

LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA DEL VOLCÁN TURRIALBA (COSTA RICA) EN EL PERÍODO 2010 - 2016

THE EXPLOSIVE ACTIVITY OF TURRIALBA VOLCANO (COSTA RICA) IN 2010 - 2016

Guillermo E. Alvarado^{1,5*}, José Brenes-André², Manuel Barrantes¹, Eduardo Vega¹,
J. Maarten de Moor³, Geoffroy Avard³, Pierfrancesco Dellino⁴, Daniela Mele⁴,
Charlotte DeVitre⁵, Andrea Di Piazza⁶, Andrea L. Rizzo⁷ & Maria L. Carapezza⁶

¹Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), Apdo. 10032 - 1000, Costa Rica

²Red Ciudadana de Estaciones Meteorológicas, Apdo. 290 - 3015, Costa Rica

³Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI),
Apdo. 2386-3000, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica

⁴Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di
Bari "Aldo Moro", Bari, Italia.

⁵Red Sismológica Nacional (RSN: UCR - ICE)

⁶Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia

⁷Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Palermo, Italia

*Autor para contacto: galvaradoi@ice.go.cr

(Recibido: 9/10/2015; aceptado: 10/9/2016)

ABSTRACT: The most recent eruptive activity of Turrialba volcano began on the 5th of January 2010, after more than a century of dormancy. The fragmentation process and aerodynamic behavior of the ash from Turrialba's vulcanian eruptions were investigated by combining grain-size, petrography, mineralogy, Scanning Electron Microscopy (SEM) and Energy Dispersive System (EDS) analyses. The ash components include variable percentages of accessory fresh (no necessary juvenile) to hydrothermally altered lithics (15 - 50 % vol.) with hydrothermal minerals (\leq 12 % vol.: anhydrite, gypsum, bassanite, alunite, hexahydrate, pyrite, heulandite, native sulfur), clay minerals (8 - 17 % vol.: montmorillonite, halloysite, allophane), and a smaller quantity of fresh glassy ashes (5 - 49 % vol.) as fragments and shards (3 - 20 % vol. tackylite and 2 - 26 % vol. sideromelane), as well as primary and eroded/recycled phenocrysts (3 - 13 % vol.: 1 - 5% vol. plagioclase, 1 - 7 % vol. pyroxene, 0 - 1 % vol. olivine, 0 - 6 % vol. opaques, cristobalite

and tridimite), and xenocrysts ($\leq 1\%$ vol.: riebeckite and biotite). The secondary minerals were sourced from the deeper to surficial hydrothermal system. Textural features identified in ash particles (90 - 350 μm) suggest that they were formed by brittle fragmentation of vesicle-poor magma/water interaction; molten structures seems to be related to the ductile behavior of some fragments, probably due to the high temperature ($> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$) of the fumarolic/magmatic system. The percentage of juvenile components was low (1 - 2 % vol.) at the first opening eruptive phase in January 2010, and it increased steadily until the end of 2016 (ca. 12 - 25 % vol.). The ash eruptions in the Western Crater from 2014 to 2016 were related to one and later two or three simultaneously active vents fed by distinct conduit branches. The alternation of volcanic explosions (VEI: 0 - 2), from closed conduit and the formation of new craters, to open system with phreatomagmatic events, and the repose intervals (inter-eruptive exhalative degassing), were controlled by the rate at which magma ascended and remained in the volcanic edifice. The recent tephra sequence consists of a complex succession of layers generated by contrasting fragmentation and transportation dynamics. They resulted from fully diluted, low temperature ($< 300\text{ }^{\circ}\text{C}$), pyroclastic density currents (wet surge deposits), originated by short-lived, single-pulse, column collapse of phreatomagmatic columns, which traveled short distances ($< 1000\text{ m}$) from the vent area and surmounted topographic obstacles, and simultaneous fallout and ballistic ejecta. The fine material, in continuous suspension within the uppermost part of the convective plume, was dispersed into the atmosphere and finally settled down on the Valle Central. The quiescent phases could be related to a temporal cooling of the magmatic dike system or to a waning of magmatic activity at depth. Sequential fragmentation/transport theory (SFT) was used to decompose grain-size distributions into five different sub-populations. A new way of using the resultant fragmentation coefficient to assign sub-populations to different fragmentation mechanisms, even in cases when modes overlapped, is presented. For the first time the corresponding results are consistent with the phreatomagmatic eruptions, as well as with those derived from *ab initio* fractal model.

Keywords: Volcanic ash, vulcanian eruptions, phreatomagmatism, eruptive column collapse, pyroclastic surges, hydrothermal alteration, granulometry, SFT, Turrialba volcano, Costa Rica.

RESUMEN: La más reciente actividad eruptiva del volcán Turrialba se inició el 5 de enero de 2010, después de más de un siglo de estar dormido. El proceso de formación de cenizas emitidas (i.e., tipo de fragmentación) y el comportamiento aerodinámico de las mismas, se investigaron mediante la combinación de análisis granulométricos, petrografía óptica, análisis mineralógico, microscopía electrónica de barrido (SEM) y sistema de energía dispersiva (EDS). La ceniza estuvo compuesta por porcentajes variables de líticos accidentales, frescos (no necesariamente juveniles) a alterados hidrotermalmente (15 - 50 %), con minerales hidrotermales (1 - 8 % vol.: anhidrita, yeso, bassanita, alunita, hexahidrita, piritita, heulandita, azufre nativo), minerales de arcilla (8 - 17 %: montmorillonita, haloisita, alofana) y una menor cantidad de vidrio fresco (5 - 49 % vol.) como esquirlas y fragmentos (3 - 20% vol. taquilita y 2 - 26 % vol. sideromelana), fenocristales (3 - 13 % vol.), que pueden ser tanto juveniles como accesorios/reciclados (1 - 5 % vol. plagioclasa, 1 - 7 % vol. piroxeno, 0 - 1 % vol. olivino, 0 - 6 % vol. opacos, cristobalita y tridimita), y xenocristales ($\leq 1\%$ vol.: riebeckita y biotita). Los minerales secundarios son el producto de la alteración hidrotermal profunda y de su expresión en el campo de fumarolas superficial. Las características texturales identificadas en partículas de ceniza finas (90 - 350 μm) sugieren que se formaron por la fragmentación debido a la interacción explosiva magma/agua. Las estructuras fundidas parecen estar relacionada con el comportamiento dúctil de las partículas sometidas a altas temperaturas ($> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$) en el sistema de fumarólico/magmático. El porcentaje del componente fresco fue bajo (1 - 2 % vol.) en la apertura del conducto eruptivo del 2010, incrementando paulatinamente hasta el presente (ca. 12 - 25 % vol. en 2013 - 2016). Las erupciones en el cráter Oeste, durante el 2014 al 2016, estuvieron relacionadas con una boca al inicio y después por dos o tres bocas simultáneamente activas. La alternancia de explosiones volcánicas (VEI: 0 - 2), desde conducto cerrado con la formación de nuevos cráteres, hasta un conducto abierto, y los intervalos de reposo (desgasificación exhalativa inter-eruptiva) fue controlado, posiblemente, por la velocidad a la que el magma poco vesiculado ascendió y se mantuvo en el edificio volcánico. Las tefras consisten en una sucesión compleja de capas generadas por corrientes de densidad piroclástica diluidas (principalmente oleadas húmedas), baja temperatura ($< 300\text{ }^{\circ}\text{C}$), originadas por pulsos simples y cortos, por el colapso de columnas eruptivas freatomagmáticas, que viajaron cortas distancias ($< 1000\text{ m}$) desde las bocas cratéricas, superando obstáculos, ocurridas simultáneamente con depósitos de caída piroclástica y emisión de proyectiles balísticos. El material fino en suspensión, en la parte superior de la columna convectiva, fue dispersado en la atmósfera y se sedimentó sobre el Valle Central. Los períodos de reposo podrían estar relacionados con un enfriamiento temporal del sistema de diques magmáticos o por una disminución de la actividad magmática en profundidad. La teoría de la fragmentación / transporte secuencial fue utilizada para deconvolucionar (desagregar) las granulometrías en 5 subpoblaciones, que fueron luego asociadas a mecanismos de fragmentación. Los casos en que se dio traslape de las modas fueron resueltos con una nueva manera de utilizar el coeficiente de fragmentación. Por primera vez se muestra que los resultados obtenidos, por el método mencionado, concuerdan con lo esperado de la erupciones freatomagmáticas, y con lo derivado a partir del modelo *ab initio* de fractura fractal.

Palabras clave: Ceniza volcánica, erupciones vulcanianas, freatomagmatismo, colapso de columna eruptiva, oleadas piroclásticas, alteración hidrotermal, granulometría, SFT, volcán Turrialba, Costa Rica.

INTRODUCCIÓN

En Costa Rica, las erupciones freáticas representan un proceso importante para el diseño de escenarios eruptivos, dado que suelen ser poco predecibles y muy frecuentes en la actividad eruptiva del siglo XIX al XXI en los volcanes con lagos cratéricos hiperácidos costarricenses, tales como los del Poás y Rincón de la Vieja, así como en el registro histórico y prehistórico de los volcanes Arenal, Irazú y Turrialba, entre muchos otros (Alvarado, 2009; de Moor et al., 2016, y referencias allí citadas).

El volcán Turrialba, localizado en el extremo oriental de la cordillera Central de Costa Rica (Fig. 1), comenzó a mostrar signos de reactivación a partir de 1996, después de más de un siglo de reposo (el último periodo eruptivo importante fue de 1864 - 1866). Sus señales se volvieron más notorias a partir de mediados del 2001, sin embargo, el cambio mayor fue en la composición química de los gases desde mediados del 2007 (Hilton et al., 2010; Martini et al., 2010; Vaselli et al., 2010). Este proceso finalmente culminó con las explosiones discretas (índice de explosividad volcánica, VEI: 0 - 1), que ocurrieron principalmente en los meses de enero del 2010, 2012, y en mayo del 2013. A finales del 2014, las erupciones fueron más vigorosas (VEI: 0 - 2) y siguieron con altibajos a lo largo de todo el 2015 e incluso gran parte del 2016. Hasta la fecha de análisis (27 de noviembre, 2016), aún no se puede dar por terminada la actividad eruptiva y, eventualmente, eventos de mayor intensidad podrían ocurrir (5 - 7% de probabilidad).

La principal discusión en torno a estas erupciones del 2010 al 2016 es si fueron freáticas o si involucraron componente juvenil. Para varios, las cenizas del 2010 a por lo menos el 2013 fueron claramente freáticas (Martini et al., 2010; Soto & Mora, 2013; González-Ilama et al., 2013; González et al., 2015, de Moer et al., 2016). Otros, en cambio, afirmaban que las cenizas del 2010, sí involucraron componente juvenil, aunque igualmente fueron consideradas por ellos como "freáticas" (Reagan et al., 2011). Del mismo modo, también se ha propuesto sobre un posible estilo estromboliano para los eventos del 2014

(González et al., 2014). Para otros, las erupciones del 2014 fueron freáticas pero las del 2015 sí se catalogaron como freatomagmáticas (Lücke & Calderón, 2015). En un estudio preliminar, Alvarado et al. (2015) concluyen en cambio, que las erupciones principales del 2014 - 2015 fueron freatomagmáticas.

Así, no se tenía claro si toda esta actividad volcánica del 2010 al 2016 fue freática, producto en profundidad de la ruptura del caparazón que cubría al magma residual de la erupción de 1864 - 1866 y, por lo tanto, no estaría relacionado con la intrusión de magma (p.ej., Martini et al., 2010), o si en su defecto, se debía a la existencia de una intrusión de magma, que ascendía lentamente (p.ej., Campion et al., 2012). Ambos modelos poseían implicaciones diametralmente opuestas en lo que respecta al peligro volcánico, teniendo la segunda hipótesis implicaciones fundamentales para el riesgo volcánico a corto plazo (Vaselli et al., 2010; Soto y Mora, 2013). Dado que el acceso a los depósitos volcánicos proximales (cerca del cráter activo) conlleva un peligro muy elevado, el estudio de las cenizas es sumamente importante para detectar la presencia de componente magmático juvenil.

