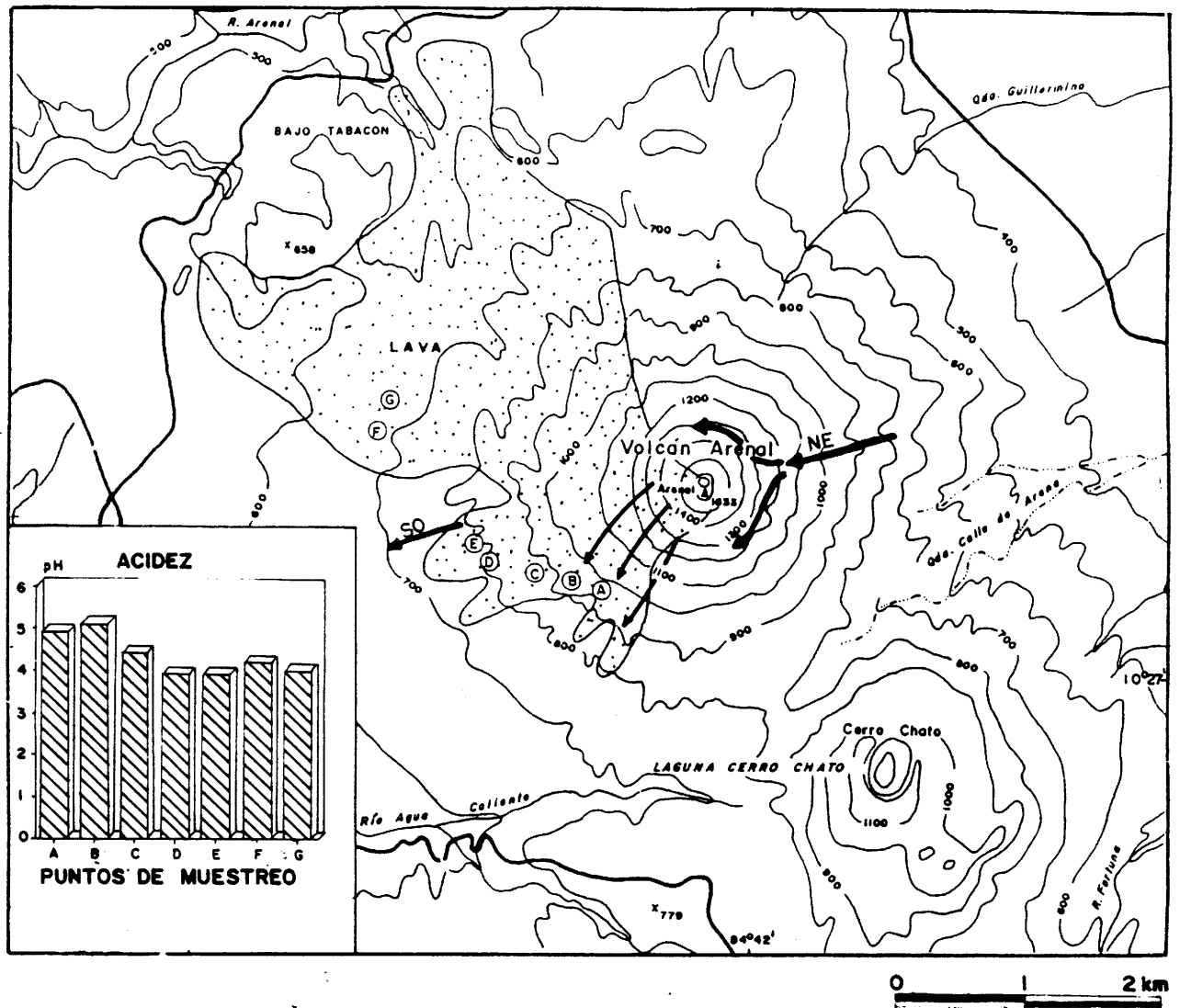
Lo anterior puede explicarse por un mayor calentamiento de la vertiente sur del volcán que da a la laguna. Este calentamiento es causado por la misma actividad volcánica, lo que provoca una subsidencia de la masa de aire proveniente del noreste, de menor temperatura. En el momento que se produce una erupción de gases y cenizas, esta corriente descendente arrastra una parte de estos productos y los proyecta sobre la vertiente suroeste del volcán, depositándolos sobre las lavas que soportan un proceso de colonización vegetal. El anterior fenómeno es visible, ya que contrasta la coloración blanca que adquiere la masa de aire descendente con respecto a los flancos este y oeste, que se mantienen transparentes.

Si el arrastre de productos volcánicos se lleva a cabo en momentos en que no hay lluvias y con vientos de hasta 43 km/h, que se consideran moderadamente fuertes según la escala de Beauford (Organización Meteorológica Mundial, 1983), los elementos finos y los gases caen sobre las plantas y no ejercen ningún efecto corrosivo sobre las hojas, ya que el viento se encarga de limpiarlas; esta situación fue la observada en el mes de febrero de 1993. Por el contrario, si la descarga de sedimentos y gases se produce bajo la presencia de agua, sea esta de precipitación o de condensación, se produce la lluvia ácida, lo que ayuda a que las partículas se adhieran a las hojas.

La anterior relación constituye también un efecto potenciador o retardador de la dinámica vegetal. La época lluviosa en el volcán Arenal se extiende de la mitad de abril a mediados de diciembre (Vargas, 1985), y es en este periodo en que las especies colonizadoras aumentan en número y tamaño, pero la combinación: erupciones-vientos-lluvias, retarda el proceso de crecimiento en las plantas y en especial el de las hojas, aunque se mantienen todas las especies nombradas para el sector central. Por el contrario, durante la época seca que comprende tres meses, de mediados de enero a mediados de abril (Vargas 1985), los helechos y gramíneas tienden a desaparecer ante la falta de agua, en tanto que las Ericáceas (arrayanes), al presentar hojas esclerofilicas, pequeñas, lisas y brillantes, no tienen adherencia de cenizas y ácidos corrosivos, por lo que presentan un rebrote y foliación normal.

Las fuertes corrientes de viento, cargadas con granos de arena, ejercen un

FIG. 8: CIRCULACION DE VIENTOS Y ACIDEZ EN EL VOLCAN ARENAL



efecto abrasivo sobre las hojas y troncos de las especies vegetales, lo cual también ayuda a retardar la implantación y crecimiento de las especies pioneras.

2.2.4 El grado de acidez

Como ha sido explicado anteriormente, la distribución de los vientos en el flanco suroeste del volcán, ha sido un factor que ha coadyuvado a retrasar e inclusive a destruir, el proceso de colonización vegetal de las lavas del sector central. Aquí se ha producido entre 1985 y 1993, una evolución regresiva de la vegetación.

Pero otro factor que también ha desempeñado este papel y que está asociado al comportamiento del viento, es el grado de acidez que contienen los gases y las cenizas que salen del cono principal. En la Fig. 8, se representan los grados de acidez obtenidos en las arenas depositadas sobre las hojas. Los mismos están ordenados de mayor a menor distancia, a partir del punto de emisión de los productos volcánicos y en una secuencia topográfica que va desde las lavas de 1968 hasta las recientes.

Las muestras en términos generales son ácidas y su grado de acidez tiende a disminuir conforme se alejan del foco de emisión, es decir, conforme los productos volcánicos están más cerca del cono y dentro del rango de acción de la corriente de aire descendente, mayor será su acidez y en consecuencia, mayor será el efecto quemante sobre las hojas. Lo anterior se corrobora en la vertiente sur y suroeste del volcán, donde se va dando una disminución de la vegetación conforme se asciende en altura hacia el cono volcánico.

3. CONCLUSIONES

La dinámica primaria de la vegetación sobre las lavas del volcán Arenal, es lenta y en muchas ocasiones, su evolución progresiva se ve afectada por factores externos como son la lluvia ácida y las cenizas provenientes del cono en actividad. De mantenerse la dirección dominante de los vientos, se puede concluir que en el sector central existe la tendencia a producirse una regresión mayor de la dinámica vegetal y quizá, únicamente especies como los arrayanes (*Pernetia coriacea* y *Gaultheria donnellii*) y el helecho *Pteridium aquilinum* podrán adaptarse a ese ambiente desfavorable. El sector sur se mantendrá prácticamente sin vegetación, por ser el sitio más crítico en los aportes de productos volcánicos como lluvia ácida, gases y cenizas. Únicamente el sector oeste, si no varían las condiciones de emanación de gases y de dirección del viento, presenta una dinámica primaria progresiva.

El sector cercano a la laguna, donde no se depositaron lavas y donde la vegetación durante las erupciones de 1968, quedó fuera de la influencia de los vientos y de la lluvia ácida sufriendo tan sólo quemaduras y marchitez, se recupera muy bien,



sobre todo porque se encuentra sobre suelos preexistentes más desarrollados. Esto constituye un excelente ejemplo de un sector de vegetación con una dinámica secundaria que se regenera a un ritmo más acelerado que la dinámica primaria que ha sido objeto de nuestro estudio (Fig. 9).

Esta dinámica secundaria en estado temprano, presenta dos estratos: uno superior de 10 a 12 m de altura, compuesto por guarumos (*Cecropia peltada*), balsas (*Ochroma lagopus*) y capulines (*Trema micrantha*), los cuales se desarrollan separados unos de otros por 6 u 8 m de distancia. El estrato inferior presenta una cobertura arbustiva muy densa, más del 90%, compuesta por *Bacharis sp.* y un estrato herbáceo bastante desarrollado.

AGRADECIMIENTOS

A Carmen González G. (Dpto. de Geografía, UCR) por preparar las figuras, y a Luis Madrigal (Dpto. de Geología, ICE), por la edición final de ellas.

REFERENCIAS

- Alvarado, G.E., 1989: Los volcanes de Costa Rica. EUNED. San José, 175 pp..
- Heuveldop y otros. 1986: Agroclimatología tropical. Editorial UNED, San José, 379 pp..
- Malavassi, E., 1979: Geology and petrology of Arenal volcano. Tesis de Maestría, Universidad de Hawaii, 111 pp..
- Pissart, 1988: Methodes d'études des formations détriques continentales. Universidad de Lieja, Bélgica, 142 pp..
- Organización Meteorológica Mundial, 1983: Guía de instrumentos meteorológicos y métodos de observación. Ginebra.O.M.M. 171 pp..
- Tossi, J., 1979: Mapa ecológico de Costa Rica. Escala 1:750 000. Instituto Geográfico Nacional, San José.
- Vargas, G., 1985: La sucesión vegetal primaria en una región de vulcanismo reciente en el volcán Arenal y sus alrededores. Revista Biología Tropical, San José, 33(2):171-183.
- Wadge, G., 1982: El campo de flujos de lava 1968 - 1980 y las tasas de erupción del magma en el volcán Arenal. Boletín de Vulcanología, Heredia, 14:75-78.

TEFROESTRATIGRAFIA, HISTORIA Y CICLOS ERUPTIVOS DEL VOLCAN ARENAL

Marcelo Ghigliotti¹, Antonio Frullani¹,
Gerardo J. Soto² y Guillermo E. Alvarado²

¹: Geotermica Italiana srl, Lungarno Mediceo, 16 Pisa, ITALIA.

²: Oficina de Sismología y Vulcanología, ICE, COSTA RICA.

RESUMEN

Este trabajo presenta un estudio de los depósitos de tefras y secuencias eruptivas más viejas que ET-3 (aprox. 1080 d.C.), con una nueva aproximación de la historia volcánica, tipos de erupciones y dinámica eruptiva del Arenal. Bajo ET-7, se ha modificado la estratigrafía clásica de Melson (1982), reconociéndose por lo menos otras cuatro erupciones mayores. Bajo el nivel guía ET-9, se han observado los depósitos de seis erupciones mayores sobreyacentes a las vulcanitas del basamento local (Mioceno-Pleistoceno Inferior), separados entre sí por paleosuelos. Su atribución a un Arenal antiguo o al volcán Chato, es totalmente arbitraria. En general, los niveles guías de tefras se componen de varios subniveles, aunque ET-7 y ET-9N parecen ser el depósito de un único pulso eruptivo, y pueden ser confundidos entre sí en el campo, pues son muy parecidos en sus características litológicas y de estructuras.

Se determinaron las distribuciones areales de los diferentes niveles guías, que se distribuyen generalmente hacia el W, WSW o SW, excepto el nivel basal de ET-5, que se orienta al norte.

La mayoría de los niveles guía del Arenal tienen asociados flujos piroclásticos, que se reconocen en las faldas bajas del volcán, y tienden a desaparecer conforme nos alejamos del edificio volcánico (como máximo a 6,5 km de distancia con respecto al cráter cuspidal). Las áreas de paso preferencial de estos flujos está limitada a los valles que cortan los flancos del volcán, donde la componente gravitatoria es muy importante.

Entre los niveles guías del Arenal, los eventos ET-2, 7, 9N y 9, de tipo pliniano-subpliniano, son los más violentos y destructivos. Pueden caracterizarse además erupciones estrombolianas violentas sostenidas por un tiempo considerable, que le dan un carácter pseudosubpliniano (el caso de ET-3), y erupciones de carácter peleano, como el caso de ET-1.

La correlación temporal de los eventos explosivos del Arenal nos muestra que las cuatro erupciones dacíticas más importantes (ET-2, 7, 9N y 9), están separadas entre sí por un lapso promedio cercano a 800 años. Tres de ellas (ET-2, 7 y 9N), han sido precedidas por dos eventos explosivos importantes, de quimismo más básico, ocurridos cerca de 300 años o menos previos a ellas (periodos de "corto plazo"). No obstante, entre los ciclos ET8B-ET8M-ET7 y el de ET4-ET3-ET2, hay dos eventos (ET6 y 5) que no pertenecen a ningún ciclo. De hecho, entre las erupciones mayores ET-7 y ET-2, ocurrió la frecuencia eruptiva más alta de toda la historia del volcán, lo que confirma que la "ciclicidad" del volcán es relativa. Los periodos de inactividad explosiva mayor más prolongados del Arenal son posteriores a los eventos dacíticos ET-9, ET-9N y ET-2. Los ciclos lávicos han sido ubicados temporalmente con buena aproximación, y suceden generalmente a las erupciones explosivas plinianas-subplinianas destructivas: A4 sucede a ET-9, A3 sucede a ET-7, A2 es posterior a ET-2, y A1 sucede a ET-1, que es menor, tipo peleana. Con base en estas observaciones, se puede inferir que posteriores a los eventos explosivos más grandes (con excepción de ET-9N), ocurren eventos lávicos constructivos de gran volumen, acompañados de actividad explosiva menor o reducida.

ABSTRACT

This paper presents a study of tephra deposits and eruptive sequences older than ET-3 (ca. 1080 A.D.), with a new approximation of Arenal's volcanic history, eruption types and eruptive dynamics. Below ET-7, the classic stratigraphy of Melson (1982) has been modified due to the recognition of at least four new layers. Below ET-9, it has been observed the deposits of six major eruptions overlaying volcanics of the local basement (Miocene-Lower Pleistocene), separated in between by paleosols. It is not clear yet if they correspond to Arenal's or Chato's eruptions. Generally, the key tephra layers are composed of several sublayers, however ET-7 and ET-9N seem to be deposits of a single eruptive pulse, and could be confused each other in the field, due to their similitudes in lithological and structures characteristics.

We determined the areal distribution of tephra key layers, whose axis are directed to the W, WSW or SW, except the basal layer of ET-5, which is distributed north-ward.

Most of the key layers from Arenal have pyroclastic flows associated, located on the lower feet of volcano, and disappear farther from volcano edifice (maximum distance of 6.5 km from summit crater). Run-out areas of these flows are the valleys cutting out the flanks of volcano, and gravity component is very important.

From all tephra key layers, ET-2, 7, 9N and 9 events are plinian-subplinian, the most violent and destructive. Also violent strombolian eruptions sustained during considerable time, giving them a pseudosubplinian character (the ET-3 case), and peléan character eruptions (as ET-1) can be characterized.

Temporal correlation of explosive events shows that the four dacitic eruptions (ET-2, 7, 9N and 9) are separated each other by an average time close to 800 years. Three of them (ET-2, 7 and 9N) have been preceded by two important explosive events, with a more basic chemistry, occurred about 300 years or less before them ("short term" period). Nevertheless, between cycles ET-8B-8M-7 and ET-4-3-2, there are two events (ET-6 and 5) which do not belong to any other cycle. In fact, between eruptions ET-7 and ET-2, it occurred the highest eruptive frequency of all volcano history, which confirms that volcano "ciclicity" is relative. Most prolonged major-explosive inactivity periods are after dacitic events. Lava cycles have been time-located, and follow the explosive plinian-subplinian eruptions: A4 follows ET-9; A3 follows ET-7, A2 occurred after ET-2, and A1 follows immediately to ET-1 (which is not plinian, but peléan-type). We can infer that after destructive explosive events in Arenal, it occurs lava-constructive events of great volume, accompanied by minor or reduced explosive activity.

1. INTRODUCCION

Durante los años de 1990-92, se llevó a cabo un proyecto conjunto entre el Departamento de Geología del ICE y Geotermica Italiana srl, con el propósito de realizar una detallada evaluación del peligro volcánico del Arenal. Como primer paso para llegar a las conclusiones finales de la evaluación, se procedió a una exhaustiva revisión de los trabajos geológicos, petrológicos, vulcanológicos y geofísicos referentes al Arenal, así como un prolijo levantamiento en el campo de las secuencias tefroestratigráficas aflorantes en los alrededores del volcán. A través de esta investigación, se han llegado a nuevas conclusiones respecto a la dinámica e historia eruptiva del Arenal. Los resultados de tales investigaciones se han dividido en tres partes: (1) los depósitos de tefras más recientes (1080-1968 d.C., incluyendo los

depósitos más nuevos que ET-3), que fueron publicados en el número anterior del Boletín del OVA (Año 4, N°8: Ghigliotti et al.); (2) los depósitos de tefras y secuencias eruptivas más viejas que ET-3, con una nueva aproximación de la historia volcánica del Arenal, tipos de erupciones y dinámica eruptiva, que se presentan en este trabajo, y (3) un análisis del peligro volcánico con base en las anteriores investigaciones, que será publicado en el próximo Boletín del OVA. Nuevos estudios de afinamiento estratigráfico, granulométrico, geoquímico, radiométrico, neotectónicos y de amenaza volcánica, están en proceso, en conjunto con diversos grupos de vulcanólogos, cuyos resultados serán dados a conocer en el futuro, en los próximos números de este Boletín.

1.1 Metodología

El área del Volcán Arenal y gran parte de las zonas adyacentes a la laguna homónima, se encuentran recubiertas por estratos de tefras gruesas a finas que presentan diversos grados de meteorización y arcillificación, y a veces contienen materia orgánica (paleosuelos).

Las tefras emitidas por el Arenal cubren las subyacentes rocas volcánicas antiguas del Mioceno-Pleistoceno (Fms. Venado, Monteverde, Grupo Aguacate y complejos volcánicos Los Perdidos y Chato). No obstante, las rocas volcánicas de Monteverde y Aguacate, representan la mayoritaria base estratigráfica regional, caracterizada por un paleosuelo bien desarrollado con típica coloración roja a anaranjada, y por una alteración muy marcada.