El presente trabajo presenta un análisis integral de las cenizas (depósitos y componentes), por medio de métodos diferentes, incluyendo trabajo de campo, granulometría, estudios petrográficos, mineralógicos y de microscopía electrónica, para acotar los posibles mecanismos de fragmentación, transporte y acumulación. Todo ello con el fin de comprender mejor la actividad actual del Turrialba y extrapolar escenarios eruptivos hacia el futuro cercano, con base en los estudios de peligro volcánico realizados por varios autores, en particular comparándola con su última actividad eruptiva del siglo XIX.

De igual modo, este estudio trae a la luz el problema sobre la dificultad relativa en el reconocimiento de las erupciones freáticas y freatomagmáticas, mediante la observación visual, y la controversia del reconocimiento entre el material fresco preexistente (comúnmente denominado material accesorio o comagmático) y el material juvenil propiamente dicho, derivado de la solidificación del magma en erupción (para algunas definiciones, ver apéndice 1).

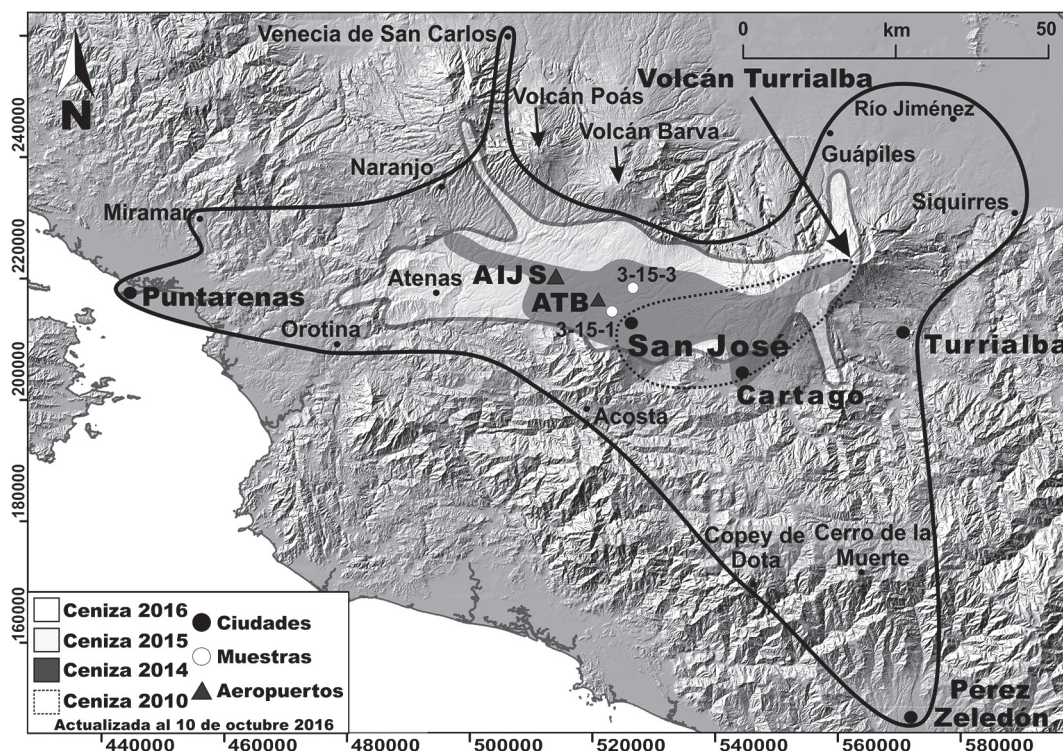


Fig. 1: Mapa de ubicación del volcán Turrialba, la distribución de las cenizas (2010 – 2016) y de los aeropuertos afectados en el 2015 y 2016: Aeropuerto Internacional Juan Santamaría (AIJS) y aeropuerto Tobías Bolaños (ATB). Se muestra también la ubicación de algunas muestras de ceniza recolectadas en el Valle Central.

METODOLOGÍA Y MARCO TEÓRICO

Con el fin de representar la actividad reciente en el volcán Turrialba, se realizaron dos gráficas acumulativas que ilustran la frecuencia de emisiones de cenizas a partir del 5 de enero 2010 (primera erupción) hasta el 9 de octubre del 2016 (límite del análisis del presente estudio), basado en los reportes de la Red Sismológica Nacional (RSN UCR-ICE) y el OVSICORI. También se incluyó el área de dispersión de ceniza, poblados afectados, altura de la columna eruptiva. Con esta compilación, se utilizó el programa de tabulación LibreOffice CALC para producir las gráficas acumulativas.

Las muestras de cenizas fueron recolectadas a pocos minutos, horas y días después de los eventos eruptivos. Otras fueron recolectadas unos pocos meses después. Las cenizas fueron tomadas en las vecindades del cráter activo (entre 200 y

700 m de distancia), en los flancos del volcán (1 a 2 km desde el cráter) y en el Valle Central (a unos 40 km desde el cráter, apéndice 2). Bajo condiciones favorables (clima, actividad volcánica y logística), se tomaron dos muestras cercanas de un mismo sitio para tener una idea de lo reproducibles que podían ser los datos, dado que no se pueden asociar a una erupción en particular; así mismo, se buscó el muestreo en tres sitios regularmente espaciados alrededor del cráter, para evitar distorsiones de los datos debidas a la dirección e intensidad del viento predominante al momento de la emisión. Sin embargo, muchas veces la condición de peligrosidad no permitía tomar las muestras idóneas, o bien, sus espesores eran milimétricos, trayendo consigo algo de contaminación con suelo y materia orgánica.

Las cenizas se analizaron al microscopio binocular Nikon SMZ-1000 y se elaboraron doce secciones delgadas utilizando resinas epóxicas

(resina y endurecedor marca Logitech, tipo 301), para sostenerlas artificialmente por una matriz en forma de cubo (con el fin de poderla trabajar de la manera estándar durante la preparación de las láminas). Luego se describieron texturas y mineralogía mediante un microscopio polarizante Nikon Eclipse LV 100 POL, donde se hizo el conteo de puntos (mayor o igual a 250 puntos para cada muestra). También se realizaron análisis modales del contenido de ceniza fresca (olivinos, plagioclasas y piroxenos frescos; vidrio fresco) en el rango 1 - 2 ϕ (Φ) con conteos entre 1000 y 1500 puntos por muestra.

Se prepararon 17 muestras de cenizas para difracción de rayos X (XRD), una de ellas en la Universidad de Costa Rica (UCR), mientras que el resto en el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Las muestras fueron secadas por tres días a temperatura ambiente y con 70 % de humedad relativa. Posteriormente, fueron trituradas en un mortero de porcelana para obtener un tamaño uniforme y fino, necesario para hacer el barrido de polvo en el difractor de rayos X Rigaku Miniflex 600, en un rango de 2,5° a 64°. Un segundo tratamiento consistió en separar las partículas tamaño arcilla. Para ello, se le agregaron 200 ml de agua destilada y dicha mezcla se puso a vibrar en un baño ultrasónico a 60 Hz por 20 minutos, centrifugada a 1200 rpm por 20 minutos, y a la suspensión (líquido - sólido), que se obtuvo por encima del precipitado, fue nuevamente centrifugada a 2400 rpm. Debido a que con dicho método no se obtuvo suficiente material, se decantó el líquido de nuevo sobre la parte sólida, se agitó y se introdujo al vibrador bajo las condiciones mencionadas. Se dejó reposar por tres días para decantar las partículas de tamaño mayor y se extrajo la parte líquida para ser evaporada a 90 °C; luego se realizó el barrido de 2,5° y hasta los 64°, para identificar la parte soluble de la muestra. Para la identificación de los componentes en el difractor, se utilizó el programa Jade en su versión 9, elaborado por *Materials Data Inc.* Adicionalmente, se realizó la prueba edafológica del NaF y fenolftaleína, para la determinación de alófana (cf., Fieldes & Perrot, 1966; Luzio et al., 2003). Este método consiste en poner muestra sobre un papel de filtro, y agregar unas gotas de las

soluciones mencionadas y esperar un par de minutos. Si la muestra reacciona, entonces la solución se tornará morada, en cuyo caso se considera positiva.

Las cenizas fueron también estudiadas bajo el microscopio electrónico (SEM, *Scanning Electron Microscopy*), en la Universidad de Bari y en el *Department of Seismology and Tectonophysics*, Via di Viana Murata, ambos en Italia. En particular, se investigó la fracción por tamaño entre 90 y 350 μm ($\sim 3,5 \Phi$), porque esta es una de las mejores para distinguir entre fragmentación magmática y freatomagmática (Dellino & La Volpe, 1996). Las observaciones con el SEM son útiles para reconocer la morfología de las partículas de ceniza y de esta forma obtener indicios sobre los procesos de fragmentación de las erupciones explosivas. Dicha técnica fue complementada con el análisis de Sistema de Energía Dispersiva (EDS, *Energy Dispersive System*), que ayuda a caracterizar la composición de la superficie de las partículas volcánicas (cf. Dellino & La Volpe, 1996; Büttner et al., 1999, 2002; y referencias allí citadas). Las cenizas analizadas fueron las del 5 - 8 de enero del 2010 (J10-2010), 12 de enero del 2012 (J18-2012), 21 de mayo del 2013 (M02-2013), 29 de octubre del 2014 (14-10-30), 09 de diciembre del 2014 (14-12-09) y 12 de marzo del 2015 (12-3-15).

El análisis granulométrico de las cenizas fue hecho por tamizado (vía seca) y por el método del hidrómetro (vía húmeda), utilizando mallas expresadas en milímetros y unidades phi (Φ): (64; -6); (37,5; -5,5); (32; -5); (16; -4); (8; -3); (4; -2); (2; -1); (1; 0); (0,6; 0,5); (0,5; 1); (0,25; 2); (0,125; 3) y (0,063; 4). La ubicación de las muestras puede consultarse en el apéndice 2 y las curvas granulométricas obtenidas en el apéndice 3 (repositorio electrónico). El ensayo por la vía húmeda puso al descubierto que las cenizas generaban nuevos tamaños granulométricos al someterse al ensayo, sugiriendo que debió de haberse dado algún proceso que permitiera la aglomeración (o unión) de algunas partículas de ceniza, las cuales a la hora de analizarse por vía húmeda, se disgregaban de nuevo. Resulta importante considerar que como parte del ensayo, las muestras se dejaron saturando de un día para otro en una solución que

contiene hexametáfosfato de sodio, el cual actúa como agente dispersante o defloculante de las partículas.

Como se volverá a indicar en varios párrafos adelante, las muestras de las erupciones del periodo octubre 2014 a abril 2015 fueron divididas en dos grupos: el Grupo 1 consistente en cenizas recolectadas pocas horas después del evento eruptivo, y el Grupo 2 consistente en muestras recolectadas a inicios del 2015, producto de la acumulación de los eventos del finales de octubre a diciembre 2014, representados como depósitos de tres capas de cenizas principales: A1 (inferior), A2 (intermedia) y A3 (superior). Se busca con ello analizar y comparar la posibilidad de que el Grupo 1 pudiera revelar algunas características que posiblemente se enmascaren al sobreponerse los productos de eventos en distintas capas (Grupo 2), o bien, el Grupo 2 muestre procesos que no se visualizan en los eventos discretos (Grupo 1).

Además, a las distribuciones granulométricas se les aplicó el método de Fragmentación Secuencial/ Transporte (*Sequential fragmentation/transport*, SFT), que supone la granulometría como compuesta de una mezcla de subpoblaciones prácticamente log-normales (Wohletz et al., 1989). Las subpoblaciones de cada muestra se enumeran 1, 2, 3, etc., al ordenarse por tamaño. Con ello, cuando todas las muestras de uno de los grupos se toman en conjunto, se pueden visualizar modas que se repiten varias veces. Los parámetros estadísticos reportados fueron obtenidos utilizando el programa SFT (Los Alamos National Laboratory computer code LA-CC 99-29, versión 2.22.0170, <http://en.freownloadmanager.org/Windows-PC/KWare-SFT-FREE.html>, 2015, New Mexico) desarrollado por Wohletz en 1999, basado en las ecuaciones de Wohletz et al. (1989). Por las mallas utilizadas, el análisis SFT se llevó a cabo con unidades enteras de Φ , reduciéndose así el nivel de detalle y aumentándose el porcentaje del residuo en el análisis, que varía entre 3 % y 13 % para las muestras tomadas pocas horas después de la erupción, y entre 5 % y 10 % para las muestras tomadas varios meses después del evento. Aunque según la literatura, resulta común el uso de los parámetros estadísticos calculados según Folk (1966), estos deben ser tomados con cautela de acuerdo con Swan et al. (2006), quienes

compararon distribuciones por tamaño con distribuciones sintéticas obtenidas de granos escogidos al azar con tamaño, forma y densidad determinados. Sus resultados indican que: a) la diferencia entre ambos tipos de distribución es mayor para las distribuciones que tengan colas en el 5 % más grueso, o más fino; b) la correlación entre la asimetría y la curtosis es muy débil (ver apéndice 1), por lo que los valores obtenidos del gráfico responden erráticamente a desviaciones significativas de la normalidad; c) los parámetros gráficos deben utilizarse solo si el ámbito de los parámetros estadístico es lo suficientemente grande; d) no se justifica utilizar intervalos menores a 1Φ , el intervalo utilizado en el presente trabajo; e) las interpolaciones y extrapolaciones de la curva de acumulados deben ser hechas usando probabilidades gaussianas, en lugar de continuar la relación lineal de la gráfica de acumulados.

Existe una gran variedad de procesos geológicos en que los resultados de la fragmentación pueden llegar a producir distribuciones granulométricas fuertemente asimétricas (Baker et al., 1979; Nelson, 2001; Helsel & Hirsch, 2002). Sin embargo, si se utiliza como variable el logaritmo del tamaño del grano, las distribuciones se acercan a una curva muy similar a una Gaussiana. Esta es la base de la escala phi establecida por Krumbein (1934). Dado que no se puede tomar el logaritmo de una cantidad con dimensiones de longitud, se utiliza una relación adimensional (diámetro en milímetros/ 1 milímetro). Se puede así caracterizar cada muestra de ceniza por medio de dos parámetros: la mediana y la desviación estándar, para observar qué tanto se desvía de la log-normal, por medio de la asimetría y la curtosis (Visher, 1969; Middleton, 1976). Dentro de esta argumentación está el supuesto que la distribución de la ceniza volcánica es característica de los procesos que le dieron origen, como fue demostrado en diversos estudios en campo (p. ej., Walker, 1971; Carey & Sigurdsson, 1982; Sheridan et al., 1987), y por argumentaciones teóricas (p. ej., Iversen & White, 1982; Anderson & Hallet, 1986).

Referente al modelo de transporte y fragmentación secuencial, Brown (1989) utilizó la versión Newtoniana de conservación de masa para descubrir que la fragmentación secuencial

(comunicación) da origen a una distribución de Weibull en masa (ver apéndice 1), que luego fue adoptada en Wohletz et al. (1989) como base del modelo SFT (por su nombre en inglés: *Sequential Fragmentation/transport model*). La distribución que se utilizó en el trabajo de Wohletz et al. (1989) tiene dos parámetros ajustables: el parámetro de forma, denominado dispersión en el SFT, y un parámetro de escala. El modelo se basó en una distribución en masa para evitar el problema de que la ceniza volcánica está compuesta de cristales, rocas y partículas vídriosas. Dicho método supone la granulometría como compuesta de una mezcla de subpoblaciones, cada una asociada a una distribución de Weibull, donde las fragmentaciones son procesos dependientes de la masa que se dan por un proceso de conminución (Wohletz et al., 1989), que se asume poco intenso, pues la probabilidad de colisiones es baja, dado el muy pequeño porcentaje de sólidos en suspensión en la columna de gas (Valentine, 1987; Dellino et al., 2004a, b).

Wohletz et al. (1989) aplican estas ideas a la fragmentación volcánica, encontrando que las granulometrías en el ámbito de -4Φ a 4Φ pueden considerarse como la suma de varias (de 3 a 6 generalmente) distribuciones de Weibull con su moda y dispersión γ determinadas. Aunque en Wohletz et al. (1989) se evidencia que a cada dispersión se le puede asociar con un proceso de fragmentación fractal específico de dimensión $D = -3\gamma$, curiosamente esta idea la deja de lado al proponer un coeficiente de fragmentación (moda/dispersión) relacionado linealmente con la moda, prácticamente en todo su ámbito.

En Brenes (2013), se retoma la idea original donde cada una de las granulometrías fue descompuesta como la suma de varias distribuciones de Weibull, con su propia moda y dispersión. Al compararlas se evidenció que varias modas se repetían, producto de similitudes en los productos fragmentarios. Cada una de esas modas se denomina subpoblación, y la relación será lineal entre el coeficiente de fragmentación (moda dividida por la dispersión correspondiente) y la moda de las distribuciones de Weibull. Por tanto, siempre es posible calcular un coeficiente de correlación de Pearson R^2 que mida que tan bien se cumple

esa relación lineal, siendo $R = 0$ para cuando la relación no existe del todo, hasta $R = 1$, cuando es matemáticamente perfecta. Algunas de las distribuciones Weibull pueden traslaparse apreciablemente (ver apéndice 3, repositorio electrónico) por lo que su asociación a una de las subpoblaciones puede no ser trivial. En esos casos, bastará con calcular el valor de R^2 que se obtenga de asociar la distribución de Weibull en cuestión a cada una de las posibles subpoblaciones, y escoger aquella opción que genere el R^2 más cercano a la unidad.

Por su parte, Brenes & Alvarado (2013) concluyen que las dispersiones positivas podían ser asociadas a fragmentaciones secundarias (Kaminski & Jaupart, 1998), entendiéndose como aquellas fragmentaciones en las que primero se rompe la partícula, y luego, al quedar expuestas, las vesículas que contienen volátiles a presión se fragmentan liberando el gas que contienen. Por analogía con lo argumentado en Kaminski & Jaupart (1998), se propuso que las fragmentaciones cuya dispersión γ es del orden de 0,01 se asocien a un evento efusivo, y aquellas con dispersiones γ en el ámbito 0,1 a 0,5 se asocien a un evento explosivo.

Ya que el SFT tiene como base un proceso secuencial de fragmentaciones, a cada una de las distribuciones de Weibull calculadas por SFT se le logró asociar un exponente de Hurst $H = 1 - |\gamma|$ (Brenes & Alvarado, 2013). Según se explica en Kale & Butar (2011), un proceso cuyo coeficiente de Hurst asociado tiene un valor mayor o igual a 0, y menor a $\frac{1}{2}$, tiene carácter anti-persistente, es decir, los productos de una etapa de la secuencia de fragmentación están débilmente relacionados con los productos de la siguiente etapa. En el caso opuesto, aquel en que H es mayor a $\frac{1}{2}$ y menor o igual a la unidad, los productos de una de las etapas de la secuencia de fragmentación afectan apreciablemente los productos de la siguiente etapa, y se dice que el proceso tiene carácter persistente.

Geológicamente, la causa del carácter específico de un proceso particular se discrimina por observaciones en campo. Ejemplos de procesos con carácter anti-persistente pueden ser las erupciones magmáticas con diámetros de centenas de micrómetros a varios milímetros

(Wholetz et al., 1989), o por ejemplo la eyección de material previamente fragmentado en forma freatomagmática o freática. Entre los procesos con carácter persistente pueden mencionarse las fragmentaciones con tamaños de unas decenas de micrómetros (Wholetz et al., 1989), o bien se plantea la posibilidad por explorarse, de que puedan ser producto de fragmentación por corrosión por esfuerzos, aspecto que se discutirá más adelante.

La corrosión por esfuerzos (*stress corrosion*) ha sido estudiada en un sistema agua/cuarzo (Atkinson, 1979) y en rocas como granito, gabros, basaltos y andesitas (Kilburn & Voight, 1998; Jeong & Obara, 2003). Consiste en la reacción del agua con enlaces químicos deformados que dan origen a un estado debilitado que permite romper los enlaces con poco esfuerzo. El carácter persistente de este mecanismo de fractura es producto de la relación que el factor de intensidad de esfuerzos K tiene con la velocidad de fractura v : $v = A K^n$, donde n es el índice de la corrosión por esfuerzos. Una consecuencia natural de la corrosión por esfuerzos es la aceleración del crecimiento de la fractura hasta su falla (*stress corrosion crack*), lo que equivale a una retro-alimentación positiva. Así, cada nueva ampliación de la fisura (vista como una etapa), queda afectada por lo que le ha pasado en la etapa anterior. Al final se tendrá un proceso de fragmentación en que cada etapa tiene memoria (poca o mucha) de la etapa previa.

Para la evolución del cráter activo y bocas intracráticas, se utilizaron imágenes del satélite World View II, con 50 cm de resolución espacial y unas 12 m de precisión horizontal, tomadas en el 2014 y 2015. Se obtuvieron a través del catálogo de imágenes de Digital Globe, por el servicio Image Connet.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL 2010 - 2016

Cronología y frecuencia de las erupciones

El paulatino despertar del Turrialba se inició desde 1996 con una serie de señales precursoras variadas (sismicidad, nuevas fumarolas, cambios en la geoquímica de gases) que se extendieron hasta el 2009 (Hilton et al., 2010; Martini et al.,

2010; Vaselli et al., 2010). Por primera vez en más de un siglo, las columnas de gases se observaron en 1997 desde la distancia (varias decenas de kilómetros). Todo ello tenía preocupado a la comunidad científica, por lo que el 27 de noviembre del 2009, la CNE, el ICE, el SINAC, entre otras instituciones, realizaron un simulacro de evacuación volcánica.

A inicios del 2010, la actividad sísmica del volcán se mostraba normal, pero el lunes 4 de enero, a partir de las 10 a. m., se registró un cambio súbito en las señales y para el 5 se incrementó el número de temores de larga duración (aproximadamente 4 eventos por hora con una duración de 10 a 20 minutos cada uno), sin presentar señales evidentes de fracturación tectónica, pero sí abundantes eventos sismovolcánicos. A partir de las 2 p. m. de ese mismo día, los temores comenzaron a ocurrir en forma constante, lo que culminó con una emisión de cenizas el 5 de enero del 2010 a las 10:57 a. m., seguida por tres explosiones más con intervalos de 10 minutos y dos vigorosos eventos a las 2:29 y 2:45 p. m. La caída de ceniza se mantuvo hasta avanzada la noche, principalmente en Central, Silvia, Capellades; ceniza más fina cayó en Tierra Blanca, Llano Grande y leve en Tres Ríos, a unos 25 km al suroeste, e inclusive hasta 40 km de distancia (Fig. 1). La emisión de ceniza se mantuvo el 6 de enero del 2010 con un pico en la sismicidad e incandescencia a través de dos bocas intracráticas orientadas N40°W, formadas en la ladera interna del cráter SW u Occidental. Estas bocas se unieron el 8 de enero del 2010, formando una sola boca (bautizada Boca 2010, Fig. 2) de 60 m de largo por unos 20 m de ancho, pero que para febrero tenía unos 125 m x 45 m. A partir de enero del 2010, la exhalación de los gases a temperatura alta (500 - 760 °C), se centralizó allí, por lo que las columnas de gases, más vigorosas y de mayor presión, subían a la atmósfera y eran visibles desde muchos lugares del Valle Central y la zona Caribe. Su altura dependía de las condiciones atmosféricas (temperatura ambiente, velocidad y dirección de los vientos). Emisiones menores de ceniza fina, con distribución limitada a la periferia inmediata del volcán, ocurrieron el 12 de junio del 2010 (tarde-noche) y el 13 de julio del 2010 (Soto y Mora, 2013; Duarte, 2014; González et al., 2015).