Los trabajos de base para reiniciar la labor tefrostratigráfica en el Arenal, han sido los de Melson (1982, 1984), los de Chiesa (1987a y b) y el de Borgia et al. (1988).

Melson (1982, 1984) basa su esquema estratigráfico del Arenal en el estudio del corte denominado "El Tajo". Desafortunadamente, al construirse la presa de Sangregado, el embalse de Arenal cubrió el corte susodicho, y hoy día no es accesible para la correlación estratigráfica. Borgia et al. (1988) siguen el patrón melsoniano de la estratigrafía del Arenal, con leves reformas a la tefroestratigrafía, nuevas dataciones radiométricas, y considerables contribuciones al mapeo y secuencia geológica de las lavas (facies proximales). Chiesa (1987 a y b) es el primero que realiza un levantamiento controlado de cortes de las tefras en los alrededores del Arenal, para correlacionar los depósitos con los previamente descritos por Melson, y presentar una aproximación de la distribución areal del depósito de la última erupción dacítica (subpliniana a pliniana), llamada ET-2, y plantea algunos problemas entre la estratigrafía general propuesta por Melson y la correlación con sus depósitos y su extensión.

Para el presente trabajo se revisitaron la mayoría de las estaciones citadas por Chiesa (1987a y b), y se levantaron 78 nuevos cortes (Fig. 1). Las correlaciones entre los diversos puntos de observación se efectuaron mediante las técnicas adoptadas en la bibliografía volcanológica en los últimos decenios (Cas y Wright, 1987), que fueron introducidas por Thorarinsson (1967).

La investigación tefroestratigráfica se desarrolló utilizando depósitos de una elevada distribución areal contituidos por estratos de pómez o escorias de caída, correspondientes con erupciones plinianas o subplinianas, cuyas características litológicas y estratigráficas varían regularmente. Con el fin de efectuar reconstrucciones areales de los diferentes parámetros, tales como espesor y dimensiones máximas de los clastos, se seleccionaron los depósitos primarios acumulados en áreas subhorizontales. Acercándose al edificio volcánico, se estudiaron casi exclusivamente áreas planas y elevadas con el propósito de reducir al mínimo las eventuales intercalaciones con productos de flujo (aunque éstos también se estudiaron en varios cortes), retrabajo o erosión de las tefras, y de encontrar el mayor número de niveles de caída.

Las determinaciones de campo referentes a las dimensiones máximas de los líticos y las pómez en cada uno de los niveles, se efectuaron midiendo la longitud máxima de los 3 a 5 clastos de mayor tamaño recolectados en una sección del afloramiento. El promedio de los valores así obtenidos en el campo, constituye el dato de partida para elaborar los mapas de isopleas.

Las numerosas carreteras y caminos vecinales de la zona ofrecen la posibilidad de efectuar cortes de fundamental importancia para reconstruir la historia eruptiva del volcán. En el lado meridional del Arenal, hacia el Chato, las observaciones de campo estuvieron limitadas por la falta de accesos y la densa cobertura forestal.

Hacia el sector occidental del volcán, a lo largo de la laguna, los depósitos de explosión del Arenal presentan los máximos espesores, que decrecen progresivamente hacia el oeste. En Tronadora (25 km al oeste-noroeste del volcán), la secuencia eruptiva tiene un espesor de 1,2 m y está constituida por 7 u 8 niveles de cenizas de diferentes colores, de espesores totales normalmente decimétricos, que sobreyacen al paleosuelo rojo. En las zonas septentrionales distales, a lo largo del camino que comunica los poblados de El Tanque - Santo Domingo - Jicarito, solamente una capa de caída sobreyace al Grupo Aguacate y a la Fm. Venado. La zona oriental muestra varias capas de material retrabajado, mezcladas con depósitos de flujo, lahares y aluviones procedentes de los volcanes Arenal y Chato. En este sector, los depósitos de caída del Arenal presentan poco espesor o no se encuentran del todo. En las faldas del volcán Chato, al sur del Arenal, se notan algunos niveles procedentes de este último, pero ya con espesores bastante reducidos.

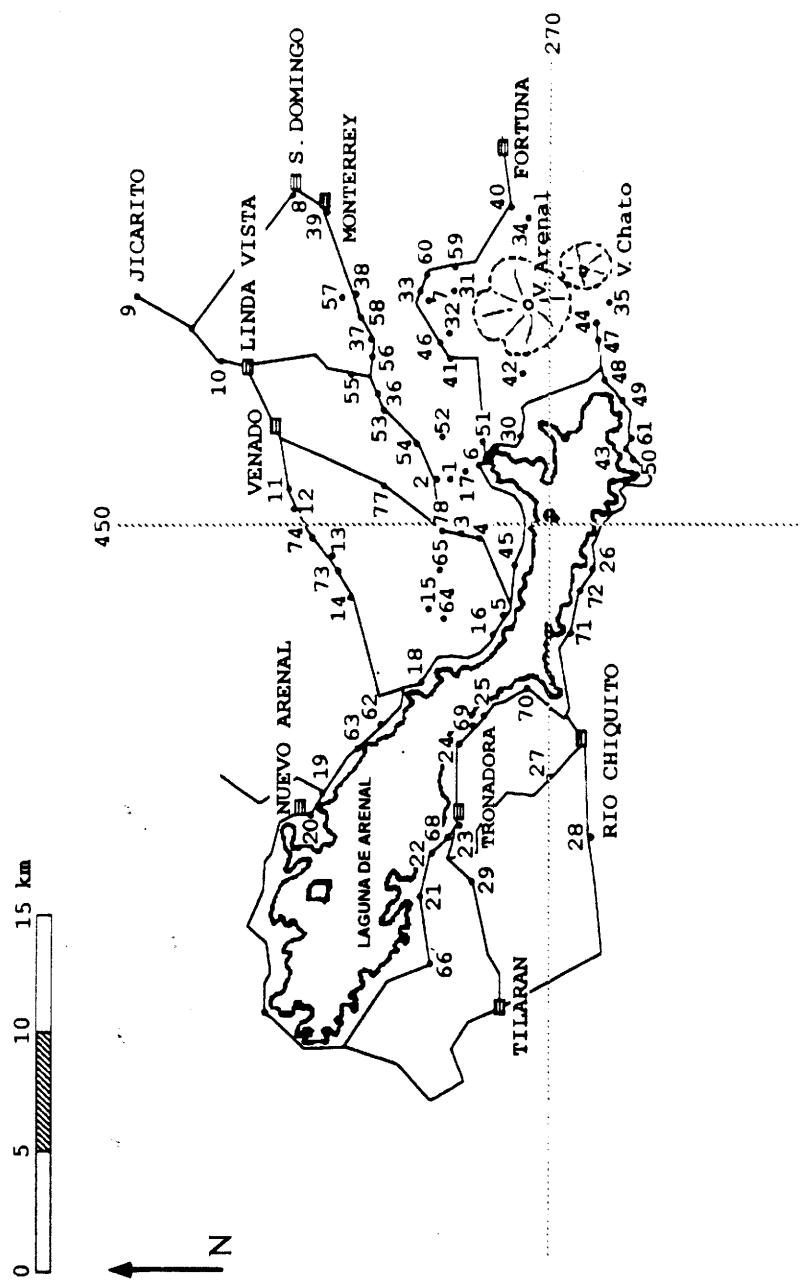


Fig. 1: UBICACION DE LOS 78 CORTES ESTUDIADOS

2. NIVELES GUIA DE CAIDA

ET-4

El nivel guía ET-4 está constituido por una numerosa serie de distintos niveles de caída que sobreyacen a un paleosuelo color café. El nivel basal presenta pumitas gris y más oscuras, con trazas de mezcla de magmas, una buena granoselección y pocos líticos grises o hidroxilados e intrusivos (aprox. 5%), la gradación normal es muy evidente aun cuando en la porción más alta hay un nivel más grueso.

Sobre el depósito de caída basal, en los cortes proximales, se observa un nivel de ceniza gris, centimétrico, con un depósito de caída de pómez con gradación normal y una capa de ceniza centimétrica. En el área de los Lagos (sector N el volcán), entre la ceniza y el depósito de caída se encuentra un nivel de grandes bloques balísticos.

Los espesores en el corte 30 (uno de los cortes claves en el área proximal, ver Fig. 1) son centimétricos. Sigue otro nivel de caída de pumitas con un nivel intermedio más fino y luego ceniza con pisolitos, de espesor total de hasta varios centímetros en el corte 30. De este nivel para arriba empieza una alternancia de niveles centimétricos de lapilli pumítico (y abundantes lapilli de escorias negras que preanuncian la erupción ET-3) y lapilli acrecional aglutinados.

Un cierto período de descanso, aunque muy breve, enmarca el cambio a la erupción ET-3, indicado por la presencia, en algunos cortes, de canales de erosión y discordancias erosionales en general.

La distribución de ET-4, en su conjunto, muestra un eje de dispersión alargado hacia el SW, como se puede ver en los mapas de las isopacas (Fig.2) e isopleas (MP de la Fig. 3 y ML de la Fig.4), que son bastante consistentes. Esto indica la presencia en el momento de la erupción de un cierto viento desde el NE. La edad radiométrica de la erupción ET-4 se asume muy cercana inmediatamente anterior a ET-3, alrededor del año 1080 d.C..

ET-5

La parte basal del nivel guía ET-5 está constituida por un horizonte de caída de lapilli pumítico gris con ceniza y una mala granoselección, con líticos de lavas fenoandesíticas de color claro e hidrotermalizados (aprox. 10%) concentrados en la base.

En el corte 32 (ver Fig.1, NNW del volcán) éste presenta una gradación normal en la base, con bloques balísticos de hasta 12 cm, mientras en el techo se observan lapilli más gruesos. Este nivel basal, de espesor hasta decimétrico, se encuentra sobre

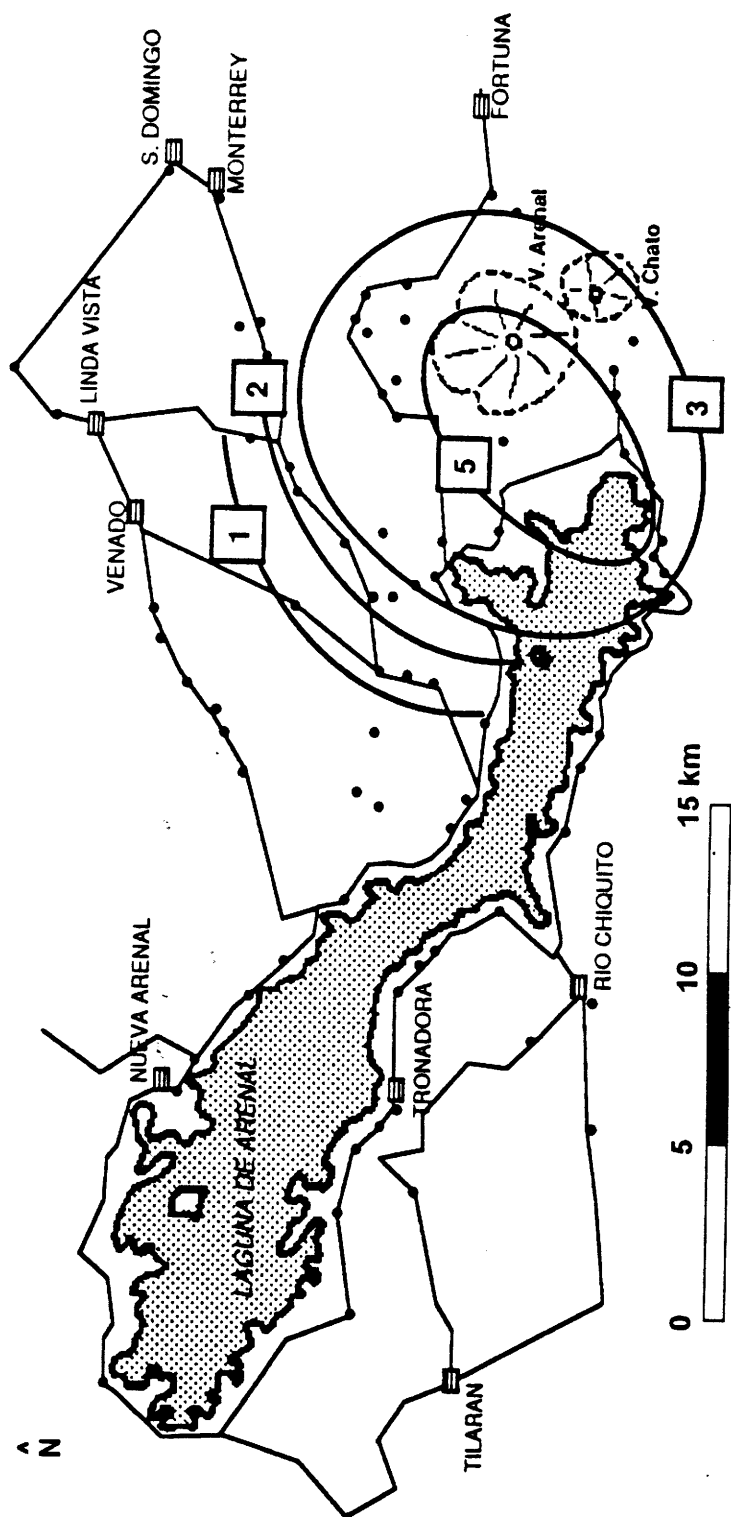


Fig. 3: CURVAS ISOPLETAS DE LA POMEZ DEL NIVEL ET-4 (en cm) .

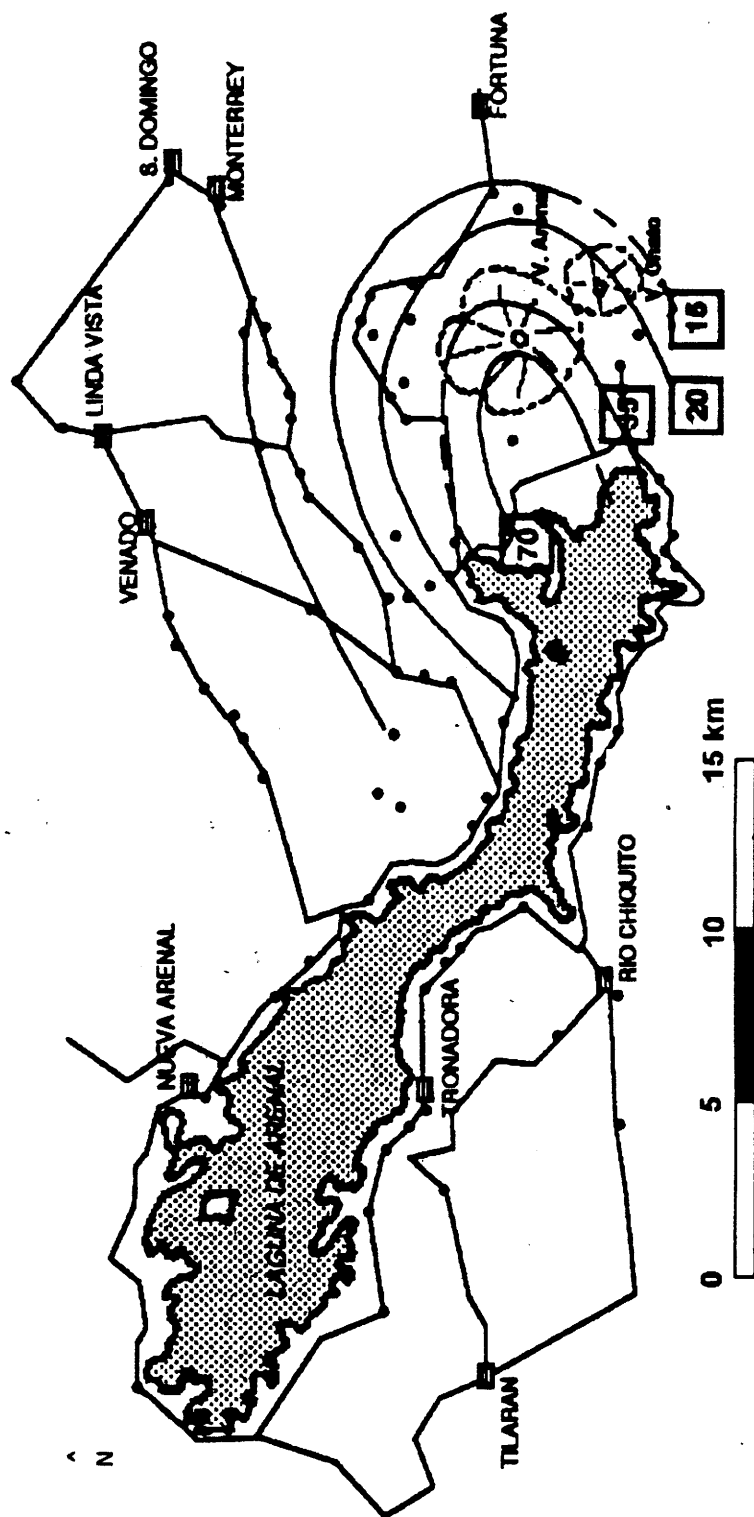


Fig. 2: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-4 (en cm).