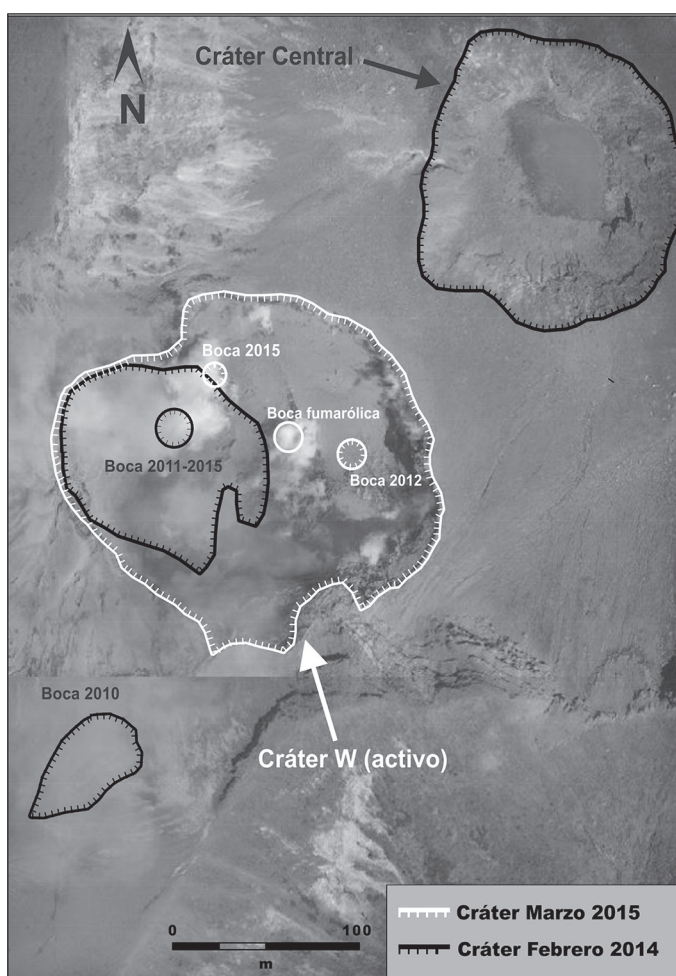


Fig. 2: Imagen satelital (satélite World View II, marzo 2015) con la traza de la evolución de los cráteres y bocas intracratericas. Se observa como el cráter activo (Occidental) creció significativamente en diámetro y en profundidad.

El 14 de enero del 2011, se registró una nueva emisión de cenizas que fue esparcida por el viento hacia el oeste. La actividad de enero abrió una nueva boca, llamada Boca 2011 (1 x 2 m). Durante todo el 2011, la columna de gases alcanzaba alturas de 1,5 km, con temperaturas en las bocas entre 145 y 700 °C (<http://www.ovsicori.una.ac.cr/index.php>; Soto y Mora, 2013; Duarte, 2014).

El 11 de enero del 2012, se observó una colada de azufre fundido y al día siguiente a las 3 p. m., se formó una nueva apertura llamada Boca 2012, con salida de cenizas y gases a temperaturas de unos 500 - 800 °C (Fig. 2). El primer día, la boca tenía un tamaño de tan solo 1 m de diámetro

y se ensanchó en un día a unos 3 - 4 m de ancho en sentido E-W y 6 m en N-S, para alcanzar después unos 10 x 15 m y finalmente 15 x 25 m para el 18. La temperatura de las plumas de los gases emitidos en las 3 bocas eran, en ese momento: Boca 2010 (unos 600 °C), Boca 2011 (entre 580 y 620 °C) y Boca 2012 (entre 750 y 805 °C). En esta ocasión se presentó un tremor continuo de mediana amplitud, que posiblemente estuvo relacionado con la emisión vigorosa de gases y ceniza desde la nueva boca. A finales de marzo del 2012, las temperaturas de las bocas, en la pared oriental del cráter Occidental, eran similares a las de enero de ese año, unos 718 °C. El 4 de mayo del 2012,

una emisión menor acumuló unos pocos milímetros de ceniza en el flanco oeste (www.ovsicori.una.ac.cr/index.php; González et al., 2015; <http://www.rsn.geologia.ucr.ac.cr/>).

La Boca 2010 creció notablemente entre enero del 2010 y enero del 2013. A partir del 18 de abril del 2013, se incrementó la sismicidad y el 21 de mayo del 2013, de las 8:30 a las 9:15 a. m., las bocas cratéricas del 2010 y 2012 empezaron a expeler cenizas y gases, que llegaron hasta Capellades, Santa Rosa de Oreamuno, Siquirres, Cartago y Guadalupe de Goicoechea. Las trazas de polvo volcánico se detectaron hasta unos 50 km del volcán. El 4 de junio del 2013 se presentó otro evento similar, con caída de cenizas, pero en este caso no fue debido a una explosión, sino al colapso de la pared norte de la boca 2010. La temperatura de las fumarolas alcanzó un rango de 750 - 800 °C. En julio, la actividad sísmica mostró un incremento pero la temperatura de las bocas comenzó a bajar a tan solo 200 °C, según mediciones del 7 de agosto. El 13 de setiembre a las 12:28 p. m. se escuchó un retumbo seguido de una salida de gases y caída de cenizas. Para entonces, las bocas presentaban temperaturas entre 400 y 800 °C. Para el 2014, las Bocas 2010 y 2012 se mantuvieron relativamente activas con temperaturas inferiores a los 600 °C y con incandescencia observable por la noche. Enjambres de temblores casuales y sismos volcánicos representan el patrón general en el 2014 (<http://www.rsn.geologia.ucr.ac.cr/>; www.ovsicori.una.ac.cr/index.php). En total, las emisiones de cenizas del 2010 - 2013 se presentaron con una frecuencia de 2 a 4 eventos por año, donde al menos una de ellas sobresalió cada año con respecto a las demás por su intensidad.

En las curvas acumulativas (Figs. 3 A, B) se observan los periodos de relativa calma (plataformas o *plateaus*) y los de incremento en la actividad (gradas o saltos), lo que permite discernir el incremento o calma relativos en dichos periodos, independientemente de la energía, cantidad o de si hay registros sismovolcánicos asociados. Algunos reportes de cenizas pueden corresponder con meras desgasificaciones violentas que limpiaron el conducto, de manera que las emisiones reportadas no necesariamente son verdaderas erupciones,

puesto que en varios casos, no hay correlación de las emisiones con las señales sísmicas reportadas. También, muchas emisiones de ceniza no se pudieron monitorear adecuadamente, pues ocurrieron en días nublados o bien cuando aún no se contaba con el equipo de vigilancia adecuado. Pese a ello, los gráficos presentan una muestra del grado de actividad eruptiva.

Después de un año y medio de sismicidad baja y poca desgasificación, la actividad se reanudó con una fuerte erupción el 29 de octubre de 2014, 23:35 hora local, que destruyó la mayor parte de la pared oriental del cráter Occidental. Dicho evento fue precedido por un incremento en la sismicidad y desgasificación, y fue seguido por 3 días de emisiones de ceniza frecuentes (al menos 4 - 5 emisiones por día). La emisión más fuerte (desde el punto de vista energético), fue la del 29 de octubre del 2014. La erupción del 1 de noviembre alcanzó una altura de unos 2,5 km sobre el nivel del cráter y en las fotografías se vislumbraron que dos bocas o focos estaban activos simultáneamente en el cráter Occidental (Fig. 4). Los bloques volcánicos (~0,5 m de diámetro) fueron proyectados a unos 750 m desde el cráter. De estas dos bocas, la más austral emitía mayor cantidad de gas que la más nórdica. Una pequeña emisión de cenizas fue filmada por el geólogo Julio Madrigal (Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, CNE) el 31 de noviembre del 2014 (2: 55 p. m.), en donde se observaron nuevamente las dos bocas activas y el colapso del chorro de emisión de cenizas, produciendo una corriente de densidad piroclástica diluida u oleada (Fig. 4). Procesos similares se generaron el 29 de octubre del 2014 con un alcance de unos 600 m. La parte interna del cráter Occidental, pasó de un diámetro general de unos 100 m (93 x 115 x 125 m) en febrero del 2014 hasta alcanzar una dimensión de unos 185 m de diámetro (175 m x 212 m) en diciembre del 2014 (Fig. 2).

Pequeñas emisiones de ceniza se registraron el 7 y del 13 al 15 de noviembre y otras el 8 - 9 y 12 de diciembre del 2014, para entrar en una calma temporal hasta el 14 de marzo del 2015 (con un reporte aislado de ceniza el 18 de enero). Esta fase de 3 meses de tranquilidad relativa en las

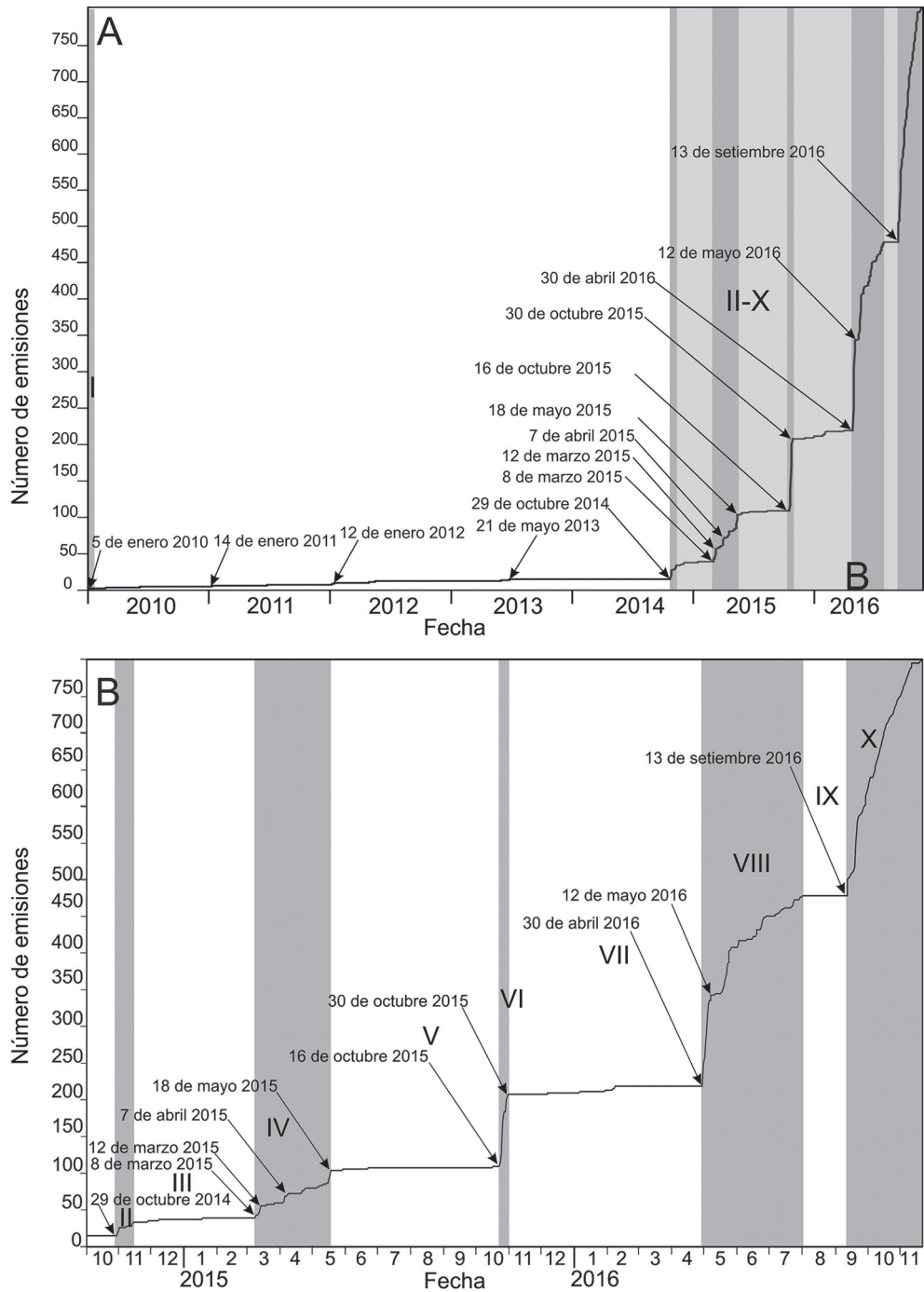


Fig 3: A) Diagrama acumulativo de los eventos principales de salida de cenizas (en gris) del Turrialba del 5 de enero del 2010 al 22 de noviembre del 2016. En el extremo inferior derecho se marca como B lo que se expande con detalle en la figura 3B. B) Diagrama acumulativo de la actividad de cenizas del Turrialba del 1 de octubre del 2014 al 22 de noviembre del 2016.

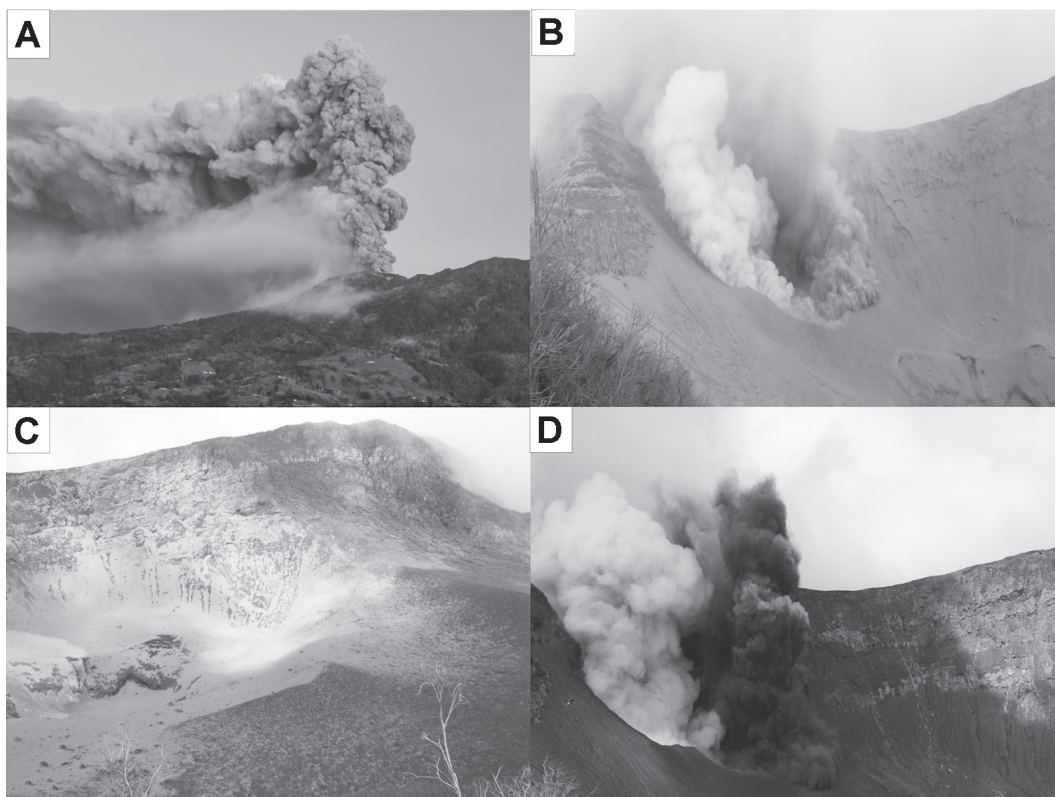


Fig. 4: A) Erupción del volcán Turrialba del 1 de noviembre del 2014, de unos 2,5 km de altura (cortesía de José A. Alvarado). B) Captura de pantalla del video del Geól. Julio Madrigal, CNE (31 de octubre, 2014, 2: 55 p.m.), donde se observan, los dos focos activos dentro del cráter activo (Cráter Occidental), el más austral (izquierda de la fotografía) con mayor contenido de vapor y el más septentrional (derecha) con mayor contenido de cenizas, desde donde avanza una oleada piroclástica. C) Cenizas tapizando el cráter Central (1 de noviembre, 11 a.m.) y con una distribución no uniforme, hecho que debió de ocurrir entre el 29 de octubre y la madrugada del 1 de noviembre. D) Erupciones alternas en el cráter Occidental, a través de dos, quizás tres bocas (28 de noviembre, 2015). Obsérvese la gran similitud con la fotografía captada (B) más de un año atrás.

emisiones de cenizas, sismicidad baja pero con una tasa de desgasificación vigorosa, fue seguida por eventos explosivos relevantes el 8 de marzo de 2015. A partir de ese día se registraron emisiones de ceniza intermitentes hasta al 18 de mayo, con las explosiones más fuertes el 12 de marzo y el 7 de abril del 2015; sin embargo, ninguna fue tan enérgica como la explosión del 29 de octubre del 2014 (Figs. 1, 2, 3 y 4).

El 12 de marzo ocurrió la más notoria explosión de ese año (2,5 km de altura), cuando no solo la ceniza comenzó a caer de día en la Gran Área Metropolitana, sino que motivó el cierre del tránsito aéreo del aeropuerto internacional Juan Santamaría. En los meses de marzo y abril la

actividad sísmica permaneció con altibajos, y la actividad eruptiva mantuvo emisiones de ceniza frecuentes de magnitud pequeña (VEI: 0 - 1). A partir del 18 de mayo del 2015, la actividad de cenizas se calmó significativamente hasta la madrugada del 15 de agosto (1:46 a. m.), cuando se reportó de nuevo la emisión de ceniza, pero a partir de ahí la actividad sísmica y emisiones de cenizas decayó.

Resulta interesante el comentar que durante la erupción del 12 de marzo del 2015, varios minutos después de iniciada, se registraron al menos 4 rayos (llamados rayo nube-nube), entre las 2:16 y las 2:52 p. m., disparados por cargarse eléctricamente las nubes de ceniza con la humedad atmosférica.

El 4 de mayo se volvió a registrar otro rayo de esta tipo a unos 5 minutos después del inicio de la erupción (B. Fallas, com. escrita, 2016).

Un nuevo ciclo dio inicio el 16 de octubre (5:49 a. m.), el cual se extiende hasta el 1 de noviembre del 2015 (2 p. m.) con emisiones de cenizas de 1 km de altura o menos y con tremor asociado pero sin explosiones acompañantes. Octubre fue el mes con más erupciones del 2015, seguido por mayo de ese año. Desde ese entonces y hasta finales de abril del 2016, la actividad sísmica fue baja, mientras que la desgasificación continuó relativamente fuerte (≥ 500 t/d). Emisiones pequeñas de ceniza se presentaron el 1 y 7 de diciembre del 2015, resaltando esta última porque alarmó a los pobladores de Central y San Martín de Irazú, puesto que habían pasado varias semanas sin que cayera ceniza en dichos poblados (Fig. 5). Otras emisiones de ceniza menores se presentaron el 3, 6 - 8 y 30 de enero y 2, 6 - 8 de febrero, seguidas por una calma relativa el 29 de abril del 2016. Un periodo eruptivo relativamente relevante se presentó entre el 30 de abril y el 27 de mayo del 2016, con una tasa promedio entre 3 erupciones por hora hasta fases eruptivas cuasi continuas, afectando los cultivos, la ganadería, el suministro de fluido eléctrico y de agua en el flanco sur del volcán. Las nubes de cenizas alcanzaron entre 200 y 3500 m de altura sobre el cráter activo y afectaron al Valle Central, y los flancos S y SE del Turrialba. Destacan las erupciones del 12, 18- 20 y 24 de mayo. Varios flujos piroclásticos diluidos (oleadas piroclásticas) ocurrieron sobresaliendo los del 12 (01:19 a. m.), 19 (9:19 a. m.) y 20 de mayo (07:20 a. m.). Una calma relativa se presentó a partir de las 2 a. m. del 27 de mayo del 2016 al 1 de junio del 2016. Nuevamente el volcán se activó el 1 - 3 de junio del 2016 para entrar en otra fase de calma relativa que se extendió por veinte días, hasta el 24 de junio del mismo año. Sobresalen otros periodos de actividad: a) Del 7 al 16 de julio del 2016 con una a dos erupciones diarias y columnas de ceniza que no sobrepasaron 1 km de altitud por encima del cráter, b) Del 22 al 25 de julio del 2016 con 1 hasta 5 eventos al día, proyección de balísticos y columnas de hasta 3 km de elevación sobre el cráter, y c) Una fase

de menor importancia entre el 30 de julio y el 01 de agosto con una a dos explosiones diarias y columnas que no sobrepasaron los 500 m de altura sobre el nivel del cráter. Desde entonces y hasta el 12 de setiembre del 2016, se observó una calma en la actividad eruptiva del volcán. Las últimas erupciones relevantes al momento de cierre de la presente publicación (27 de noviembre) fueron del 13 de setiembre al 19 de noviembre del 2016. La actividad del Turrialba, después de más de 6,5 años de haber entrado en actividad eruptiva, no puede darse por terminada a esta fecha.

Se observa, en términos generales, que la duración del intervalo de reposo entre las fases eruptivas varió de semanas hasta meses con fases eruptivas muy activas de varios días hasta semanas (p.ej., entre dos semanas y más de tres meses). Muchas de ellas corresponden con explosiones, pero algunas con desgasificaciones violentas que erosionaron el conducto y emitieron cenizas. Varios ciclos eruptivos recientes sobresalen entre el 2014 y el 2016 (9 de octubre, 2016) (Fig. 3 B): 29 de octubre - 15 noviembre del 2014 (17 días), aunque el periodo relevante fueron los primeros 4 días; 08 de marzo - 18 de mayo del 2015 (71 días) y del 16 - 30 de octubre del 2015, o incluso hasta el 1 de noviembre (14 - 15 días), 30 de abril-12 de mayo del 2016 (13 - 14 días) o inclusive se podría extender al menos hasta el 27 de mayo (27 - 28 días), y del 27 de mayo hasta al menos el 1 de agosto, que constituye un periodo de calma relativa pero con actividad periódica importante. Dentro de esta actividad destacan los procesos eruptivos del 7 al 16 de julio y del 22 al 25 de julio del 2016. Desde el 1 hasta 12 de setiembre, se observó nuevamente un periodo de calma en la actividad del volcán, seguido por erupciones del 13 de setiembre hasta por lo menos el 19 de noviembre (67 días en total), sobresaliendo varias del 19 de setiembre por sus efectos en el Valle Central y por haber alcanzado la erupción de las 3:20 p. m. una altura de 4 km sobre el cráter. La caída de cenizas en el Valle Central fue notoria. La actividad eruptiva continúa al presente.