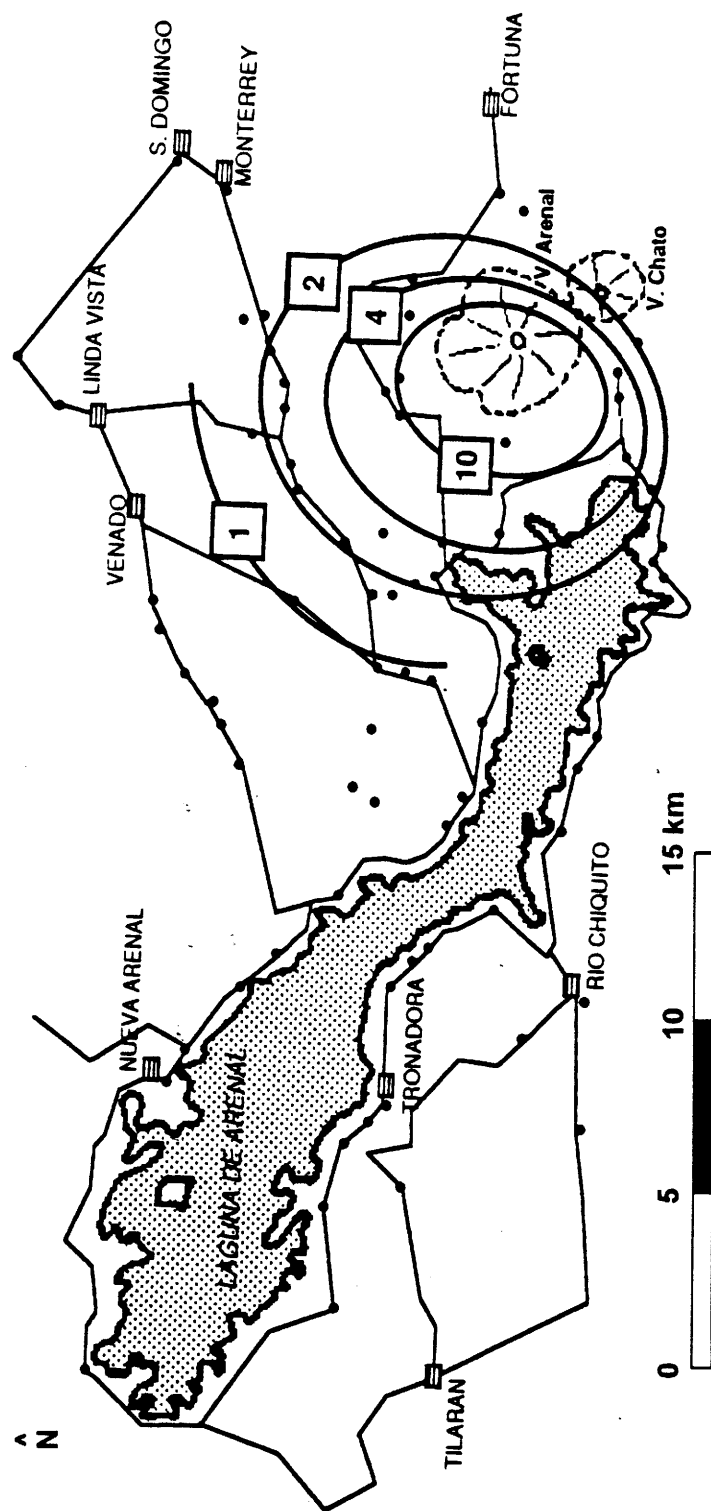


Fig. 4: CURVAS ISOPLETAS DE LITICOS DEL NIVEL ET-4 (en cm).

un paleosuelo, generalmente no muy desarrollado, de color café. Sobreyace al nivel basal un depósito de ceniza y lapilli fino gris de espesor pluricentimétrico, distribuido hacia el W, mientras que en los cortes hacia el N y NE se reduce a una interlámina delgada de ceniza fina. Otro depósito de caída de pumitas amarillentas, ceniza y lapilli fino con granoselección muy mala y líticos armados ("pegados" entre sí por finos) grises, termina la secuencia en el techo. La gradación de este último depósito es normal.

Según Melson (1984), los dos depósitos de caída representan los magmas de una cámara zonada, donde el depósito basal representa al techo diferenciado de la cámara, y el superior representa la parte baja de la cámara de naturaleza más básica.

La distribución de ET-5 ha sido fuertemente controlada por los vientos altos. El depósito basal (de granulometría más gruesa) tiene un eje de dispersión hacia el norte, único entre todos los niveles guías del volcán, como lo demuestran los mapas de isopletas de las Figuras 5 y 6. Los mapas de isopacas de los depósitos basal (Fig. 7) y del techo e intermedio (Fig. 8), muestran claramente las diferencias en el patrón de distribución de ambos depósitos, hacia el norte y hacia el oeste, respectivamente.

La edad arqueológica estimada del nivel guía ET-5 es de aproximadamente 700-800 d.C..

ET-6

El nivel guía ET-6 está separado de ET-7 por un delgado paleosuelo de color café-pardo. Su parte basal está formada por un nivel de caída de lapilli fino con débil gradación inversa, muy bien seleccionado, con fragmentos negros escoriáceos, subordinados rojizos y blancos (espesor de 20 cm en el corte 30). Lo sobreyacen una serie de delgados niveles pisolíticos, algunos como pisolitos agregados y toba vesiculada, alternados con capas de lapilli, con un espesor global pluridecimétrico en el corte 30. Encima hay una capa de lapilli escoriáceos con líticos gris e hidroxilados (aprox. 5%), centimétrica, con muy buena granoselección, que pasa a un lapilli fino y ceniza cementada, dura, con pocos lapilli gruesos. La secuencia termina con una capa de ceniza y lapilli fino, lodosa, vesiculada, con algunos lapilli y escorias dispersas. En los cortes distales, generalmente sólo se observa un lapilli fino basal con un poco de ceniza sobreyaciéndola.

Las Figuras 9 y 10 muestran las isopletas de MP y ML del nivel basal, con una dispersión subcircular, que indica un viento débil durante la erupción, incapaz de orientar mucho los fragmentos mayores. El mapa de isopacas (Fig. 11) muestra, por el contrario, una distribución hacia el oeste, debido a que incluye los espesores acumulativos de todos los niveles, cuyas capas más finas sí fueron orientadas por el viento.

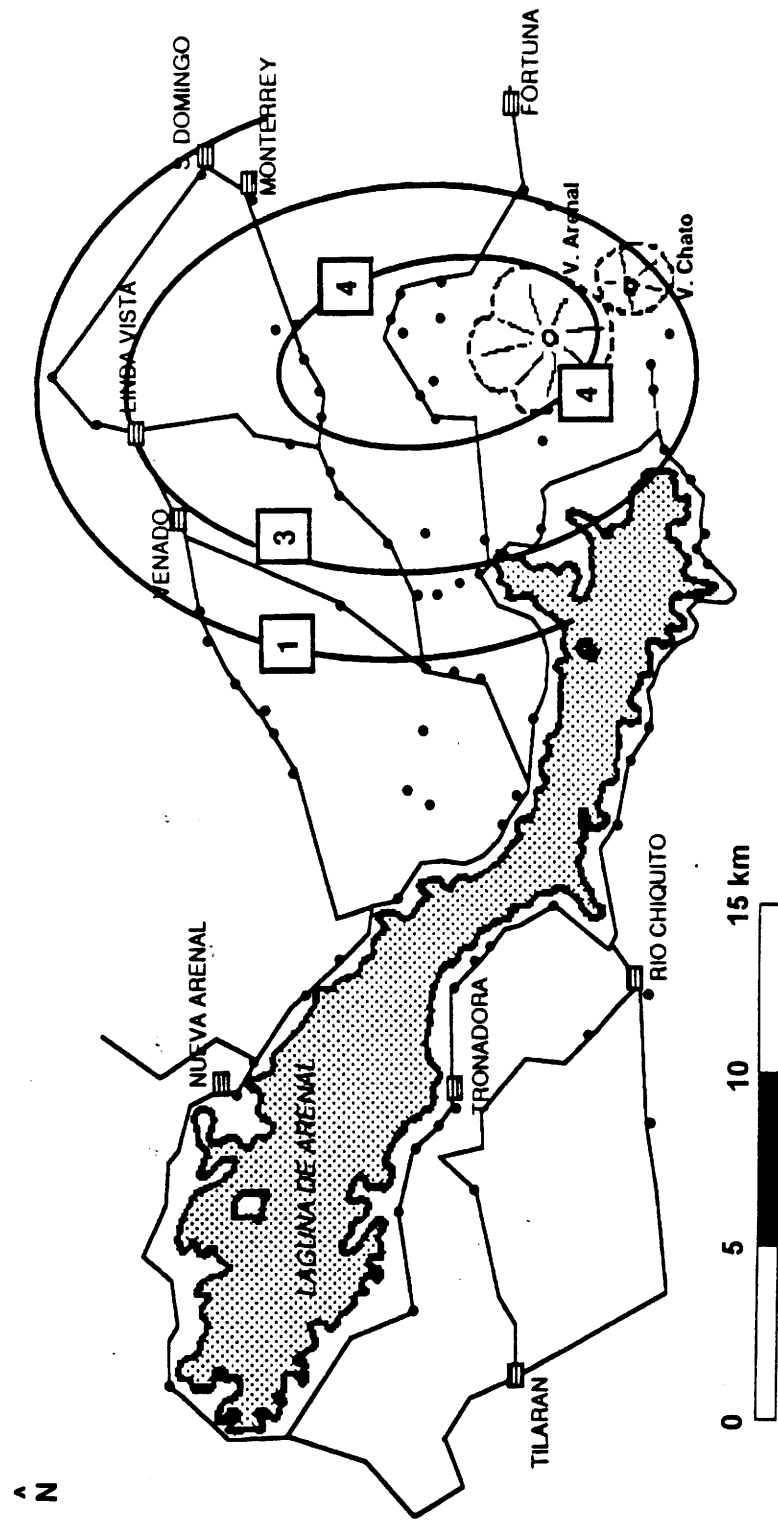


Fig. 5: CURVAS ISOPLETAS DE LA POMEZ DEL NIVEL ET-5 BASAL (en cm) .

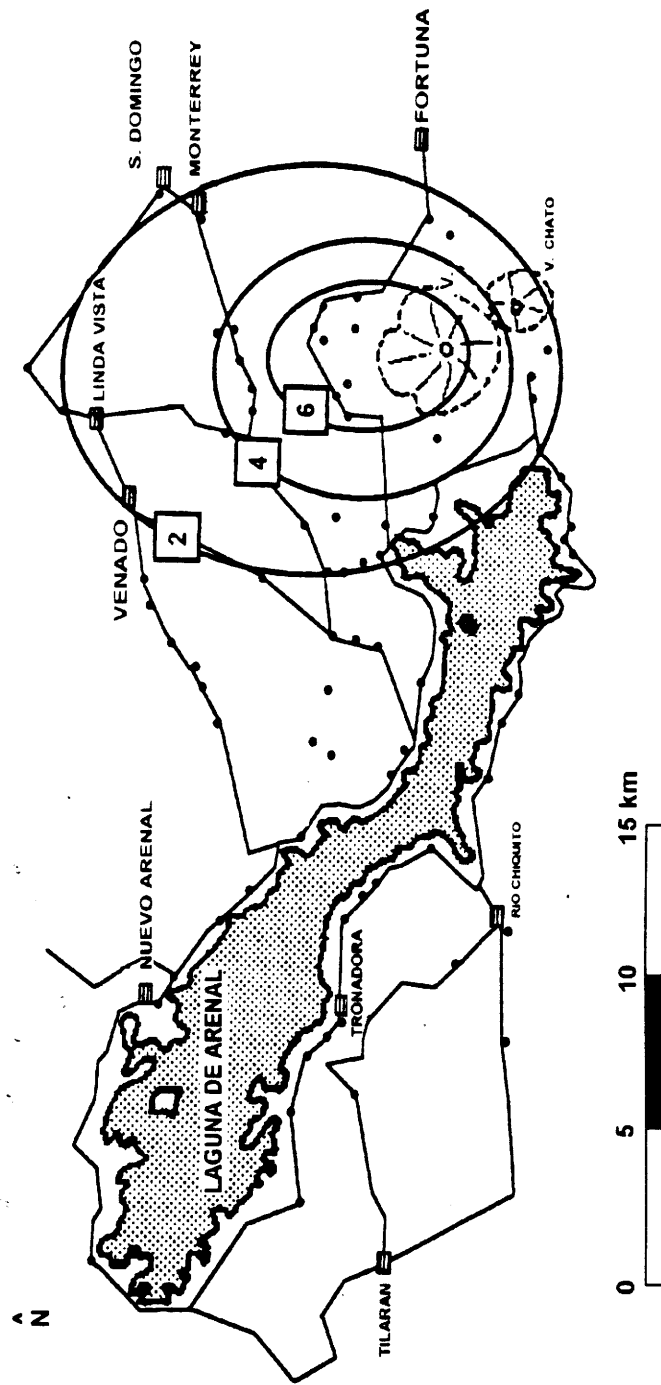


Fig. 6: CURVAS ISOPLETAS DE LÍTICOS DEL NIVEL ET-5 BASAL (en cm).

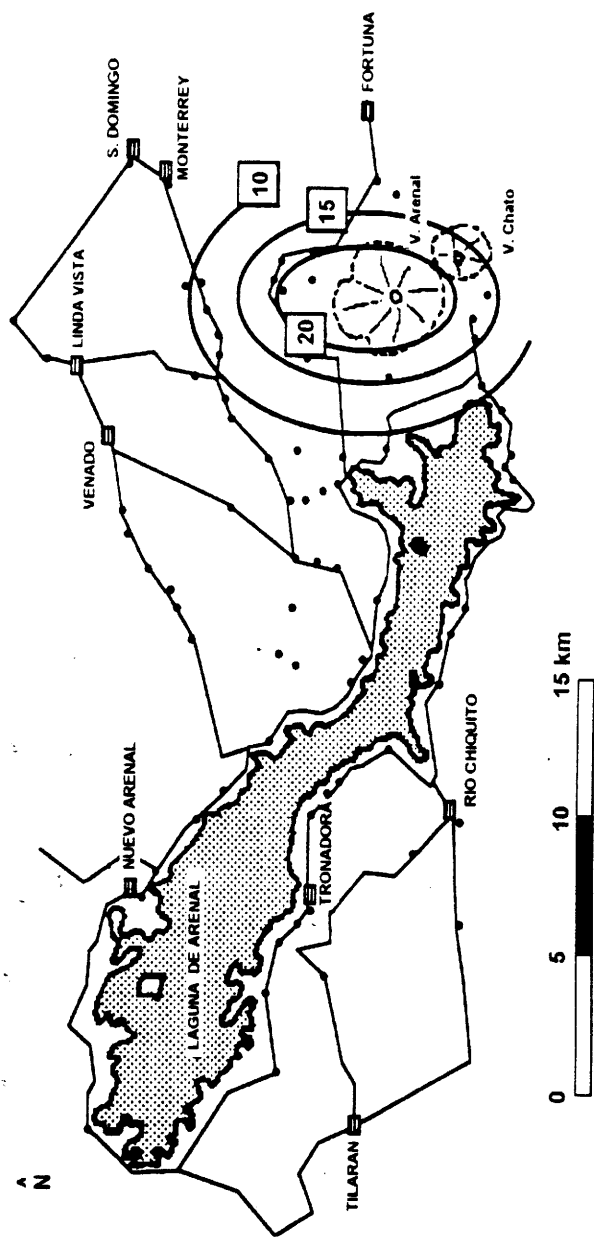


Fig. 7: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-5 BASAL (en cm).

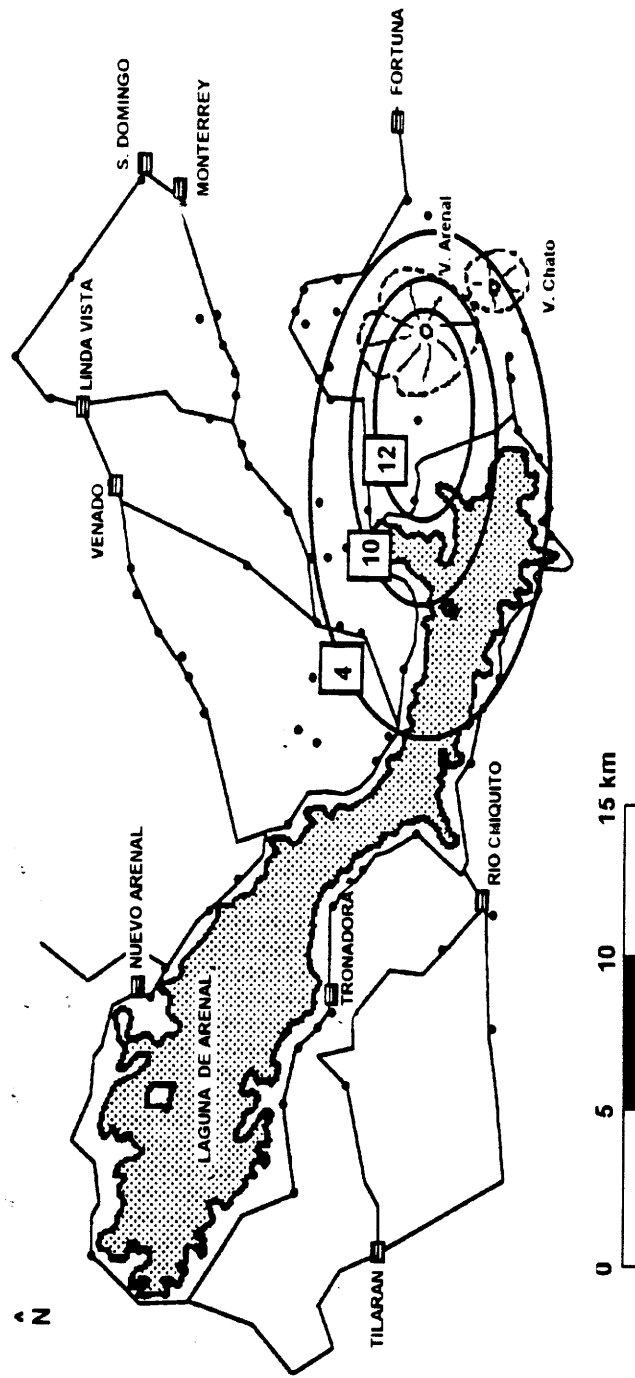


Fig. 8: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-5 DEL TECHO (en cm).

ET-7

El nivel guía ET-7, a diferencia de los precedentes descritos, parece ser el depósito de un único pulso eruptivo. Se presenta masivo, sin estratificación excepto en los cortes distales. A lo largo del eje de dispersión (corte 16, por ejemplo, ver Fig. 1) se observa una interlámina de ceniza a $\frac{1}{4}$ de altura de la base. Este nivel fino está representado en los cortes proximales por la parte central menos gruesa del depósito de pómez, que tiene, entonces, una gradación simétrica, normal en la base e inversa hacia el techo. Tal variación granulométrica se puede deber a cambios en la altura de la columna eruptiva. La granoselección es mediana a buena, el contenido de lapilli fino es abundante, con un porcentaje de líticos alto (aprox. 20-30%), en su mayoría hidroxilados y de intrusivos dioríticos, concentrados en la parte superior del depósito. Las pómez están frecuentemente quebradas, angulosas y a veces alargadas. El paleosuelo en la base de ET-7 es, en términos generales, bien desarrollado, de color café a café oscuro.

El eje de dispersión de este nivel guía es aproximadamente hacia el SW, como se puede ver en los mapas de isopacas (Fig. 12) e isopletras MP y ML (Figs. 13 y 14).

La edad de este depósito es de aproximadamente 550 d.C.. En el corte 16 se tomó una muestra del paleosuelo de color oscuro, abundante en materia orgánica, cuya edad radiométrica es de 1400 ± 110 años antes del presente (A.P.).

Bajo el nivel guía ET-7, en este trabajo se ha modificado completamente la estratigrafía clásica de Melson (1982) basada en el corte de El Tajo. Algunos cortes claves como el 16, 30, 41 y 61 (ver Fig. 1), permiten identificar por lo menos otras seis erupciones mayores, en contraposición con lo expuesto por Melson, con sólo dos o tres. La inconsistencia de los datos químicos de los depósitos subyacentes a ET-7 en los trabajos de Melson (1982, 1984) y Borgia et al. (1988), ya sugerían que había algunos problemas tefroestratigráficos por resolver.