En general, se determina que los lapsos de inactividad se fueron incrementando pero sobresale, de igual modo, cómo los periodos de actividad

cuasi continua de cenizas también se fueron incrementando en el tiempo (Fig. 3). Ello se observa de otro en donde el área cubierta por las cenizas incrementó con el tiempo año a año (Fig. 1).

Efectos sobre la economía

Aunque la cima del volcán Turrialba es desde 1955 parque nacional (2 km de radio), el 78% del parque está en manos privadas hoy día, que corresponde a unas 13 fincas. El ingreso al parque era gratuito desde 1997 cuando fueron asignados los primeros guardaparques, sin embargo, en el 2009 el acceso a los visitantes se cerró temporalmente por las condiciones malas del camino. A finales del 2010 y comienzos del 2011, se realizaron mejoras al camino, por lo cual se estableció el cobro por ingreso entre julio del 2011 a enero del 2012. En febrero del 2012, el Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC) cerró nuevamente el acceso al público al parque nacional volcán Turrialba por recomendación del Comité Asesor Técnico (CAT) de Vulcanología y Sismología, instancia que coordina la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE). Debido a dicha acción, el Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC) dejó de percibir más de 500 000 colones mensuales, que en aquel entonces se generaban por concepto de entradas. La principal razón del cierre al turismo fue por las malas condiciones del camino de acceso a los cráteres, lo angosto y serpenteante del camino (no apto para una evacuación o huida), y el peligro volcánico, situación que persiste al momento (noviembre 2016), que representa un peligro serio en caso de evacuación.

En los alrededores de la cima del volcán, todavía viven personas dedicadas a la ganadería de leche y la agricultura, que se vieron seriamente afectadas por la caída de cenizas y la lluvia ácida, que afectó la infraestructura metálica, los cultivos, pastizales y ganadería. Muchos ganaderos ubicados en el flanco suroccidental del volcán (unas 9 fincas, para 1363 bovinos), abandonaron sus fincas y casas voluntariamente desde mediados del 2007. Durante las erupciones de enero del 2010,

se evacuaron unas 115 personas de 23 casas, en un radio de 3 km; dos personas fueron afectadas temporalmente por las cenizas.

Las erupciones del Turrialba generaron mucha alerta y expectativa, particularmente cuando se les comenzó a comparar con lo que aconteció en el Irazú en 1963 - 1965. Las emisiones de cenizas del 29 y 30 de octubre del 2014 fueron ácidas (pH 3,3 - 3,95) con cantidades altas de aniones de flúor, cloro, bromo y sulfatos (Martínez et ál., 2015). Dichas cenizas se clasifican como litosoles con componentes arcillosos pre-existentes (Chinchilla et al., 2015). De continuar la actividad eruptiva, tendría mayores implicaciones para la salud pública, la ganadería y la agricultura, incluyendo una probable acidificación del suelo.

Las erupciones que se presentaron entre finales de octubre e inicios de noviembre del 2014, motivaron a generar anillos de cierre preventivo de 2 y 5 km, según el nivel de peligro estimado basado en los estudios de amenaza volcánica (Soto, 2012). La clausura del parque nacional volcán Turrialba y el establecimiento de los anillos de protección, causó que curiosos y turistas lo visitaran por caminos vecinales (p. ej., La Picada y el Tapojo), muchas veces sin control, incrementado la vulnerabilidad de las personas (Fig. 5). Adicionalmente, el parque nacional volcán Irazú fue cerrado del 30 de octubre hasta el 3 de noviembre del 2014. El 19 de setiembre del 2016, nuevamente el acceso al Irazú fue cerrado por la tarde.

Con cada cierre preventivo del parque nacional volcán Turrialba, para el acceso a las vecindades del volcán, para la población y curiosos, se tuvo que movilizar una cantidad grande de recursos humanos y materiales, a través de las instituciones que conforman los Comités Municipales de Emergencias de Turrialba, Alvarado y Oreamuno, entre ellos, la Fuerza Pública, Instituto Mixto de Ayuda Social (IMAS), Ministerio de Salud, Policía de Tránsito, Ministerio de Obras Públicas y Transporte - MOPT - Comisión Nacional de Vivienda (CONAVI), SINAC, Cruz Roja, Ministerio de Agricultura y Ganadería (MAG), Servicio Nacional de Salud Animal (SENASA), municipalidades, y los observatorios de vigilancia volcánica.

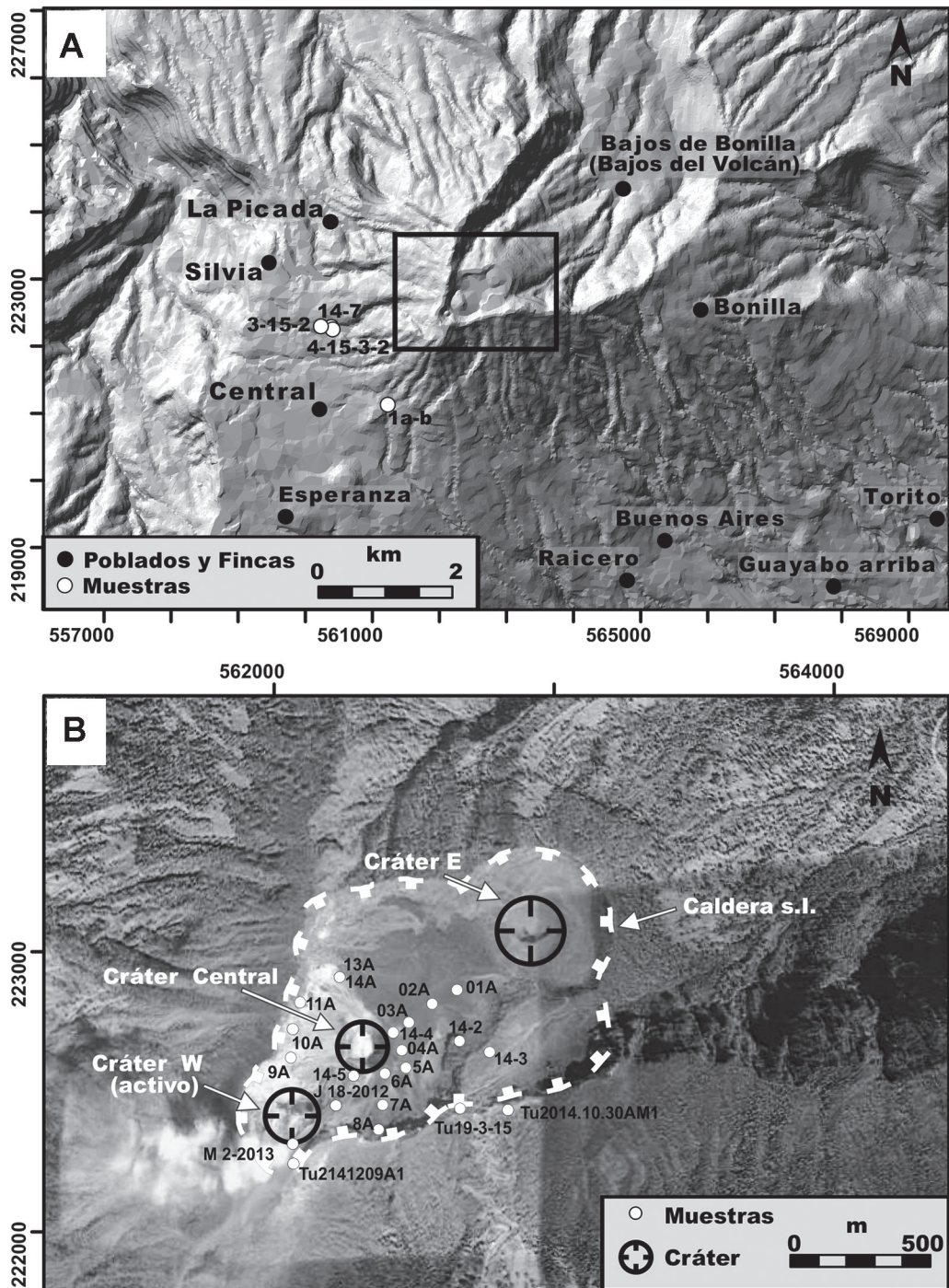


Fig. 5: A) Volcán Turrialba y alrededores, incluyendo poblados y fincas principales, así como los lugares de toma de muestras. El recuadro muestra el detalle de la cima, y de otros lugares donde se tomaron muestras de ceniza. B) Detalle del área cratérica (Parque nacional volcán Turrialba) con la ubicación de las muestras más proximales de cenizas.

El 12 de marzo del 2015 ocurrió una emisión de cenizas que, debido a los fuertes vientos, no solo comenzó a caer en la gran área metropolitana, sino que motivó el cierre del tráfico aéreo por unas 19 horas del aeropuerto internacional Juan Santamaría (localizado a 49 km del Turrialba). Esto afectó a unos 7000 pasajeros al cancelarse 111 vuelos (Fig. 1). Por primera vez en 50 años, los habitantes del Valle Central tuvieron que barrer cenizas de sus casas y limpiar sus autos. El 12 de marzo y el 21 de abril se canceló también el tráfico aéreo en el aeropuerto Tobías Bolaños en Pavas. Varias veces más se tuvo que cerrar el tránsito aéreo del aeropuerto internacional, con las consiguientes pérdidas económicas (Cuadro 1). El olor a dióxido de azufre fue evidente el 12 de marzo del 2015, situación que se repitió en varias ocasiones durante marzo y abril de ese año. Al ser el turismo la principal fuente de ingreso del país, el cierre del tránsito aéreo trajo una preocupación clara a las diferentes autoridades gubernamentales.

Nuevamente, del 20 al 23 de mayo del 2016, a raíz de las erupciones intensas, centenares de pasajeros resultaron afectados por la suspensión de 35 vuelos, 16 de ellos de las aerolíneas American Airlines y United Airlines, mientras de Alaska Airlines decidió aterrizar en el aeropuerto Daniel Oduber, en Liberia. Otro cierre se dio a partir de la 1:30 p. m. a raíz de la erupción del 19 de setiembre del 2016 y se mantuvo cerrado hasta las 4:30 p. m., pero después de media hora, se cerró nuevamente desde las 5:00 p. m. de ese lunes hasta las 6 a. m. del martes 20. Al menos 120 vuelos se vieron afectados (de las aerolíneas Sansa, Nature Air, Avianca, Copa, Iberia, Veca, Jet Blue y Air Canada): 52 de entrada y 68 de salida; de estos últimos, 7 lograron despegar. Varios de ellos fueron desviados al aeropuerto Internacional Daniel Oduber y otros al aeropuerto internacional de Tocumen, Panamá. El aeropuerto Tobías Bolaños también se cerró. Unos 12 000 pasajeros fueron afectados de uno u otro modo (espera en los aeropuertos, desvíos de sus vuelos, etc.).

Las escuelas localizadas en las cercanías del volcán y sus estudiantes también fueron afectadas por la caída de cenizas y gases, por lo que se cerraron varias escuelas el 4 de noviembre del 2014.

Según la CNE, el 13 de marzo del 2015, a raíz de la actividad del volcán del día 12, se cerraron las escuelas de Guayabo, La Reunión, Santa Cruz, Julia Fernández, La Pastora, El Volcán, La Orieta, Las Virtudes, Las Abras, Calle Vargas, Bonilla y la Unidad Pedagógica el Torito. Una persona fue atendida por problemas respiratorios. Para el 18 de ese mes, se repartieron mascarillas de protección en La Central y panfletos informativos. Entre el 13 y el 23 de marzo del 2015, un total de 19 escuelas (12 en Turrialba y 7 en Cartago) fueron cerradas, situación que se repitió en similar grado el 18 - 19 de mayo. En función del número de escuelas que se cierran (que puede variar entre 4 y 19), el número de estudiantes afectados variará entre 34 y unos 700. Nuevamente, entre el 21 y 27 de mayo del 2016, a raíz de las erupciones intensas, se decidió suspender clases en las escuelas El Volcán (ubicada en Central), Reunión, Las Virtudes y Santa Cruz. En el área más afectada, hay al menos unas 56 fincas con un centenar de animales domésticos (principalmente ganado vacuno y algo de equino).

El hotel Volcán Turrialba Lodge, ubicado en las faldas del volcán, cerró temporalmente sus puertas a mediados del 2015, dejando sin trabajo a 27 empleados.

Las cenizas de mediados y finales de mayo del 2015, afectaron a varias comunidades cartaginesas, donde se produce la mayor cantidad de hortalizas que consume la población del Valle Central, como papa, cebolla, zanahoria, brócoli, cebollín y repollo. En el 2016, particularmente en mayo, fueron seriamente afectados los cultivos de repollo, brócoli, coliflor, papa, zanahoria y cebollín en los cantones de Alvarado, Oreamuno, Turrialba, Cartago, Moravia y Vázquez de Coronado. Se estima, además, que unas 65 fincas fueron afectadas en mayor o menor grado, y por lo menos 1961 cabezas de ganado sufrieron los efectos de las cenizas sobre los pastos.

La inversión realizada durante la emergencia del volcán Turrialba del 28 de abril al 26 de mayo del 2016, según datos suministrados por el Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de la CNE, en suministros y servicios (pacas, insumos agrícolas, créditos de alimentación y combustible, suministro de agua con camiones cisterna, aceite

Cuadro 1

Cierres del tránsito aéreo en los aeropuertos por causa de las cenizas en el 2015: Aeropuerto Internacional Juan Santamaría* y Aeropuerto Tobías Bolaños**. Información basada en periódicos y Servicio de Información Aeronáutica (AIS) de la Dirección General de Aviación Civil (DGAC). ***Existe contradicción en la información oficial con respecto al número de llegadas y salidas. ****Existe contradicción en las horas de cierre y apertura. La información presentada acá es la que se considera más próxima a la realidad.

Erupción: día, hora; altura columna	Hora de cierre - apertura del tránsito aéreo (día)	Número de horas de cierre	Vuelos cancelados (llegadas y salidas)	Pasajeros afectados	Otros
12/3*,**, 14:50 - 15:24; 2,5 km	16:17 (12/3) - 20:00 (12/3) 07:19 (13/3) - 12:00 (13/3) 18:45 (13/3) - 08:00 (14/3)	03:43 04:41 13:15	111: 61 llegadas y 50 salidas***	7000	Turbinas de aeronave afectada; visibilidad pobre < 100 m
21/3**, 16:16, 2 km	18:30 (21/3) - 06:10 (22/3)	11:40	?	?	
23/3*, 16:30	18:07 (23/3) - 00:06 (24/3)	11:59	18: 14 llegadas y 4 salidas	1279	
4/5*, 15:20; 2,5 km	19:23 (4/5)**** 05:45 (5/5)	10:22****	13: 12 llegadas y 1 salida	?	100 personas realizaron limpieza con barredoras y aspiradoras
18/5*, ~11:00	15:30 (18/5)	~3:00	14: 10 llegadas y 4 salidas	?	

mineral, broncodilatadores, etc.) fue de 238,4 millones de colones. A ello le debemos de agregar la reparación y rehabilitación de vías de evacuación (San Gerardo de Oreamuno, Las Virtudes - El Tapojo, La Fuente, Las Abras, Calle Vargas, Santa Cruz) por un monto de 1570 millones de colones. Acá no se tiene contemplado lo de la movilización de personal (cruz roja, policía, personeros de la RSN, OVSICORI, CNE, etc.), ni del ICE.

En efecto, otro efecto muy notorio fue la salida de operación del fluido eléctrico debido a los efectos de las cenizas en las vecindades inmediatas al volcán a partir del 2 mayo del 2016. Pese a que desde noviembre del 2010, se había impregnado con pintura siliconada los aisladores de porcelana para contrarrestar el efecto de las cenizas y la lluvia ácida. No obstante, la cantidad de ceniza caída hizo imposible que los aisladores

operaran adecuadamente ante tal grado de contaminación, llegando varios de ellos a quedar inservibles. Las comunidades más afectadas fueron Central, Tapojo, El Triunfo, Retiro, Pastora, Las Virtudes, Calle Vargas, Calle Leiva, Las Abras y Santa Cruz. Otros poblados afectados fueron Santa Rosa, Verbena, Río Claro y Aquiares. El fluido eléctrico pudo restablecerse hasta el 27 de mayo debido a la caída continua de cenizas, a la rayería y por medidas preventivas de no ingresar a las zonas más peligrosas. Varias medidas preventivas adicionales fueron tomadas por el ICE a inicios de junio del 2016, para evitar cortocircuitos provocados por la ceniza, con el fin de mejorar el servicio de más de dos centenares de clientes de Central, Tapojo, El Triunfo y zonas aledañas. Para ello, 44 técnicos invirtieron 1400 horas en el lavado del aislamiento de la red de distribución, en la colocación

de mangueras aislantes en los conductores eléctricos, y la sustitución de un transformador, al que se le incrementó el aislamiento de 7620 volt por uno de 19 920 volts, además de instalar un transformador adicional en la comunidad Central. Las pérdidas económicas asumidas por el ICE superan los 15 millones de colones.

Las diferentes instituciones encargadas de la vigilancia volcánica y las emergencias estuvieron atentas a la crisis volcánica: la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, los medios de comunicación, personal del parque nacional volcán Turrialba, y los observatorios sismológicos y vulcanológicos (OVSICORI-UNA, RSN: UCR-ICE). Más de treinta conferencias se impartieron entre noviembre del 2014 y diciembre del 2015 a personal de diferentes instituciones encargadas de la electricidad, telecomunicaciones, abastecimiento de agua, parques nacionales, turismo, municipalidades, ganadería, medios de comunicación, así como a la población en general, con el fin de que conocieran sobre lo que estaba ocurriendo en el volcán y se tomaran las medidas preventivas del caso. Varias otras conferencias fueron impartidas por los iguales en el 2016.

Los depósitos volcánicos

Las cenizas del Turrialba son de color gris claro a pardo en sus inicios (2010 - 2014), siendo cada vez más oscuras (gris) las del 2015 y 2016. Macroscópicamente, poseen un porcentaje muy alto de rocas hidrotermalizadas (> 50 %), vidrio de distintos tipos, y minerales propios de zonas hidrotermalizadas. Se observó, además, una cantidad considerable de escorias (25 - 50 %), con minerales “primarios” y secundarios, estos producto del hidrotermalismo. La capa inferior, suelen presentar azufre nativo (p.ej., niveles A1 del Grupo 2), mientras que en las cenizas superiores o más recientes, el azufre nativo no es tan evidente, aunque está presente.

Los depósitos más relevantes son los del período 2014 - 2016. La distribución de las cenizas del 31 de octubre y 01 de noviembre del 2014, muestran dentro del cráter cómo poseen

una distribución no uniforme (asimétrica) a modo de “chorros” (Fig. 4C), acompañado de balística de bloques no juveniles de hasta 0,5 m de diámetro a unos 700 m. Pero los depósitos más sobresalientes son los del 2015 - 2016. Presentan morfología de dunas, cenizas emplastadas sobre las rocas y troncos, así como acuñaamiento internos de las capas. Los depósitos poseen buzamientos altos contra obstáculos (emplastamiento), estratificación poco desarrollada, capas masivas, mientras que otros poseen una estratificación fina (1 - 5 cm de espesor), buzamientos suaves (< 10°), constituidos por lapilli fino y cenizas gruesas no consolidadas. Allí se ubicarían las muestras Tur14-4, 5 y 6w, entre otras (Figs. 5 y 6, apéndice 2).

Durante la erupción del 16 de octubre del 2015, se midieron temperaturas de > 70 °C a 40 cm de profundidad (18 de octubre) y el depósito presentaba chimeneas de desgasificación. Pero en la mayoría de los depósitos se observó como la madera y hojas de los arbustos se presentaba deshidratada pero no quemada, indicador de temperaturas inferiores a los 300 °C. Los videos de varias de las erupciones evidenciaron, en efecto, la presencia de corrientes de densidad piroclástica que se desprendían de columnas eruptivas, por lo general de baja elevación, menores a 1 km (p.ej., 31 de octubre, 2014, 23 de abril y 25 de octubre del 2015, entre muchos otros ejemplos). Las velocidades de estos flujos variaron entre 3,2 y 10 ms⁻¹ (~12 y 36 km⁻¹), mostrando una desaceleración conforme avanzaban. El tipo de depósito, su temperatura y sus velocidades son indicadores que se tratan de corrientes de densidad piroclástica diluida (oleadas), húmedas en su mayoría y quizás algunas secas (Fig. 6).

A lo largo de la vereda La Picada y por la quebrada Paredes, particularmente relacionado con la erupción del 16 de noviembre del 2015, se observaron láminas milimétricas locales de ceniza bien seleccionadas, microflujos de barro sobre las exposiciones rocosas de la quebrada Paredes, tobas vesiculadas y depósitos de cenizas adheridos a una cara de los postes y a las construcciones, sugiriendo una componente lateral. Pero los arbustos y pastizales no mostraban signos de que hubiesen sido arrasados o ligeramente volcados, ni los pobladores reportaron alguna corriente de

densidad piroclástica. Estas cenizas se presentaban también en los pisos y techos de las casas abandonadas de La Silvia, como bolitas de 1 - 3 mm de diámetro, de agregados de ceniza sin una estructura definida. Corresponden con agregados de ceniza denominados bolitas líquidas (*liquid pellets*, *sensu* Brown et al., 2011), relacionados con la evaporación de gotas de lluvia (Fig. 6). Similar proceso se presentó durante la erupción del 12 de mayo del 2016 que afectó en el flanco sur del volcán, por el sector de Los Quemados.

Resulta interesante traer a colación, que el ensayo granulométrico por la vía húmeda (ver metodología) puso al descubierto que al parecer se habían dado procesos de agregación en las cenizas del 2014, indicando que es un proceso relativamente frecuente en las erupciones freatomagmáticas estudiadas.

Como complemento, de manera presencial se observó, en varias ocasiones, que la lluvia de cenizas en la Central, por ejemplo, no fue ortogonal en su trayectoria a la superficie, sino que posee un ángulo con respecto a la vertical (medido en un caso en 35°- 40° con respecto a la vertical). Es decir, la caída de cenizas puede llegar a tener una componente lateral importante, por efectos de los vientos fuertes e incluso adherirse a obstáculos cuando está húmeda, en particular cuando la erupción ocurrió en concomitancia con precipitación pluvial.

Referente a las explosiones y a la balística, los videos de las emisiones de ceniza y su correlación con la señal sísmica explosiva, evidencian que son prácticamente simultáneos, lo que sugiere que el nivel de disrupción explosiva es somero (quizás unos 600 - 700 m). Las erupciones y los bloques eyectados a veces lo hacían en forma vertical de una de las bocas, mientras que en otras tenían un ángulo (erupciones oblicuas). Casi todos los bloques observados (~ 0,1 - 0,5 m de diámetro) hasta setiembre del 2016 fueron líticos no juveniles (frescos a hidrotermalizados).

Petrografía microscópica de las cenizas

Bajo el microscopio petrográfico, las muestras de ceniza están compuestas por una diversidad de

clastos, que se pueden agrupar como sigue (Figs. 7 y 8; cuadros 2 y 3):

Taquilita (3 - 20 vol. %): Son fragmentos subredondeados a subangulares con textura hipocrystalina-porfirítica con microfenocristales de plagioclasas (macladas, zonadas), clinopiroxenos (a veces maclados), ortopiroxenos, y rara vez olivino, en una matriz vítrea oscura debido a la presencia de óxidos de hierro emulando "opacita". A veces se presentan vesiculados (en ocasiones las vesículas rellenas de arcillas) y con algunos glomeropórfidos (px + mt). Poseen alteración parcial o incipiente a arcillas.