ET-8M

El nivel guía ET-8M ha sido así nominado porque coincide con la descripción del "ET-8" de El Tajo (Melson, 1982), con el cual probablemente corresponde. Es un depósito muy característico constituido por una alternancia de escorias negras de caída, y lapilli con espesores de centimétricos a pluricentimétricos, con buena selección y muy escasos líticos. En el corte 47, el depósito de caída basal presenta bombas escoriáceas negras de hasta 9 cm de diámetro. Sobreyace a esta alternancia, una capa de ceniza gris, lodosa, vesiculada, muy dura, que culmina el nivel guía, y representa una fase final posiblemente freatomagmática. La distribución de este horizonte se muestra en los mapas de isopacas (Fig. 15) e isopletras de las escorias

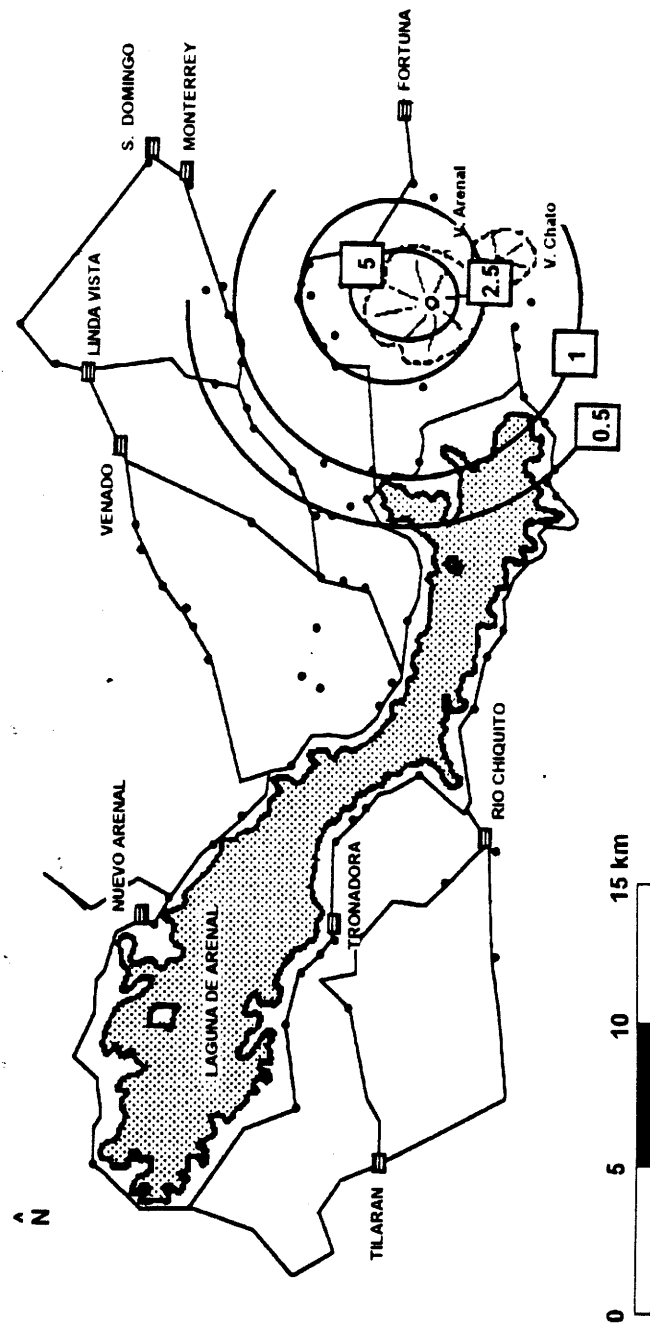


Fig. 9: CURVAS ISOPLETAS DE LA ESCORIA DEL NIVEL ET-6 (en cm).

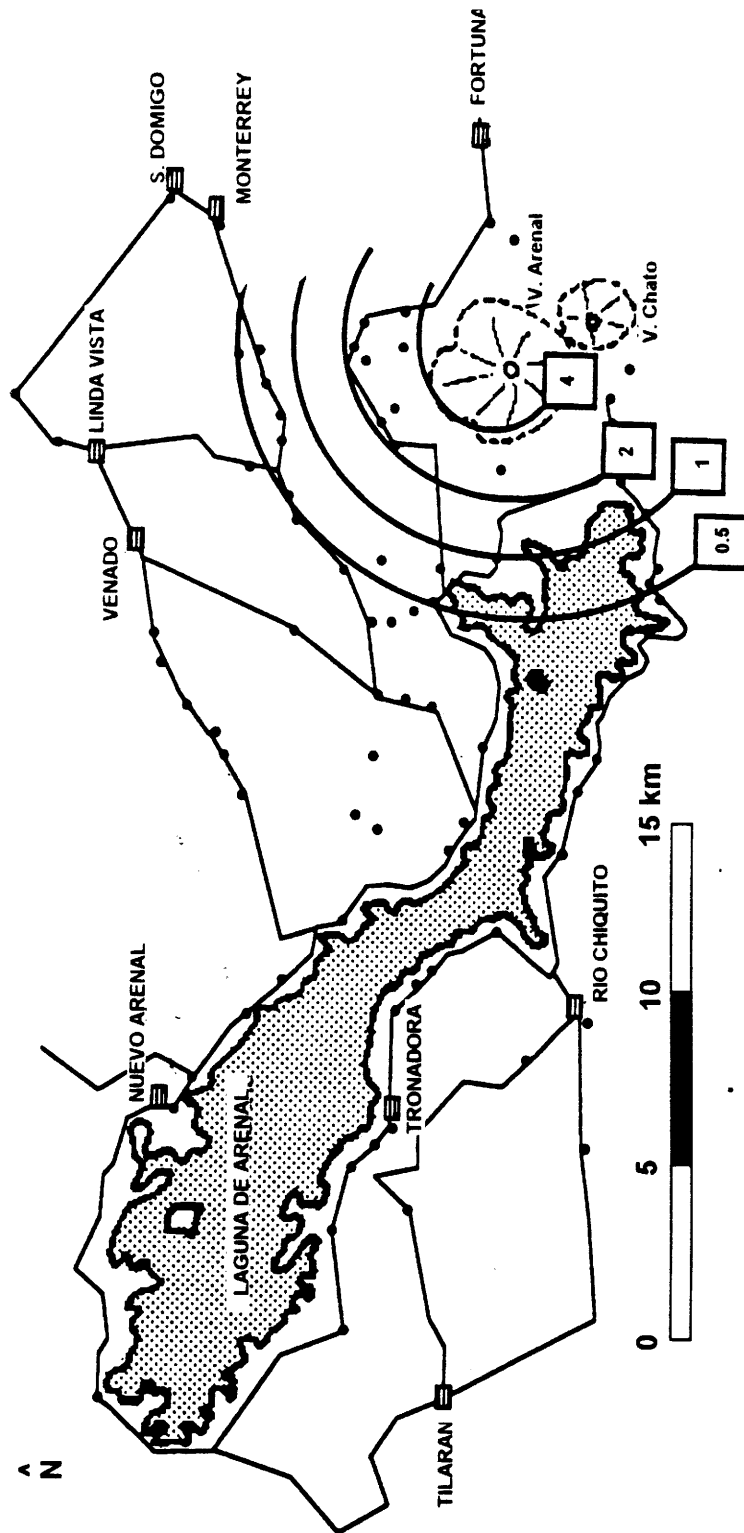


Fig.10: CURVAS ISOPLETAS DE LITICOS DEL NIVEL ET-6 BASAL (en cm) .

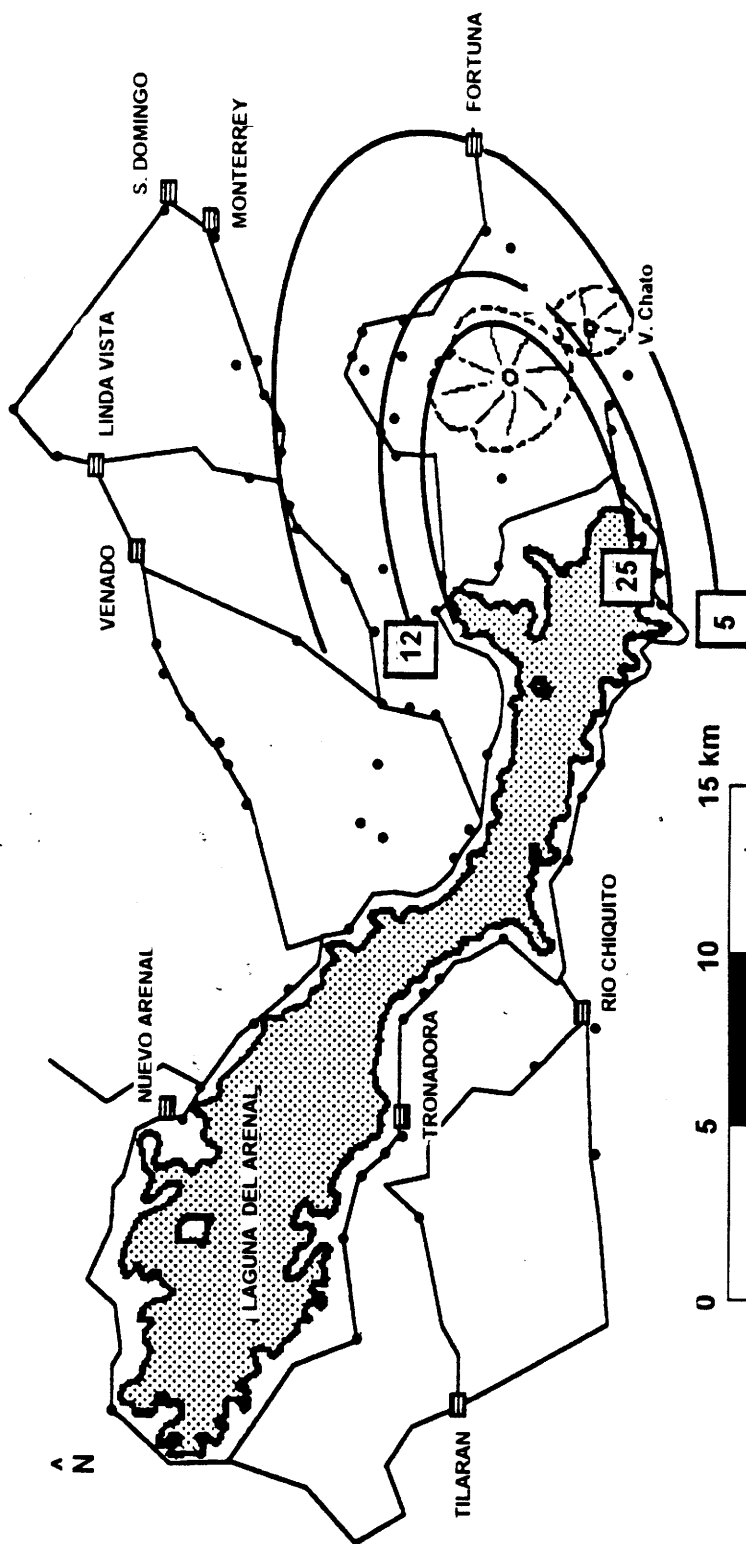


Fig. 11: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-6 (en cm).

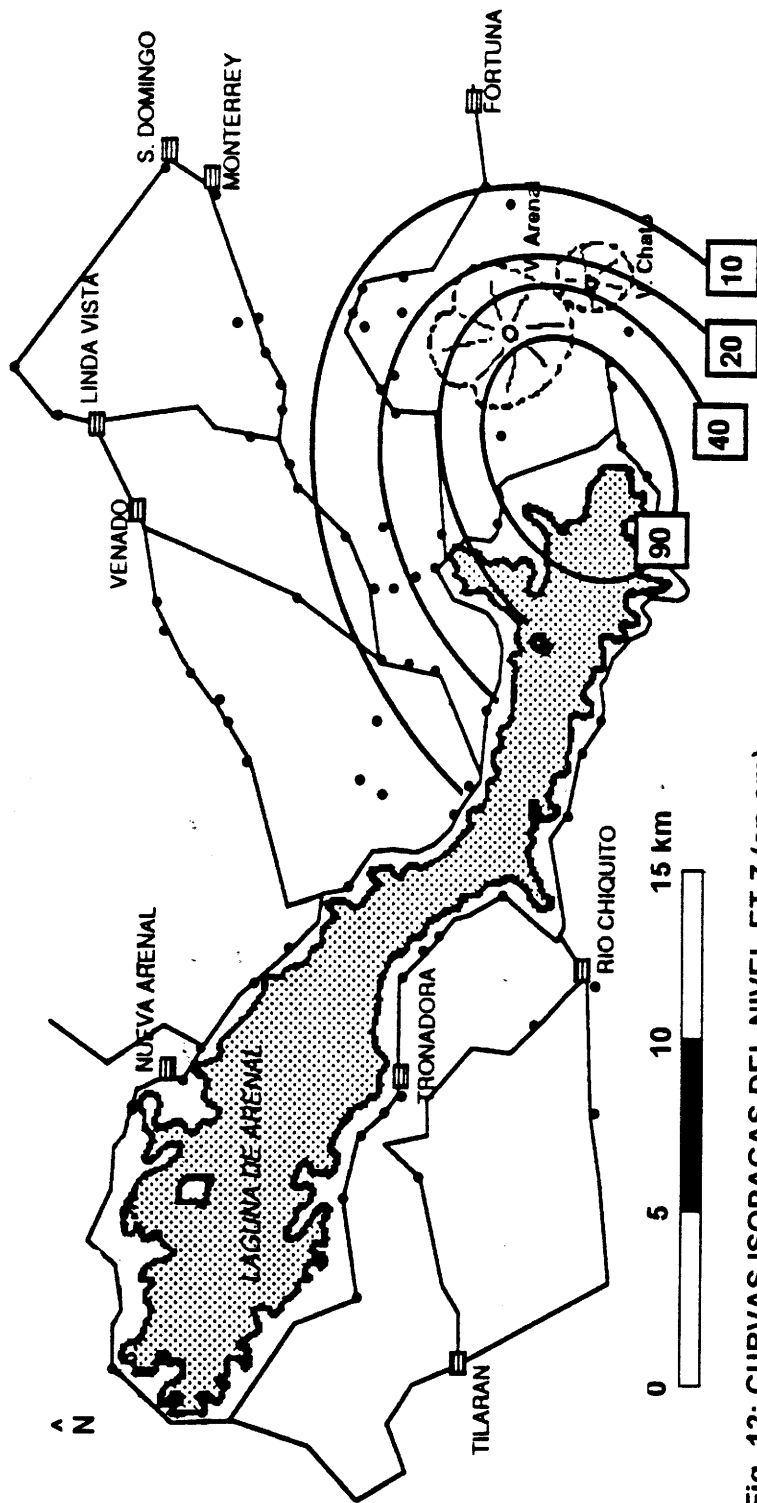


Fig. 12: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-7 (en cm).

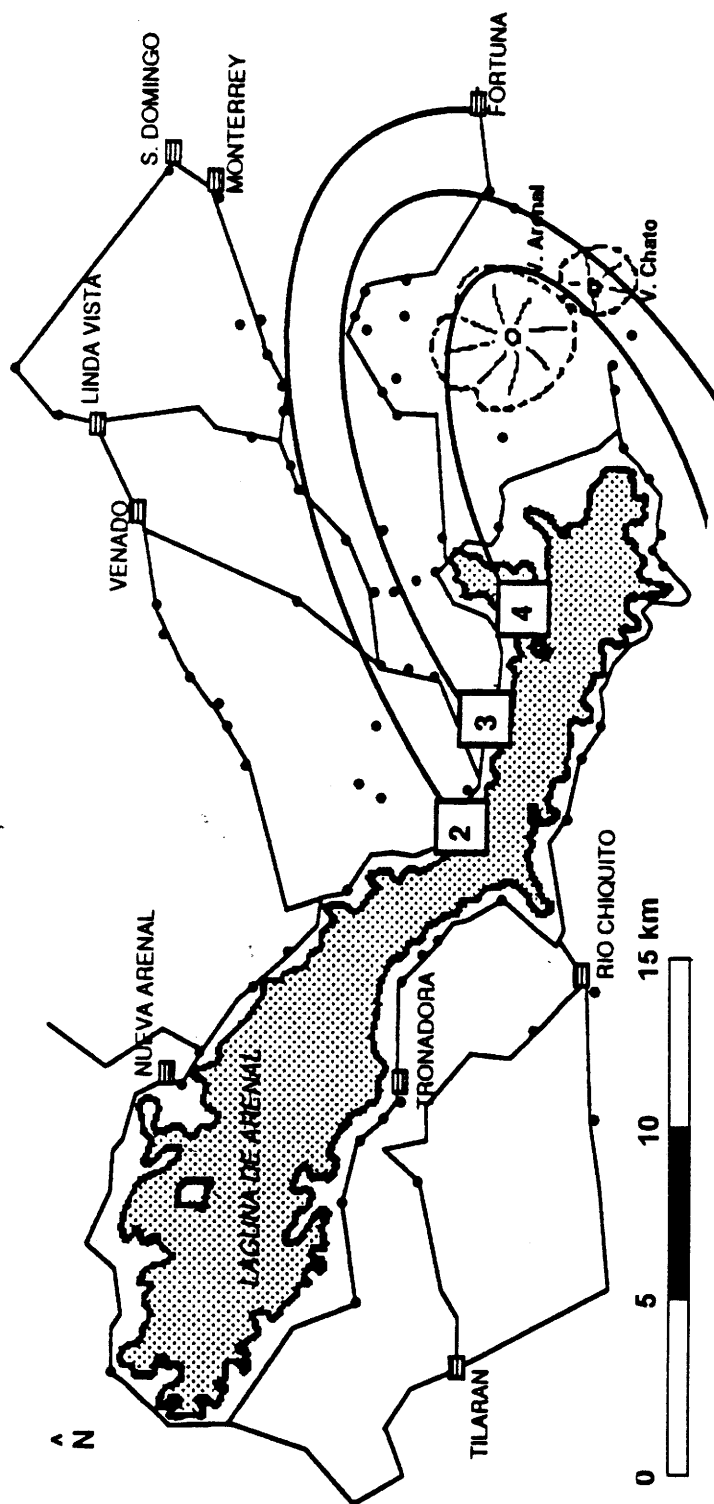


Fig. 13: CURVAS ISOPLETAS DE LA POMEZ DEL NIVEL ET-7 (en cm).

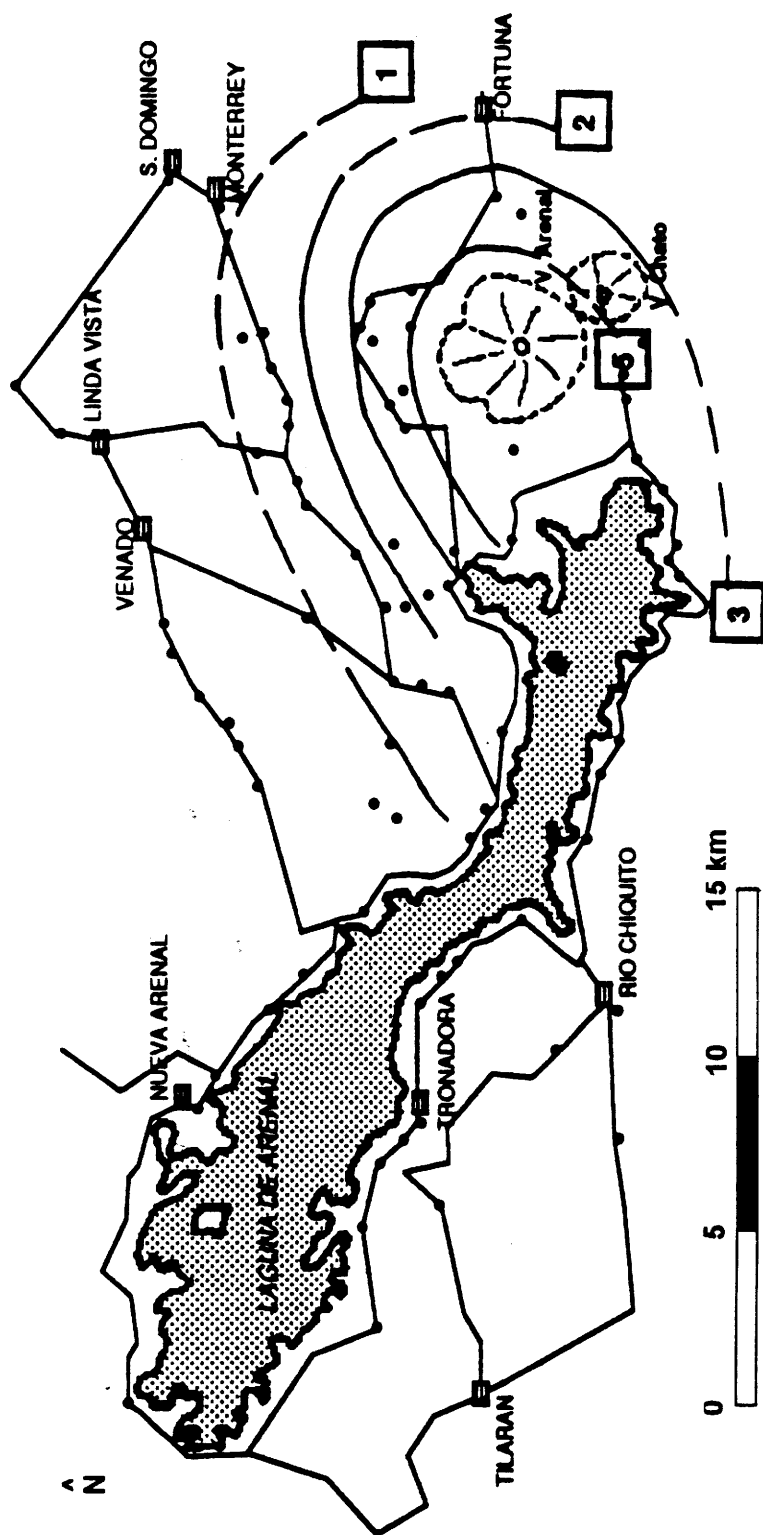


Fig. 14: CURVAS ISOPLETAS DE LITICOS DEL NIVEL ET-7 (en cm).

(Fig. 16; no se construyen curvas isopletras de líticos debido a que son muy escasos), cuyo eje de dispersión es hacia el W-WSW. La edad absoluta de este nivel guía es desconocida. Por otra parte, en los cortes proximales 30 y 41, se observa un delgado nivel de caída de lapilli escoriáceo color gris oscuro, entre ET-8B y ET-8M, que representa otro evento eruptivo menor tipo ET-1.

ET-8B

El nivel guía ET-8B está formado en la base por un depósito de caída de lapilli fino, con buena selección, de escorias pumíticas gris oscuro con pocos líticos (algunos hidroxilados), que pasa al techo a una ceniza muy gruesa. Sigue un nivel de caída de lapilli gruesos y arena, con interlaminaciones de lapilli fino amarillentos pluricentimétricas. Corona el nivel una ceniza con lapilli fino café claro, cementada, dura, vesiculada, con pisolitos y lapilli escoriáceos dispersos, cubierta por un horizonte de caída centimétrico con lapilli escoriáceos (hasta 3-5 cm en el corte 61), cementadas por lodo. En otro corte se observa otro nivel de ceniza y arena dura, cementada con muchos pisolitos y una capa centimétrica de escorias negras gruesas.

El eje de dispersión del nivel ET-8B es como el del ET-8M, hacia el W-WSW, pero posiblemente con una componente de viento más fuerte, como lo indica el alargamiento más pronunciado de las isopacas (Fig.17) y de las isopletras de las escorias pumíticas (Fig. 18).

La edad absoluta de este nivel es de aprox. 300 d.C.. En el corte 16 se obtuvo una muestra de carbones de un fuego doméstico asociado con cerámica, subyaciendo inmediatamente al depósito de ET-8B, cuya edad radiométrica es de 1620 ± 110 años A.P.. Se especula que los paleopobladores abandonaron súbitamente la zona debido a la erupción.

ET-9N

El nivel guía ET-9N puede ser confundido en el campo con el ET-7, pues son muy parecidos en sus características litológicas. ET-9N ha sido identificado con seguridad en los cortes 16, 30, 41, 59 y 61, donde ocupa una posición estratigráfica inferior a la de ET-7. Se trata de un depósito de caída de lapilli de pómez masivo, con muy buena selección (quizás mejor que la de ET-7) sin estratificación y generado por un solo impulso eruptivo. En los cortes hacia el SW, en la parte superior se nota una ceniza fina-muy fina que cierra la erupción. Los líticos, ya sean grises o hidroxilados, son bastante abundantes (10-20%), con algunos fragmentos intrusivos, pero menos frecuentes que en ET-7. En los cortes al W y SW del volcán, el paleosuelo en la base del nivel es bastante negro y orgánico.

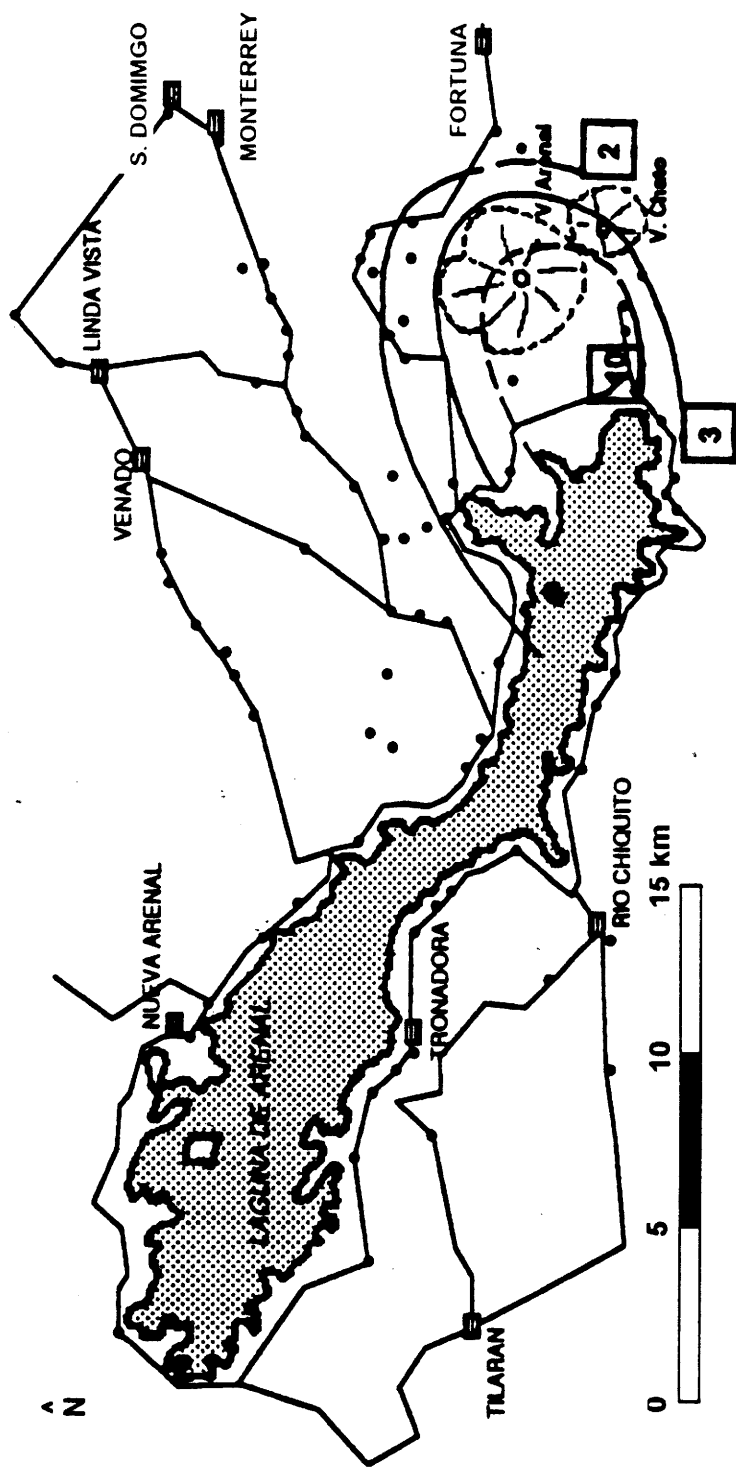


Fig. 16: CURVAS ISOPLETAS DE ESCORIAS DEL NIVEL ET-8M (en cm).

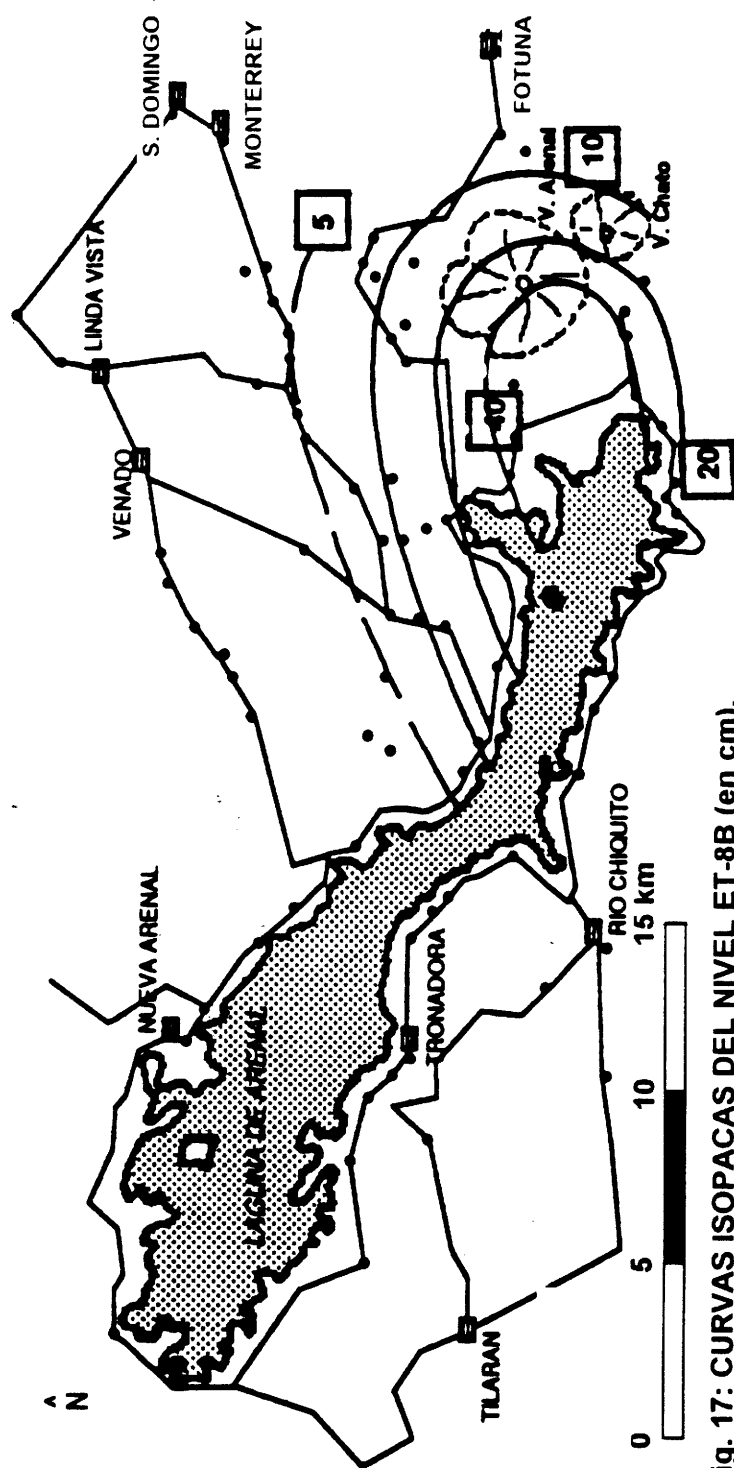


Fig. 17: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-8B (en cm).

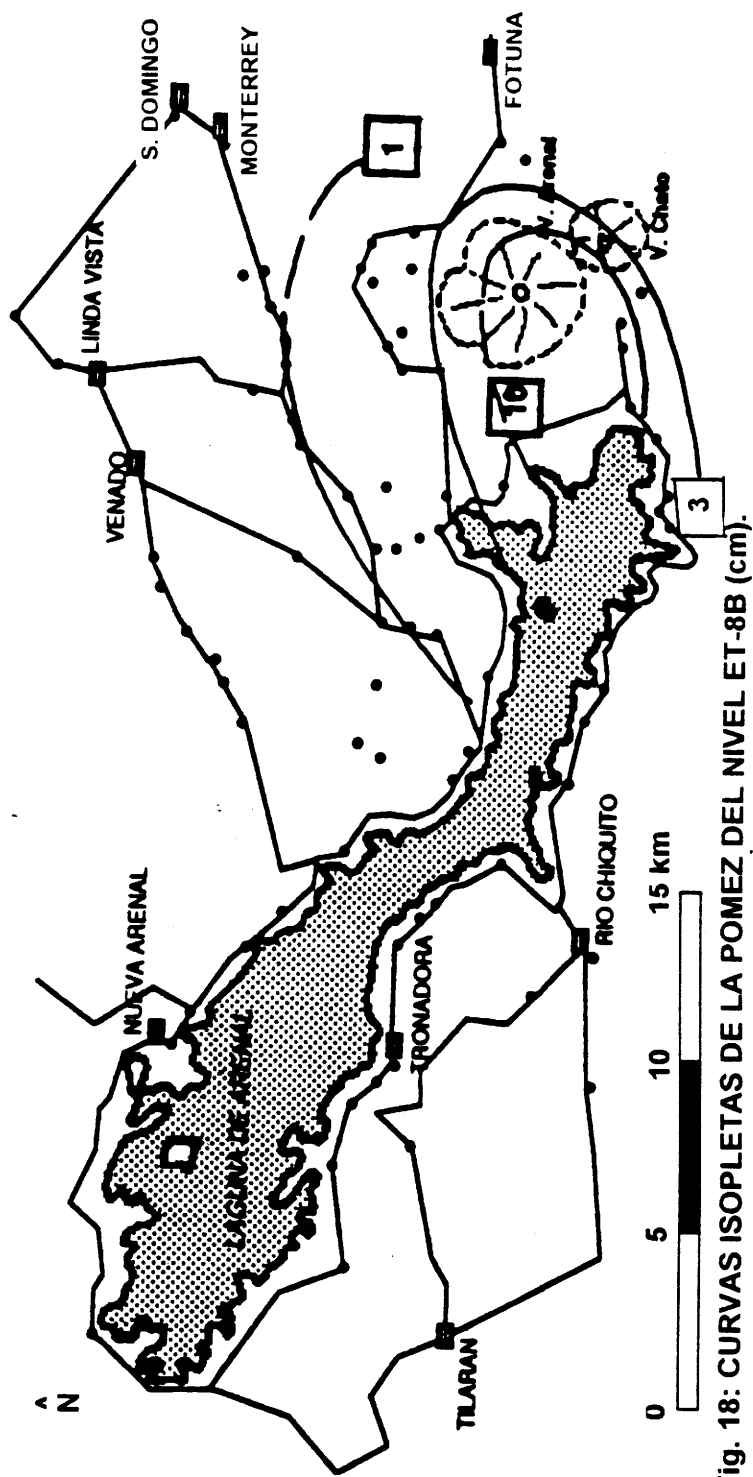


Fig. 18: CURVAS ISOPLETAS DE LA POMEZ DEL NIVEL ET-8B (cm).

El espesor del depósito en los cortes proximales alcanza 40 cm. Aunque su distribución no es muy clara, debido a la insuficiencia de los datos disponibles, se puede inferir del mapa de isopleas de las pómez (Fig. 19), que sea hacia el W-WSW, como la mayoría de las demás erupciones.

Su edad absoluta es de 200 A.C., según una nueva datación radiométrica llevada a cabo en el transcurso de este trabajo, cuya muestra fue tomada del suelo negro rico materia orgánica que subyace al nivel guía en el corte 16, y cuya edad radiométrica es de 2140 ± 80 años A.P..

ET-9A

En el corte 61, sobreyaciendo a un paleosuelo pardo-anaranjado poco desarrollado, se observa un depósito de caída basal de lapilli fino, escoriáceo, negro hasta ceniza gruesa de espesor pluricentimétrico, seguido por una alternancia de niveles delgados de ceniza y lapilli fino de espesor pluridecimétrico. Arriba se encuentra una ceniza pluridecímica gris, cementada, dura, vesiculada que yace bajo una secuencia de delgados niveles (centimétricos) de lapilli escoriáceo, cenizas y lapilli fino con pocos lapilli escoriáceos negros. En los cortes distales (el 16, por ejemplo), este nivel guía sólo está representado por una capa de ceniza lodosa gris, cementada con vesiculación, en la cual se observan escasos lapilli escoriáceos negros. El material fino y cementado de espesor importante puede documentar un carácter freatomagmático pronunciado de esta erupción.

La distribución de ET-9A parece tener un eje de dispersión hacia el SW, según el mapa de isopacas (Fig. 20). No se construyeron mapas de isopleas debido a insuficiencia de datos. La edad de esta erupción es desconocida.

ET-9B

El nivel ET-9B sobreyace a un paleosuelo orgánico negro bien desarrollado. Es un depósito de caída de pómez gris clara (corte 61) con gradación simétrica inversa bien evidente, clasificación mediana a buena y espesor pluridecimétrico, cubierto por lapilli fino y ceniza gris dura, con pumitas escoriáceas gris oscuro dispersas, con un espesor decimétrico. Cierra la secuencia un nivel de cenizas gris. En el depósito de caída, los líticos representan un 10-20% y son lavas fenoandesíticas frescas de color gris, y subordinados hidroxilados. En los cortes distales (el 16, por ejemplo), el ET-9B es un lapilli fino no estratificado. La distribución del depósito es evidenciada en los mapas de isopacas (Fig. 21) y de isopleas de pómez (Fig. 22), que presentan un eje de dispersión hacia el SW.

Su edad absoluta es cercana a 330 años A.C.. Una muestra del paleosuelo

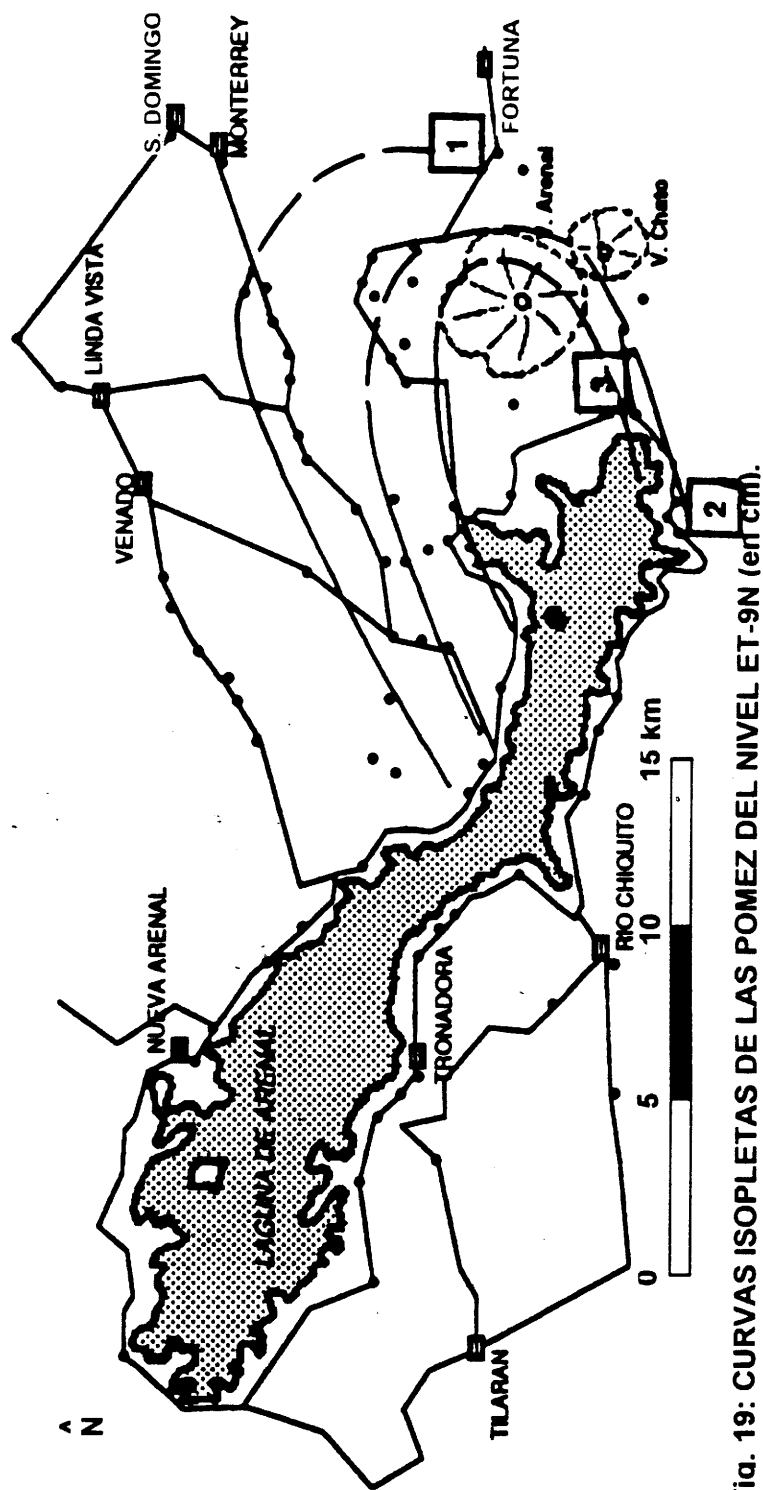


Fig. 19: CURVAS ISOPLETAS DE LAS POMEZ DEL NIVEL ET-9N (en cm).

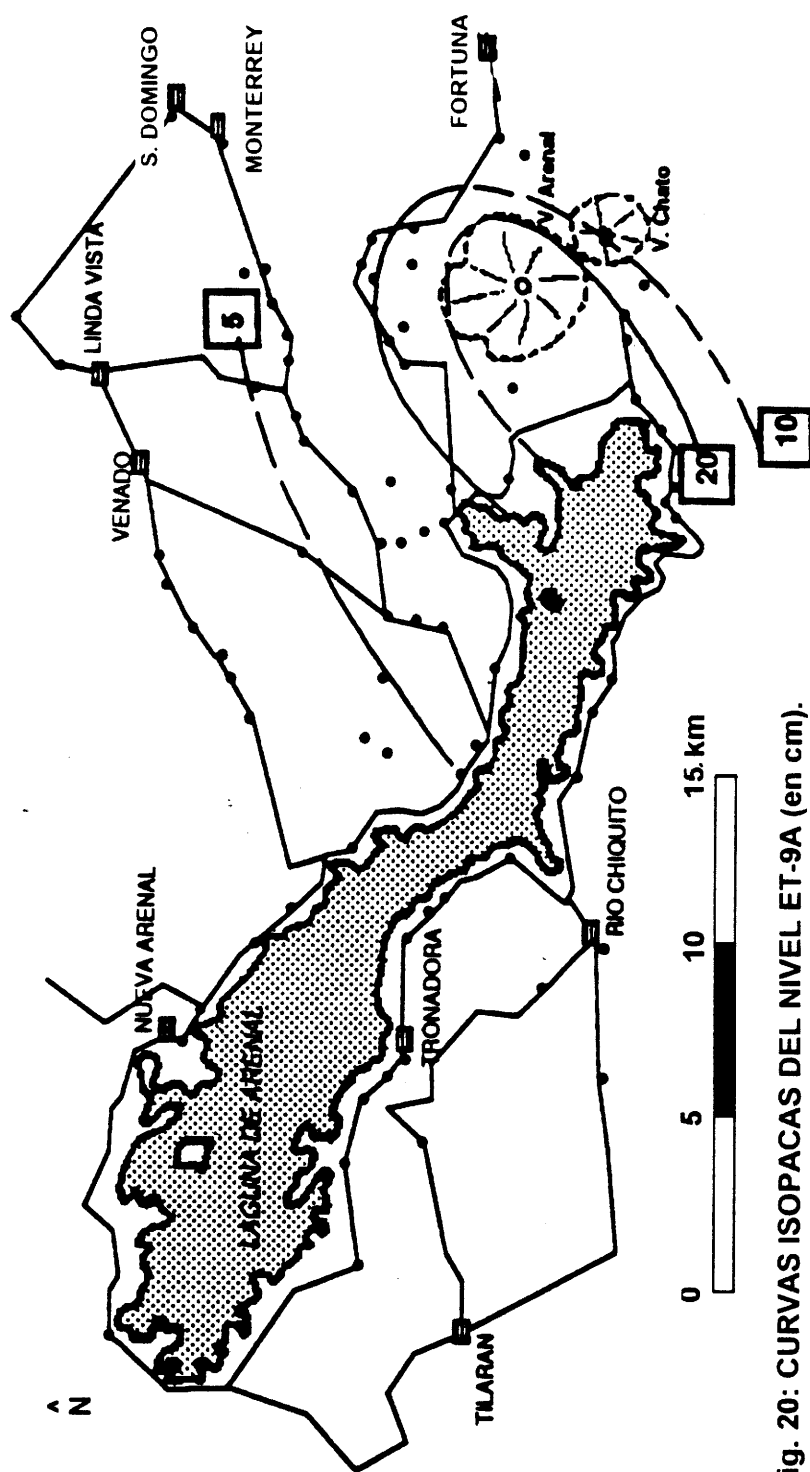


Fig. 20: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-9A (en cm).

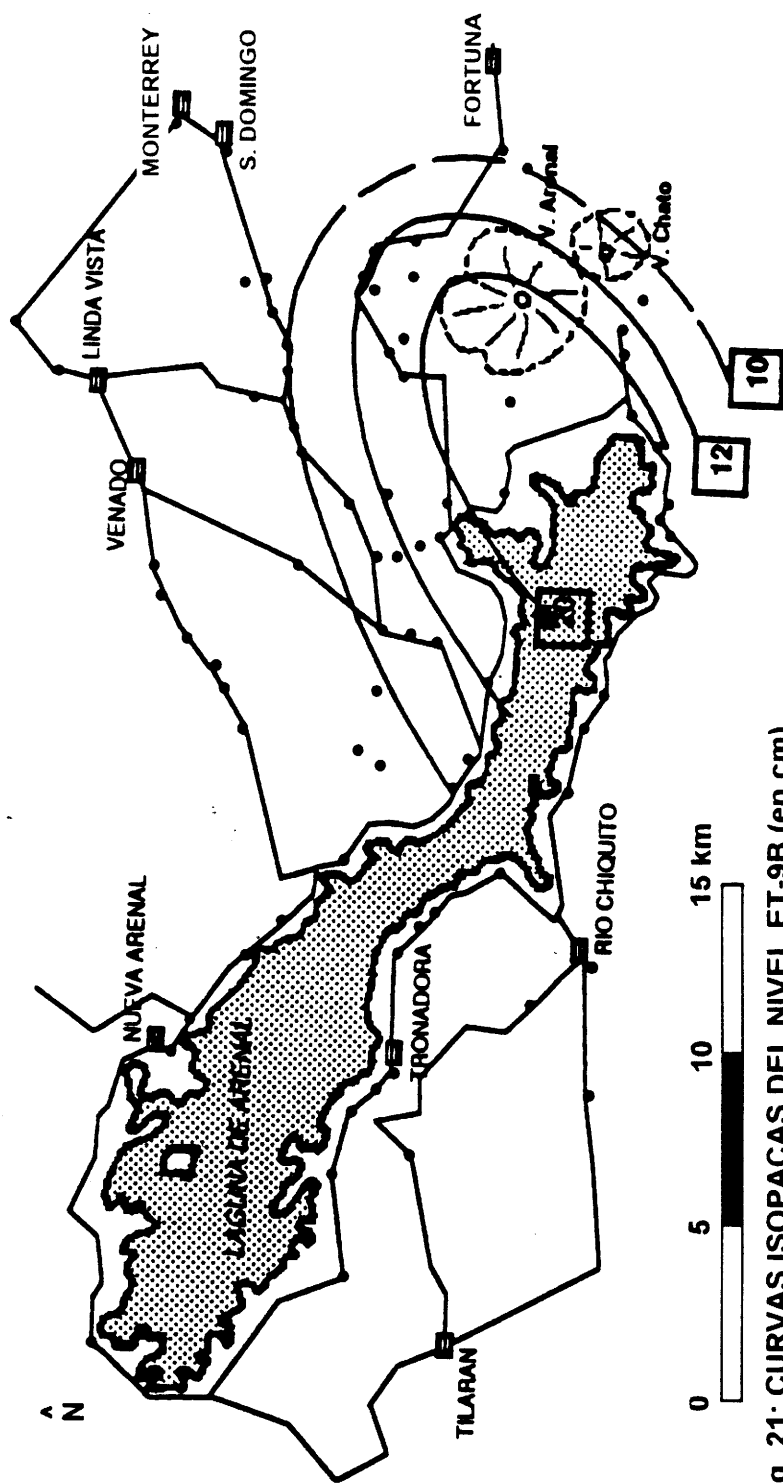


Fig. 21: CURVAS ISOPACAS DEL NIVEL ET-9B (en cm).

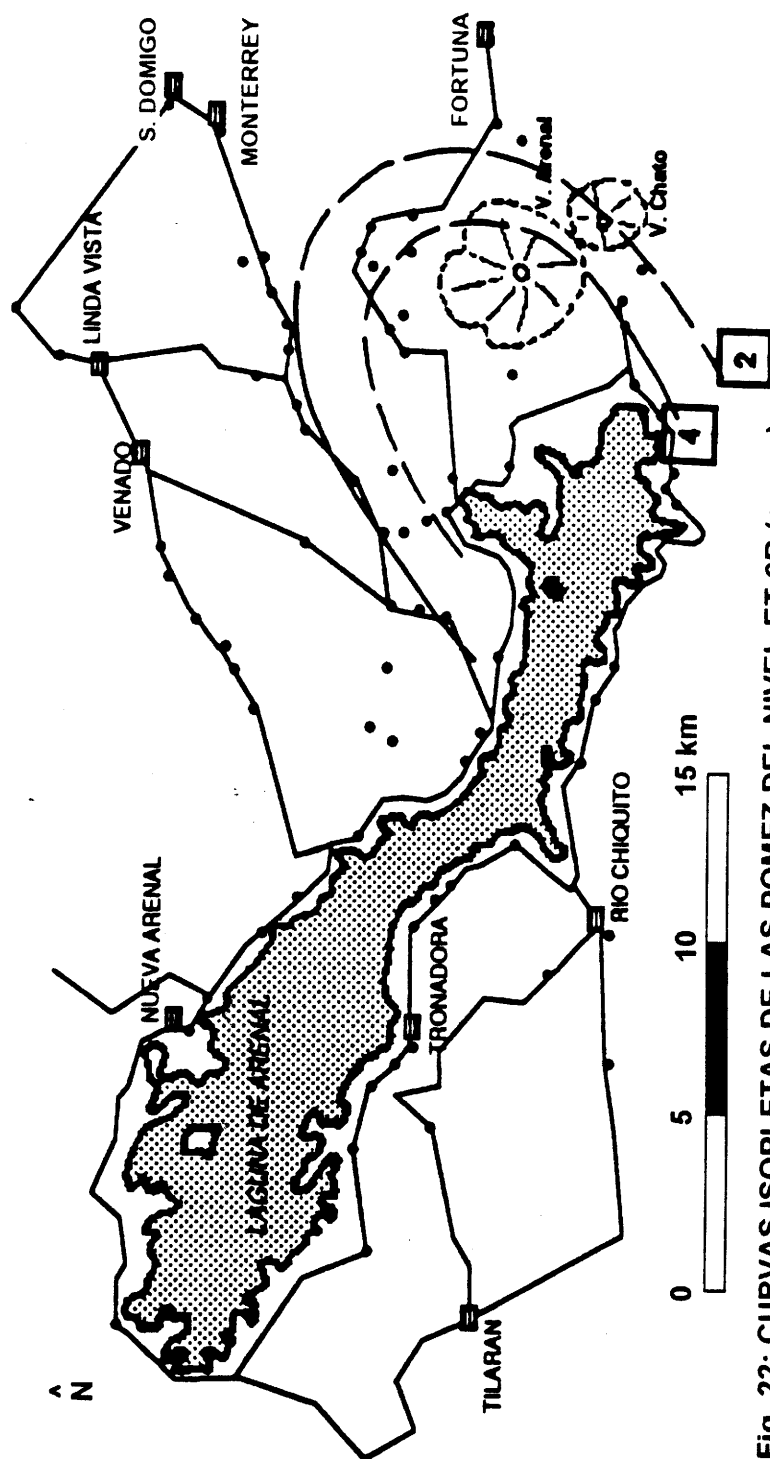


Fig. 22: CURVAS ISOPLETAS DE LAS POMEZ DEL NIVEL ET-9B (en cm)

orgánico negro obtenida en el corte 16 arrojó una edad radiométrica de 2280 ± 90 años A.P..

ET-9

El nivel de caída de ET-9 (o "clásico", porque corresponde con el descrito por Melson, 1982), sobreyace a un paleosuelo orgánico negro que contiene pumitas o escorias amarillas dispersas. Sobre el paleosuelo se reconoce un típico nivel de ceniza gris-rosada muy dura, de centimétrico a decimétrico, cubierto por un depósito de caída masivo de lapilli de pómez de color gris y amarilla en igual porcentaje, con líticos hidroxilados en bajo porcentaje (5-15%). La granoselección es regular. Sobreyace a las pómez una capa de ceniza y lapilli fino gris durísima, con pisolitos y vesiculación bien reconocible.

Los datos de espesor y dimensiones de los fragmentos son escasos, pero permiten una reconstrucción tentativa del mapa de isopacas (Fig. 23). La edad radiométrica es de aproximadamente 1000 años A.C..

Bajo el nivel guía ET-9, en el corte 61, se han observado los depósitos de 6 erupciones mayores sobreyacentes a las vulcanitas del basamento local (Formación Monteverde?), separados entre sí por paleosuelos, y de un aspecto relativamente fresco. Su atribución a un Arenal antiguo o al volcán Chato, es totalmente arbitraria, con base en la información actual disponible.

3. CAMPOS DE COLADAS DE LAVA

Las lavas del Arenal sobreyacen discordantemente a las vulcanitas Plio?-Pleistocénicas no diferenciadas y las lavas del volcán Chato. Estas son andesitas basálticas con morfología en bloques, y han sido divididas por Borgia et al. (1988) en cinco sub-unidades estratigráficas, de más joven a más antigua: A1, A2, A3, A4 y LA (*Lower Arenal*).

Las lavas A1 se han dividido en dos grupos A1h: (*h:high*, por ser eruptadas desde un punto más alto y estar en una posición topográfica más alta) y A1l (*l:low*, por haber sido eruptadas desde un cráter más bajo, y estar en una posición topográfica más baja). Las lavas A1h son las más nuevas, y han sido eruptadas desde el cráter C desde 1974 hasta la actualidad. Las lavas de A1l fueron eruptadas desde el cráter A entre 1968 y 1973, el cual está hoy sepultado por los flujos lávicos de A1h. En total, ambas comprenden entre 0,4 y 0,5 km³ de material. La vegetación ha ido colonizando paulatinamente las lavas más antiguas, con muchas diferentes especies (ver Vargas et al., este mismo volumen).

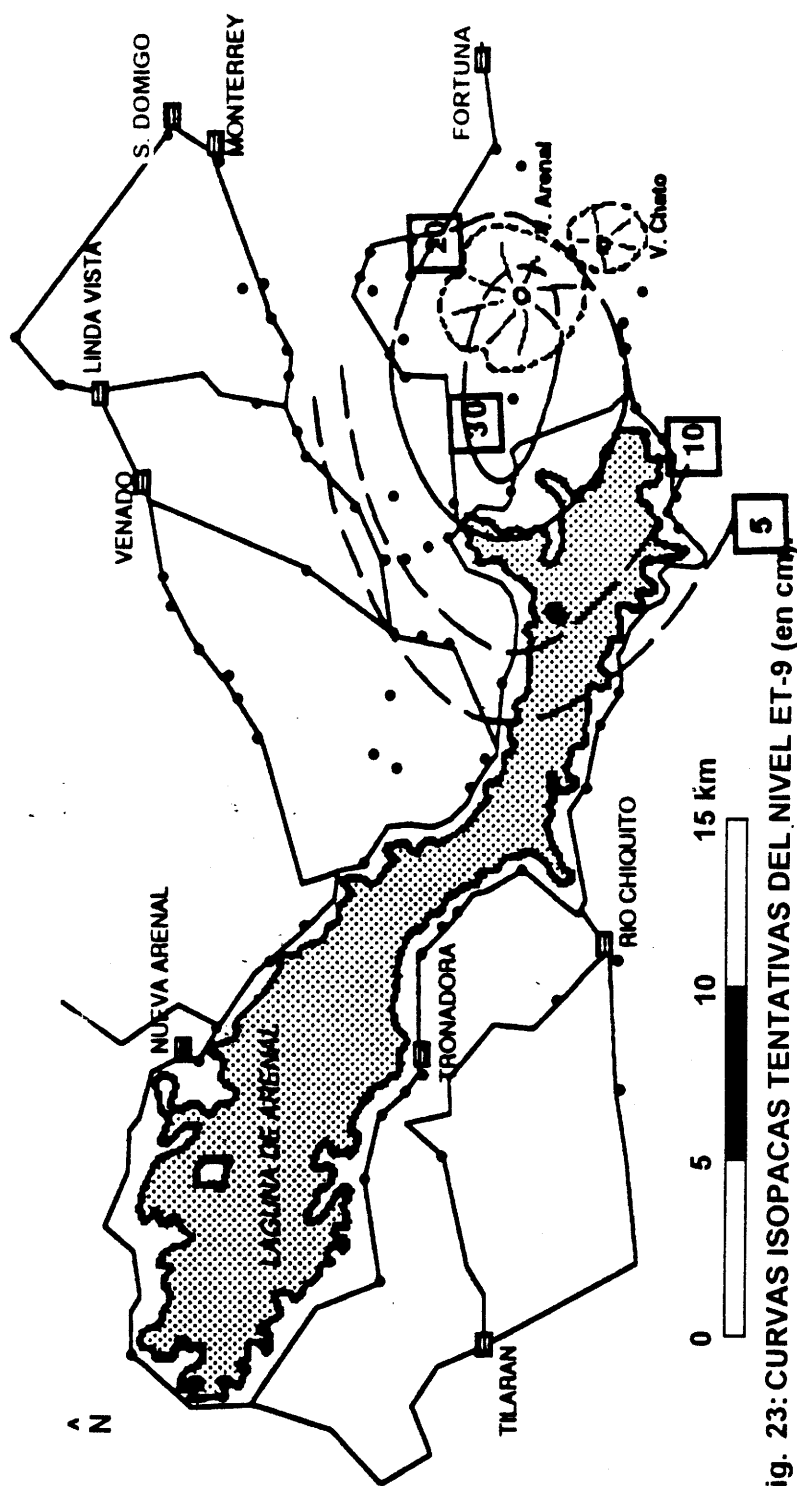


Fig. 23: CURVAS ISOPACAS TENTATIVAS DEL NIVEL ET-9 (en cm)

Las lavas A2 también se dividen en dos grupos: A2h y A2l. Las A2l fueron eruptadas desde el cráter E, cuya posición es inferida por Borgia et al. (1988) en la parte media alta del cauce de Tabacón. Las A2h fueron eruptadas desde el cráter D, y forman la parte alta del edificio oriental pre-1968. Tales autores sugieren que estas lavas pueden haber sido eruptadas en los siglos XVII-XVIII. La correlación estratigráfica con los niveles guía sugiere que este ciclo lávico podría ser posterior al evento del año 1525 d.C..

Las lavas A3 y A4 fueron eruptadas por cráteres centrales cuspidales (sepultados luego por las lavas A2h), inferidamente ubicados cerca de la posición del cráter D, pero a menor altura (ver Borgia & Linneman, 1990). La edad de A3 y su correlación con niveles guía no son claras con seguridad. Sin embargo, en una trinchera excavada cerca del inclinómetro seco I (coordenadas 272,2N-461,5E), las lavas A3 están sobreyacidas por la secuencia de tefras de ET-6 y más jóvenes. Con esto confirmamos que fueron eruptadas previo al evento explosivo de ET-6 y asumimos que fueron emplazadas después del evento explosivo que depositó ET-7.

Las lavas A4 fueron observadas en el corte 59, subyaciendo a ET-9B, por lo que sabemos que fueron eruptadas antes del año 330 A.C., probablemente después del evento explosivo de ET-9.

Los reducidos afloramientos de las lavas LA observados al pie del edificio volcánico, no permiten ninguna correlación estratigráfica, aunque se asume como el ciclo lávico más antiguo del volcán, anterior a ET-9.

4. FLUJOS Y OLEADAS PIROCLASTICAS

La mayoría de los niveles guía del Arenal tienen asociados flujos piroclásticos. Los asociados con ET-1, UN-10, ET-2 y ET-3 fueron discutidos en el anterior número de este Boletín (ver Ghigliotti et al., 1993).

Asociados con el depósito de caída de ET-4 se reconocen depósitos de nubes ardientes, que en el corte 31 miden 75 cm de espesor; en el corte 32, aproximadamente 1 m, y en el corte 41, unos 50 cm. En el corte 31, asociado con el depósito de nube ardiente, se ha identificado un depósito de oleada piroclástica.

Asociados con el depósito de caída basal de ET-5 se reconocen depósitos de nubes ardientes y oleadas piroclásticas, los cuales han sido identificados en los cortes 7, 32, 41 y 46, con espesores que varían de métricos (cortes 32 y 46) hasta decimétricos (corte 7) al pie del volcán.

La presencia de ceniza pisolítica (depósitos de caída de ceniza coignimbrítica?)

intercalada con las capas de lapilli de ET-6, indicaría fases de la erupción de posible carácter freatomagmático. Situaciones similares se presentan en los niveles ET-8M, ET-8B, ET-9A, ET-9B y ET-9.

En el corte 34 ha sido identificado un depósito de nube ardiente o lahar(?), de 30 cm de espesor, asociado con el nivel de caída de ET-7.

Los depósitos de flujo que se reconocen en las faldas bajas del volcán, tienden a desaparecer conforme nos alejamos del edificio volcánico. Se les ha llegado a detectar como máximo a 6,5 km de distancia con respecto al cráter cuspidal (p.ej.: los depósitos de la fase inicial de la erupción de 1968). Las áreas de paso preferencial de estos flujos está limitada a los valles que cortan los flancos del volcán, lo cual indica que los eventos de nubes ardientes emitidas por el Arenal son de reducido tamaño y de limitada energía, donde la componente gravitatoria es muy importante.

5. CUADRO CRONOESTRATIGRAFICO ACTUALIZADO

Los niveles tefroestratigráficos guías, integrados con base en las dataciones radiométricas existentes y nuevas, así como la posición estratigráfica relativa de las lavas, nos lleva a construir la Tabla 1, cuyo análisis presentamos.

1. El volcán tiene un inicio realmente desconocido. Puede ser que alguna o algunas de las erupciones documentadas bajo ET-9 procedan del Arenal. Las lavas LA pueden corresponder con el edificio más temprano del volcán. Sin embargo, convencionalmente iniciamos la historia del volcán con el evento ET-9, cerca de 1000 años antes de la era cristiana.

2. Las lavas A4 fueron eruptadas en algún momento entre ET-9 y ET-9B, al cual subyacen.

3. La erupción ET-9B ocurrió después de un descanso de erupciones explosivas mayores de cerca de 600 años. La edad consignada en Borgia et al. (1988) de 700 A.C. al datar un paleosuelo oscuro, se debe a que se confundió el paleosuelo bajo ET-9B con el subyacente a ET-9.

4. La erupción ET-9A ocurrió entre los años 200 y 330 A.C., luego de un período de inactividad mínimo (50? años).

5. La erupción ET-9N ocurrió después de un descanso eruptivo breve, posiblemente inferior a los 100 años. Melson (1982) asignaba una edad de 220 A.C. a ET-7, pero debido a que en el campo ET-7 y ET-9N son prácticamente iguales, fue así asignada por ese autor. En cambio, la edad de 220 A.C. coincide *a grosso modo* con nuestra nueva edad radiométrica de ET-9N.

TABLA 1: CRONOESTRATIGRAFIA DEL VOLCAN ARENAL			
AÑOS	EVEN TO	EDAD	NOTAS
2000=	=====	=====	=====
	A1	1968-presente	
	ET-1	1968	Nubes ardientes de julio de 1968.
	A2	post-1525	
	UN-10	s.XVII-XVIII 1525±20	Borgia et al. (1988). Melson y Sáenz (1973) (reinterpretado).
	ET-2	1350	M. Mueller, com. oral 1991; 1362±20 en Sheets (1984).
	ET-3	1080	Borgia et al. (1988).
	ET-4	?	Muy cercana a ET-3.
1000=	=====	=====	=====
	ET-5	ap. 800	
	ET-6	?	
	A3	?	
	ET-7	ap. 550	1400±110 A.P.
	ET-8M	?	
	ET-8B	ap. 300	1620±110 A.P.
0=	=====	=====	=====
	ET-9N	ap.-200	2140±80 A.P. 220 A.C. Melson (1982) reinterpret..
	ET-9A	?	
	ET-9B	> -330	2280±90 A.P. 700±115 A.C. según Borgia et al. (1988) (reinterpretado).
	A4	?	
-1000	=====	=====	=====
	ET-9	ap.-1000	945±145; 1075±150 Borgia et al. (1988); 1370±215 en Alvarado (1989).
	LA	?	Inicio del volcán. 6 niveles de explosiones bajo ET-9, ¿son del Arenal?

6. La erupción ET-8B ocurrió después de un descanso eruptivo de unos 500 años del Arenal.
7. El evento ET-8M ocurrió entre los años 300 y 550 d.C., después de un periodo de descanso breve (50-100? años).
8. La erupción ET-7 se originó después de un periodo de descanso eruptivo breve (150-200? años).
9. Las lavas A3 subyacen claramente a ET-6, por lo que se infiere que fueron eruptadas entre los eventos ET-7 y ET-6.
10. El evento ET-6, cuya edad radiométrica es desconocida aún, está separado del evento ET-7 por un delgado paleosuelo. Esto sugiere un lapso muy breve entre las dos erupciones. Por tanto, una edad estimada sería cerca del año 650 d.C..
11. La erupción ET-5, cuya edad arqueológica es cercana al 800 d.C., ocurrió después de un periodo de inactividad de cerca de 150-200 años.
12. Las dos erupciones ET-4 y ET-3 ocurrieron prácticamente en continuidad una de otra, cerca del 1080 d.C., luego de un descanso del volcán de unos 250-300 años.
13. La erupción ET-2 sucedió luego de un intervalo no eruptivo no mayor de 300 años.
14. La erupción menor UN-10, de interpretación aún controversial, ocurrió luego de una pausa eruptiva de 150-200 años.
15. Según Borgia et al. (1988), la edad de las lavas A2 es inferior al límite de detección del ^{14}C , o sea > 1650 d.C., y consideran que pueden haber sido eruptadas entre los siglos XVII-XVIII. Consideramos que las lavas A2 deben haber sido eruptadas en algún momento posterior a UN-10, o sea post-1525.
16. La erupción menor ET-1 del año 1968 ocurrió luego de un lapso no eruptivo no determinado, que puede alcanzar hasta un máximo de 300 años.
17. Las erupciones efusivas de A1 entre 1968 y el presente siguen en continuidad a un evento explosivo, pero con un volumen 15 veces mayor.

6. DINAMICA ERUPTIVA DEL ARENAL

La actividad destructiva de tipo explosivo del Arenal, separada por ciclos constructivos de carácter efusivo y moderadamente explosivo, está marcada por los diferentes niveles guías desde ET-1 a ET-9. Entre estos, los eventos ET-2, 7, 9N y 9, de tipo pliniano-subpliniano, son los más violentos y destructivos. Pueden caracterizarse además erupciones estrombolianas violentas sostenidas por un tiempo considerable, que le dan un carácter pseudosubpliniano, como sería el caso de ET-3, y erupciones de carácter peleano, cuyo registro estratigráfico de caída es pobre a nulo, como el caso de ET-1.

6.1 Erupciones plinianas-subplinianas

Estas erupciones se caracterizan por la emisión de magmas andesíticos silíceos a dacíticos, con una rápida y continua descarga explosiva de una gran cantidad de magma rico en volátiles, por cuyo efecto se forma una columna eruptiva de varios kilómetros de altura. La altura de columna de los eventos ET-2C (Ghigliotti et al., 1993) y ET-5 basal (Fig. 24) fueron determinadas según los diagramas de Carey & Sparks (1986) en 22-23 km (viento de unos 30 m/s = 108 km/h del Caribe) y 21 km (vientos de moderada intensidad de 23 m/s = 83 km/h del Caribe), respectivamente.

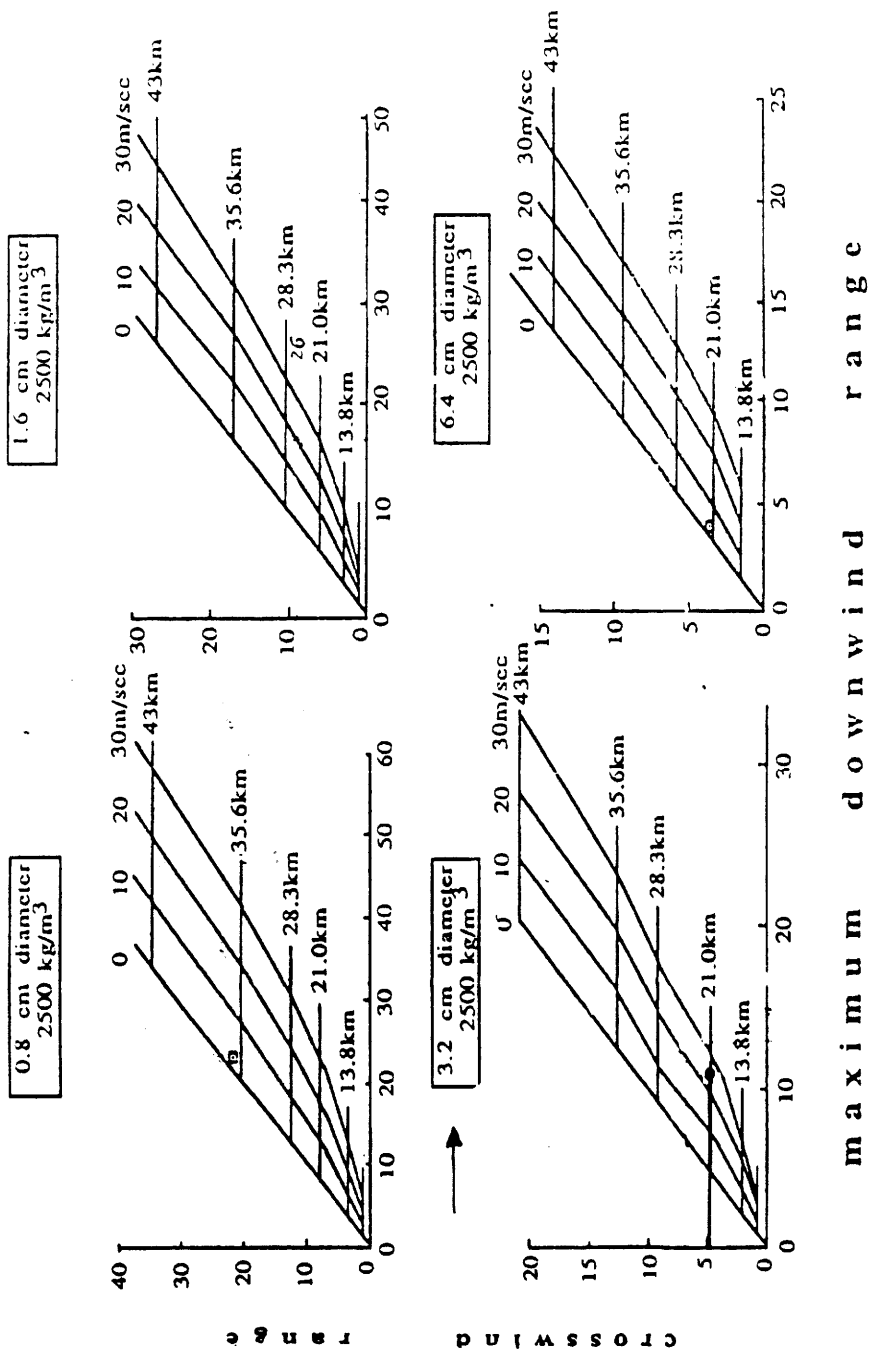
6.2 Erupciones estrombolianas violentas

El depósito de caída ET-3 está caracterizado por numerosas alternancias centimétricas de escorias y lapilli de naturaleza basáltica, con niveles de ceniza intercalados, con distribución areal importante, que indican una actividad violenta de tipo estromboliano más o menos continua en un tiempo considerable. La parte superior de ET-3, formada por capas delgadas de cenizas con pisolitos y subordinadas capas de lapilli, está asociada con una fase posiblemente freatomagmática de interacción entre magma y agua.

Borgia et al. (1988) incluyen la erupción ET-3 en la categoría de "pliniana-subpliniana" porque presenta algunas características típicas de esta clase. En efecto, tanto la extensión cubierta por los depósitos, como su volumen, son bastante considerables, y un cálculo empírico de la altura de la columna indica un valor cercano a los 20 km. El término "erupción de tipo subpliniano básico por una actividad estromboliana violenta debida a varias columnas pulsantes", puede caracterizar preliminarmente al evento ET-3 (que constituye la erupción de quimismo básico más importante del Arenal), hasta tanto no se hagan estudios de más detalle sobre ella.

6.3 Erupciones peleanas

Según Melson y Sáenz (1973), la secuencia de los eventos de ET-1 en 1968, está caracterizada por una fase inicial de apertura del conducto con una violenta



ET-5

ALTURA: 21km

VELOCIDAD DEL VIENTO: ~23m/s

Fig. 24: ALTURA CALCULADA DE LA ERUPCION ET-5 BASAL MEDIANTE EL DIAGRAMA DE CAREY Y SPARKS (1986) (ISOPLETAS DE LOS LITICOS 3,2 cm).

erupción direccional asociada, con flujos piroclásticos. Después de la apertura de los cráteres de explosión y los flujos piroclásticos, se originó una columna de altura desconocida (varios kilómetros, a juzgar por fotografías de los diarios de la época). Sucesivamente al periodo explosivo, se inició la fase efusiva y de explosividad menor. Aparte de los depósitos de flujos piroclásticos, los depósitos de caída en el área de dispersión eólica son difícilmente reconocibles en la actualidad. Una situación similar debe haber sucedido con erupciones antiguas, que no se observan en el registro tefroestratigráfico actual.

7. ERUPCIONES EN FUNCION DEL TIEMPO: FRECUENCIA Y CICLOS ERUPTIVOS

Los datos discutidos en la sección 5 y en la Tabla 1 han sido transformados en la Fig. 25, en función del tiempo. Corolarios de la comparación temporal son:

- ° Las cuatro erupciones dacíticas más importantes ET-2, 7, 9N y 9), está separadas entre sí por un lapso promedio cercano a 800 años (periodos de "largo plazo", 775 el mínimo, 850 el máximo). Se nota una ligera tendencia a aumentar el lapso entre las erupciones dacíticas, en función del tiempo.
- ° Las tres erupciones dacíticas más importantes (ET-2, 7 y 9N), han sido precedidas por dos eventos explosivos importantes, de quimismo más básico, ocurridos cerca de 300 años o menos previos a ellas (periodos de "corto plazo). No obstante, entre los ciclos ET8B-ET8M-ET7 y el de ET4-ET3-ET2, hay dos eventos (ET6 y 5) que no pertenecen a ningún ciclo. De hecho, entre las erupciones mayores ET-7 y ET-2, ocurrió la frecuencia eruptiva más alta de toda la historia del volcán, lo que confirma que la "ciclicidad" del volcán es relativa, tal cual sucede en casi todos los volcanes del mundo.
- ° Los periodos de inactividad explosiva mayor más prolongados del Arenal son posteriores a los eventos dacíticos ET-9 (600 años), ET-9N (500 años) y ET-2 (650 años, que no incluye los eventos explosivos menores UN-10 y ET-1, y los efusivos A2 y A1).
- ° Los ciclos lávicos han sido ubicados temporalmente con buena aproximación, y suceden generalmente a las erupciones explosivos plinianas-subplinianas destructivas: A4 sucede a ET-9, A3 sucede a ET-7, A2 es posterior a ET-2, y A1 sucede a ET-1, que es menor, tipo peleana. Con base en estas observaciones, se puede inferir que posteriores a los eventos explosivos más grandes (con excepción de ET-9N), ocurren eventos lávicos constructivos de gran volumen, acompañados de actividad explosiva menor o reducida.

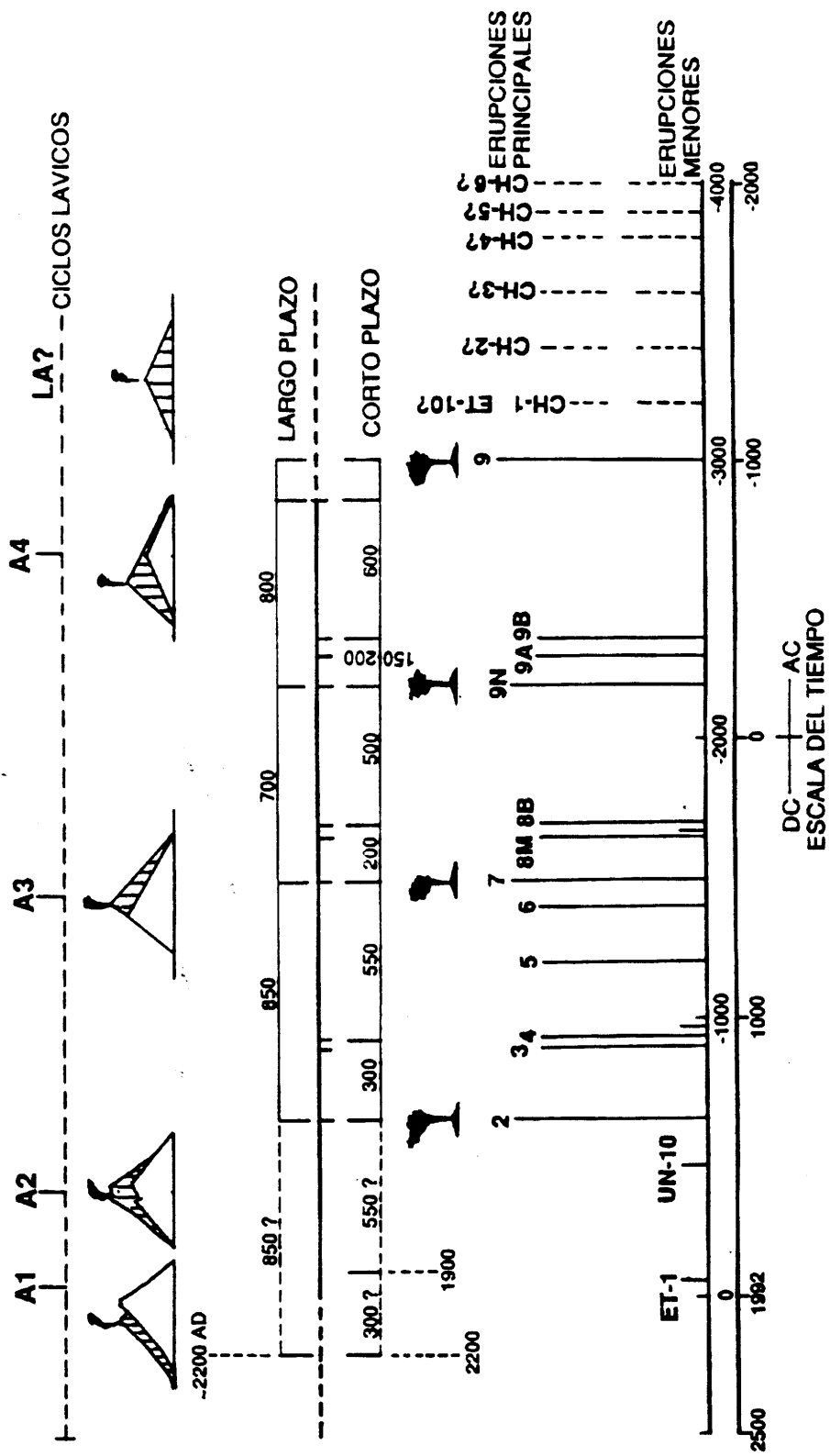


Fig. 25 DIAGRAMA FRECUENCIA ERUPTIVA DEL ARENAL vs TIEMPO.

8. CONCLUSIONES

Bajo el nivel guía ET-7 se ha modificado completamente la estratigrafía clásica de Melson (1982) basada en el corte de El Tajo. Algunos cortes claves, permiten identificar por lo menos otras seis erupciones mayores, en contraposición con lo expuesto por Melson, con sólo dos o tres.

En general, los niveles guías de tefras se componen de varios subniveles. Sólo los niveles ET-7 y ET-9N representan un solo evento eruptivo.

La distribución de ET-4, en su conjunto, muestra un eje de dispersión alargado hacia el SW. La distribución de ET-5 ha sido fuertemente controlada por los vientos altos (> 20 km de altura). El depósito basal tiene un eje de dispersión hacia el norte (único entre todos los niveles guías del volcán). Los mapas de isopacas de los depósitos basal y del techo e intermedio, muestran claramente las diferencias en el patrón de distribución de ambos depósitos, hacia el norte y hacia el oeste, respectivamente. El nivel ET-6 basal tiene una dispersión subcircular, que indica un viento débil durante la erupción. El mapa de isopacas muestra, por el contrario, una distribución hacia el oeste de todo el nivel global. El eje de dispersión de ET-7 es aproximadamente hacia el SW. La distribución del horizonte ET-8M tiene un eje de dispersión hacia el W-WSW. El eje de dispersión del nivel ET-8B es como el del ET-8M, hacia el W-WSW, pero posiblemente con una componente de viento más fuerte. Aunque la distribución de ET-9N no es muy clara, se puede inferir del mapa de isopletas de las pómez, que sea hacia el W-WSW, como la mayoría de las demás erupciones. La distribución de ET-9A parece tener un eje de dispersión hacia el SW. La distribución del depósito ET-9B es evidenciada en los mapas de isopacas e isopletas de pómez, que presentan un eje de dispersión hacia el SW. La distribución tentativa de ET-9 es hacia el W. En general, se puede concluir que, con la excepción del nivel basal de ET-5 (distribuido hacia el norte), todos los piroclastos de las erupciones explosivas del Arenal han sido dirigidos hacia el flanco occidental y suroccidental, por vientos procedentes del Caribe.

Bajo el nivel guía ET-9, se han observado los depósitos de seis erupciones mayores sobreyacentes a las vulcanitas del basamento local, separados entre sí por paleosuelos. Su atribución a un Arenal antiguo o al volcán Chato, es totalmente arbitraria, con base en el conocimiento actual.

Las lavas del Arenal sobreyacen discordantemente a las vulcanitas Plio?-Pleistocénicas no diferenciadas y las lavas del volcán Chato. Estas son andesitas basálticas con morfología en bloques, y han sido divididas por Borgia et al. (1988) en cinco sub-unidades estratigráficas, de más joven a más antigua: A1, A2, A3, A4 y LA.

Las lavas A1 se han dividido en los grupos A1h y A1l. Las lavas A1h son las más nuevas, y han sido eruptadas desde el cráter C desde 1974 hasta la actualidad.

Las lavas de A1l fueron eruptadas desde el cráter A entre 1968 y 1973.

Las lavas A2 también se dividen en los grupos A2h y A2l. Las A2l fueron eruptadas desde el cráter E, cuya posición es inferida en la parte media alta del cauce de Tabacón. Las A2h fueron eruptadas desde el cráter D, y forman la parte alta del edificio oriental pre-1968. La correlación estratigráfica con los niveles guía sugiere que este ciclo lávico podría ser posterior al evento del año 1525 d.C..

Las lavas A3 y A4 fueron eruptadas por cráteres centrales, sepultados luego por las lavas A2h, inferidamente ubicados cerca de la posición del cráter D, pero a menor altura (Borgia & Linneman, 1990). La edad de A3 y su correlación confirman que fueron eruptadas previo al evento explosivo de ET-6 y asumimos que fueron emplazadas después del evento explosivo que depositó ET-7.

Las lavas A4 a ET-9B, por lo que sabemos que fueron eruptadas antes del año 330 A.C., probablemente después del evento explosivo de ET-9.

Los reducidos afloramientos de las lavas LA observados al pie del edificio volcánico, no permiten ninguna correlación estratigráfica, aunque se asume como el ciclo lávico más antiguo del volcán, anterior a ET-9.

La mayoría de los niveles guía del Arenal tienen asociados flujos piroclásticos. Los depósitos de flujo que se reconocen en las faldas bajas del volcán, tienden a desaparecer conforme nos alejamos del edificio volcánico, y se les ha llegado a detectar como máximo a 6,5 km de distancia con respecto al cráter cuspidal. Las áreas de paso preferencial de estos flujos está limitada a los valles que cortan los flancos del volcán, lo cual indica que los eventos de nubes ardientes emitidas por el Arenal son de reducido tamaño y de limitada energía, donde la componente gravitatoria es importante.

La actividad destructiva de tipo explosivo del Arenal, separada por ciclos constructivos de carácter efusivo y moderadamente explosivo, está marcada por los diferentes niveles guías desde ET-1 a ET-9. Entre estos, los eventos ET-2, 7, 9N y 9, de tipo pliniano-subpliniano, son los más violentos y destructivos. Pueden caracterizarse además erupciones estrombolianas violentas sostenidas por un tiempo considerable, que le dan un carácter pseudosubpliniano, como sería el caso de ET-3, y erupciones de carácter peleano, cuyo registro estratigráfico de caída es pobre a nulo, como el caso de ET-1.

La correlación temporal de los eventos explosivos del Arenal nos muestra que las cuatro erupciones dacíticas más importantes (ET-2, 7, 9N y 9), está separadas entre sí por un lapso promedio cercano a 800 años y se nota una ligera tendencia a aumentar el lapso entre las erupciones dacíticas, en función del tiempo. Las tres erupciones dacíticas más importantes (ET-2, 7 y 9N), han sido precedidas por dos

eventos explosivos importantes, de quimismo más básico, ocurridos cerca de 300 años o menos previos a ellas (periodos de "corto plazo"). No obstante, entre los ciclos ET8B-ET8M-ET7 y el de ET4-ET3-ET2, hay dos eventos (ET6 y 5) que no pertenecen a ningún ciclo. De hecho, entre las erupciones mayores ET-7 y ET-2, ocurrió la frecuencia eruptiva más alta de toda la historia del volcán, lo que confirma que la "ciclicidad" del volcán es relativa. Los periodos de inactividad explosiva mayor más prolongados del Arenal son posteriores a los eventos dacíticos ET-9, ET-9N y ET-2. Los ciclos lávicos han sido ubicados temporalmente con buena aproximación, y suceden generalmente a las erupciones explosivos plinianas-subplinianas destructivas: A4 sucede a ET-9, A3 sucede a ET-7, A2 es posterior a ET-2, y A1 sucede a ET-1, que es menor, tipo peleana. Con base en estas observaciones, se puede inferir que posteriores a los eventos explosivos más grandes (con excepción de ET-9N), ocurren eventos lávicos constructivos de gran volumen, acompañados de actividad explosiva menor o reducida.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido llevado a cabo a través de un proyecto conjunto entre la Oficina de Sismología y Vulcanología del ICE y Geotermica italiana srl, *Evaluación del Riesgo y Monitoreo del Volcán Arenal*. Durante la fase de campo, se recibió un amplio apoyo de los señores Francisco Arias y Raimundo Fernández.

REFERENCIAS

- Borgia, A., Poore, C., Carr, M.J., Melson, W.G. & Alvarado, G.E., 1988: Structural, stratigraphic and petrological aspects of the Arenal-Chato volcanic system: Evolution of a young stratovolcanic complex. *Bull. Volc.*, 50:86-105.
- Carey, S. & Sparks, R.S.J., 1986: Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruptive columns. *Bull. Volc.*, 48:109-125.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V., 1987: Volcanic sucesions Modern and Ancient. Allen and Unwin, Londres, 528 pp..
- Chiesa, S., 1987a: Estudio de las capas piroclásticas (tefras) del Volcán Arenal (Costa Rica), con énfasis en la Unidad 20. Informe interno, Dpto. de Geología, ICE, 73 pp..
- Chiesa, S., 1987b: La mayor erupción pliniana del Volcán Arenal, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 6:25-41.

- Melson, W.G., 1982: Alternation between acidic and basic magma in major explosive eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. *Boletín de Vulcanología, Univ. Nacional, Costa Rica*, 14:65-74.
- Melson, W.G., 1984: Prehistoric eruptions of Arenal volcano, Costa Rica. *Vínculos*, Vol. 10(1-2):34-59.
- Melson, W.G. & Sáenz, R., 1973: Volume, Energy and Ciclicity of Eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. *Bull. Volc.*, 37(3):416-437.
- Sparks, R.S.J., 1986: The dimensions and dynamics of volcanic columns. *Bull. Volc.*, 48:3-15.
- Thorarinsson, S., 1967: The eruption of Hekla 1947-48, I. The eruptions of Hekla in historical times. A tephrochronological study. *Visindafelag Islendinga, Reykyavik*, 1-183.

INDICE RETROSPECTIVO DEL BOLETIN DEL OVA, VOL. 1-5

VOLUMEN 1, N° 1, JULIO 1988

Alvarado, G.E., Matumoto, T., Borgia, A. y Barquero, R., 1988: Síntesis geovulcanológica del Arenal (Costa Rica): 20 años de continua actividad eruptiva (1968-1988). Bol. Obs. Vulc. Arenal, 1(1):1-55.

VOLUMEN 1, N° 2, DICIEMBRE 1988

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

Alvarado, G.E., Argueta, S. y Cordero, C., 1988: Interpretación preliminar de las deformaciones asociadas al Volcán Arenal (Costa Rica). Bol. Obs. Vulc. Arenal, 1(2):26-43.

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

Alvarado, G.E., Barquero, R., Soto, G. e Hidalgo, G., 1988: Referencias bibliográficas principales sobre el volcán Arenal y áreas vecinas. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 1(2):57-67.

Barquero, R., 1988: Resumen de la actividad del Volcán Arenal durante el periodo 1987-88. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 1(2):68-69.

AÑO 2, N°3, JULIO 1989

Barquero, R. y Alvarado, G., 1989: Resumen de la actividad del volcán Arenal, periodo 1988 y enero-junio 1989. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(3):1-5.

Alvarado, G., 1989: Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores de la Laguna de Arenal, Costa Rica. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(3):6-21.

Barquero, R., 1989: Miravalles volcano and Geothermal Project (Costa Rica): Monitoring and Geological Setting. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(3):22-37.

Barquero, R., 1989: Estudio geoquímico preliminar de fuentes termales y frías del volcán Arenal. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(3):38-55.

AÑO 2, N°4, DICIEMBRE 1989

Alvarado, G., 1989: Quince años de estudios sismológicos y vulcanológicos en el ICE. Fifteen years of seismological and volcanological research at I.C.E.. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(4):1-4.

Barquero, R., 1989: Resumen de la actividad del Volcán Arenal, periodo enero-diciembre 1989. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(4):5-6.

Barquero, R. y Alvarado, G., 1989: Volcanoes of Costa Rica. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(4):7-17.

Barquero, R. y Alvarado, G., 1989: Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 2(4):18-39.

AÑO 3, N°5, JUNIO DE 1990

Barquero, R. y Soto, G., 1990: Reporte de la actividad del volcán Arenal enero-junio 1990. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 3(5):1-3.

Zapata, M.I. y Soto, G.J., 1990: Lahares antiguos y recientes en el Volcán Arenal, Costa Rica. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 3(5):4-28.

Paniagua, S., Cosillo, A., Mora, O., Sánchez, L., Esquivel, L., Soto, G., Alvarado, G. y Arredondo, S., 1990: Principales referencias bibliográficas sobre volcanología de América Central con énfasis en Costa Rica (1960-1988). Bol. Obs. Vulc. Arenal, 3(5):29-60.

AÑO 3, N°6, DICIEMBRE DE 1990 (editado en junio de 1991)

Barquero, R. y Soto, G.J., 1991: Informe de la actividad del Volcán Arenal período julio-diciembre 1990. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 3(6):1-3.

Rothery, D., Oppenheimer, C. y Glaze, L., 1991: Combining Landsat TM infrared data with an air photograph of an eruption of Volcán Arenal (6 February 1986). Bol. Obs. Vulc. Arenal, 3(6):4-8.

Marini, L., Guidi, M., Fernández, J.F. y Barquero, R., 1991: Análisis geoquímico de las fuentes termales y frías del Volcán Arenal. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 3(6):9-27.

AÑO 4, N°7, JUNIO 1991

Barquero, R. y Soto, G., 1991: Reporte de la actividad del Volcán Arenal, enero-junio 1991. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 4(7):2-4.

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

Calegari, P. y Chiesa, S., 1991: Análisis químicos de productos de los volcanes Arenal y Chato, Costa Rica. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 4(7):23-32.

Soto, G.J., 1991: Análisis de inclinometría seca en el Volcán Arenal, 1988-90. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 4(7):33-61.

AÑO 4, N°8, DICIEMBRE 1991 (editado en julio de 1993)

Soto, G.J. y Barquero, R., 1993: Volcán Arenal: Resumen de la actividad durante el periodo julio - diciembre de 1991. Arenal Volcano: Summary of the activity during the period July - December, 1991. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 4(8):2-6.

Alvarado, G.E., 1993: Nuevas evidencias de neotectonismo en los alrededores del graben de Arenal. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 4(8):7-10.

Ghigliotti, M., Frullani, A., Alvarado, G.E. y Soto, G.J., 1993: 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.

AÑO 5, N°9-10, DICIEMBRE 1992 (editado en noviembre de 1993)

Soto, G.J., Arias, F. y Barquero, R., 1993: Resumen de la actividad del volcán Arenal durante 1992. Summary of Arenal's volcanic activity during 1992. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 5(9-10):7-23.

Dellino, P. y Alvarado, G.E., 1993: Comentario sobre las cenizas estrombolianas recientes del volcán Arenal. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 5(9-10):24-30.

Vargas, G., Cortés, G. y Zúñiga, W., 1993: Evolución de la dinámica vegetal entre 1985 y 1993 sobre las lavas recientes (1968-92) y flujos piroclásticos (1968) del volcán Arenal. Bol. Obs. Vulc. Arenal, 5(9-10):31-51.

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