Sideromelana (2 - 26 vol. %): Fragmentos subangulares a subredondeados hipohialinos con microfenocristales de plagioclasas y a veces clinopiroxeno, en una matriz vítrea (vidrio café claro) con alteración parcial o incipiente a arcillas y pocos óxidos e hidróxidos de hierro. A veces se presentan como esquirlas de vidrio aplanados (*platy shards*) con inclusiones pequeñas de microlitos, frescos a algo alteradas a arcillas por la desvitrificación incipiente.

Fragmentos de lavas porfíricas (0 - 18 vol. %): Son fragmentos líticos subredondeados a subangulares de lavas preexistentes, frescos a algo alterados, de textura porfírica, en ocasiones seriada, con fenocristales idiomórficos a hipidiomórficos frescos a alterados (fantasmas) de plagioclasas (a veces zonadas y macladas), olivinos, piroxenos (principalmente clinopiroxenos, a veces maclados; raramente ortopiroxeno) y minerales opacos, en una matriz microlítica-pilotaxítica, en ocasiones alterada a arcilla o a óxidos e hidróxidos de hierro; a veces con cavidades rellenas de anhidrita y alunita.

Fragmentos de lavas muy alterados (5 - 30 vol. %): Fragmentos de rocas volcánicas subredondeados a subangulares, con texturas relictas y fantasmas de plagioclasas, clinopiroxenos y magnetita (a veces aún frescos) con un reemplazo parcial o total a arcillas, alunita, poca anhidrita relleno de cavidades, además de cuarzo de grano muy fino como relleno, y a veces óxidos e hidróxidos de hierro y pirita diseminada.

Fragmentos de rocas piroclásticas (5 - 41 vol. %): Clastos subredondeados a subangulares de rocas piroclásticas (tobas y lapillitas) preexistentes constituidos por clastos de taquilita, sideromelana

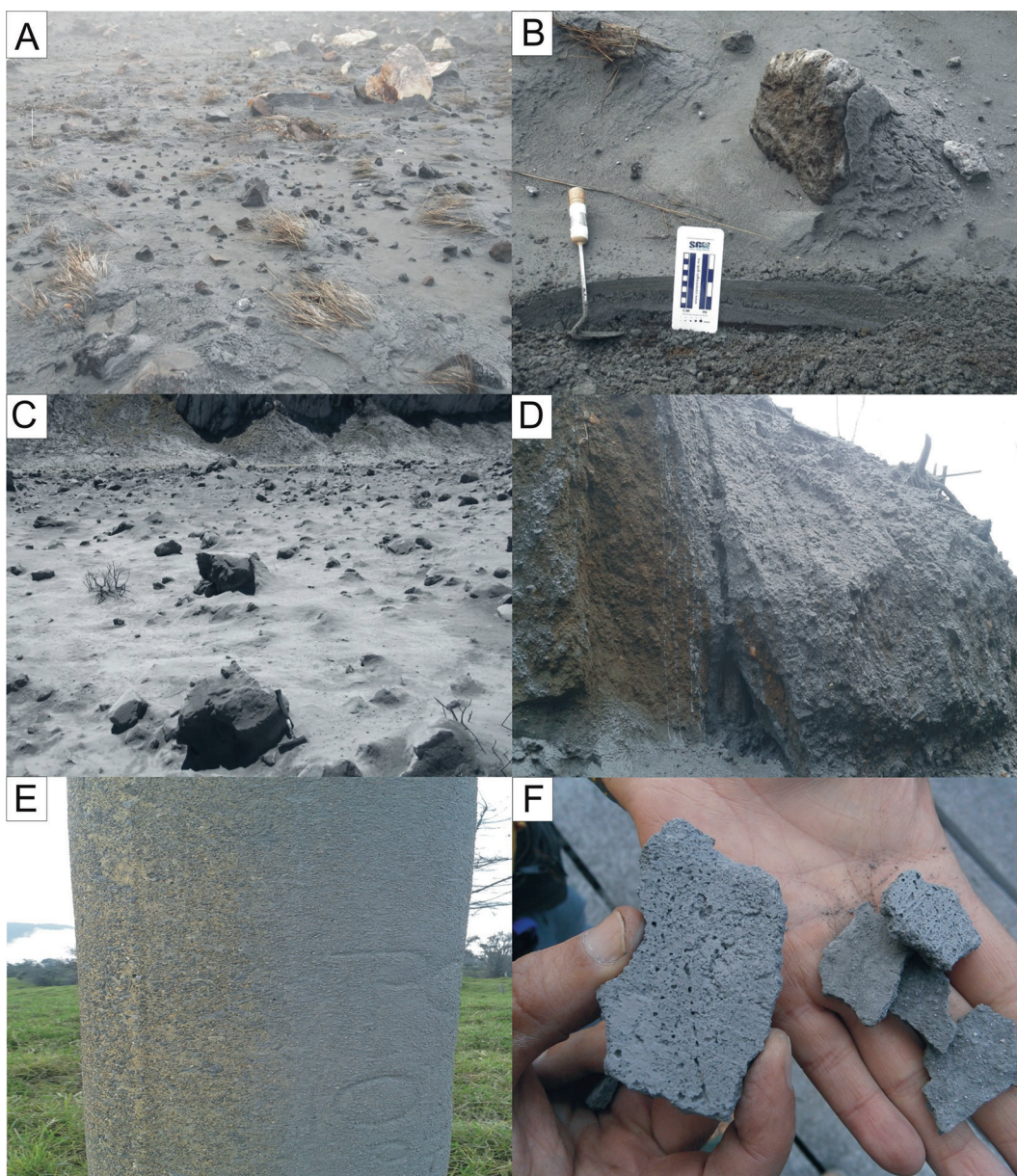


Fig. 6: A) Vegetación derribada y deshidratada por corrientes de densidad piroclástica diluidas (oleadas) direccionales (marzo del 2015). B) Bloque balístico no juvenil con “emplaste” de cenizas al ser bloqueadas durante el transporte desde oleadas piroclásticas (marzo del 2015). La dirección de la corriente es de derecha a izquierda, alejándose del cráter. Bajo el bloque se observa un conjunto de láminas de espesor variable, con laminación inclinada de bajo ángulo y lentes de ceniza gruesa. C) Campo de dunas debido a oleadas piroclásticas secas y húmedas, así como los bloques y bombas balísticos recientes (10 de abril del 2015). La dirección de la corriente es de derecha a izquierda, alejándose del cráter activo. D) Ceniza húmeda tapizando y derramada sobre la superficie de las laderas de la quebrada Paredes. E) Poste de luz por la Silvia, con bolitas líquidas (*liquid pellets*) de ceniza adosada en la cara que mira al volcán. F) Toba vesicular producto de la acumulación de bolitas de ceniza sobre el puente de la quebrada Paredes. Las fotografías D, E y F corresponden con los depósitos de la erupción del 16 de noviembre del 2015.

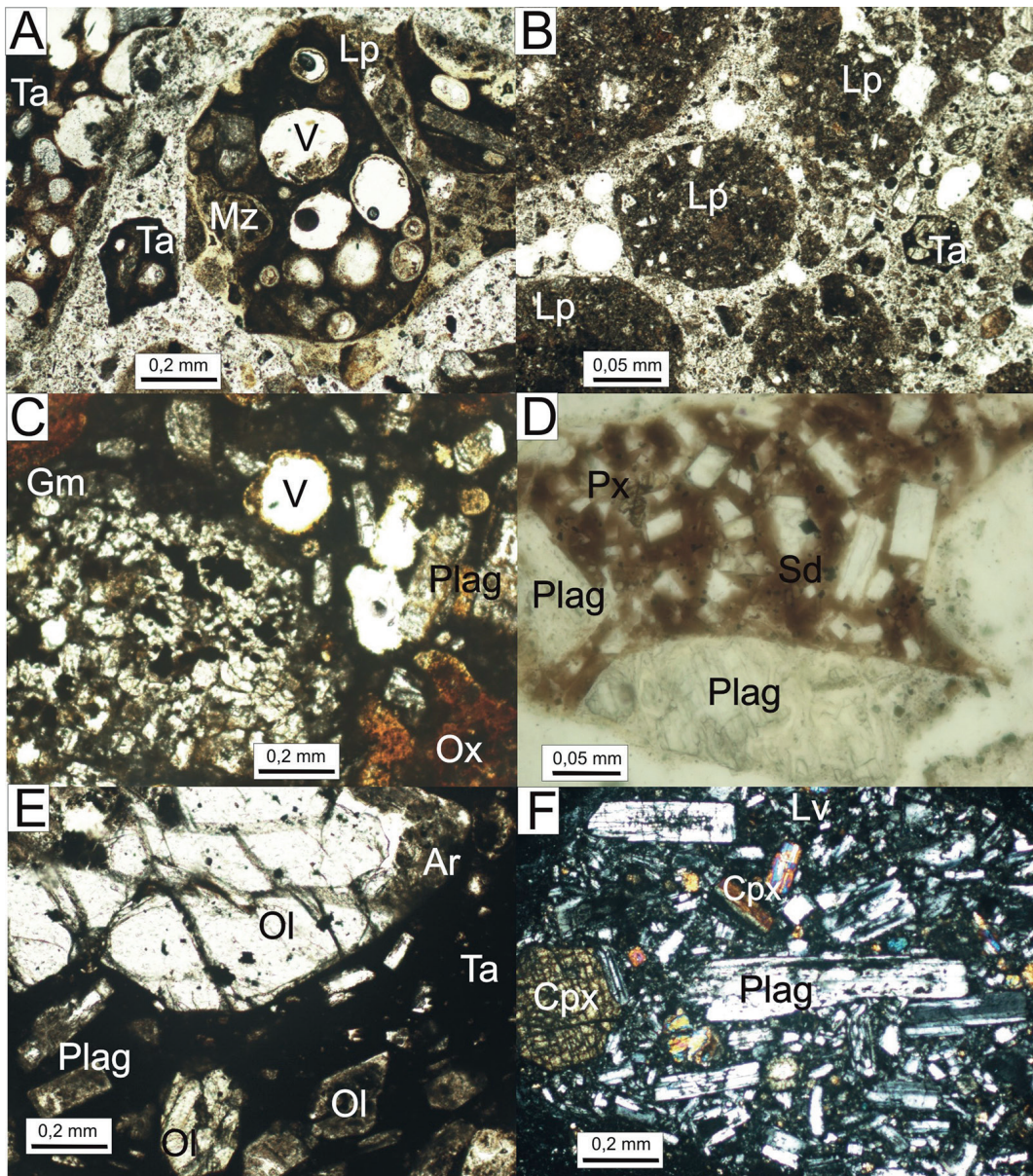


Fig. 7: Fotografías representativas de las diferentes tipos de clastos observados bajo el microscopio polarizante: A) ceniza (05A-2) rica en líticos taquiliticos y piroclásticos (microbrechas), vesiculares (V) en una matriz (Mz), B) ceniza (TU-14-1a-b) rica en fragmentos piroclásticos, C) ejemplo (05A-1) de microagregados máficos (Gm: glomeropórfido o cumulita?), D) ejemplo de sideromelana y plagioclasas alteradas y clinopiroxenos pequeños (TU-2014-10-30 AM1), E) Mesostaza (Mz) taquilitica con fenocristales de olivinos y plagioclasas, tanto frescos como alterados (05A-1), F) lítico andesita porfírica seriada (TU-2014-12-09 A1). Para abreviaciones adicionales, ver el cuadro 2a.

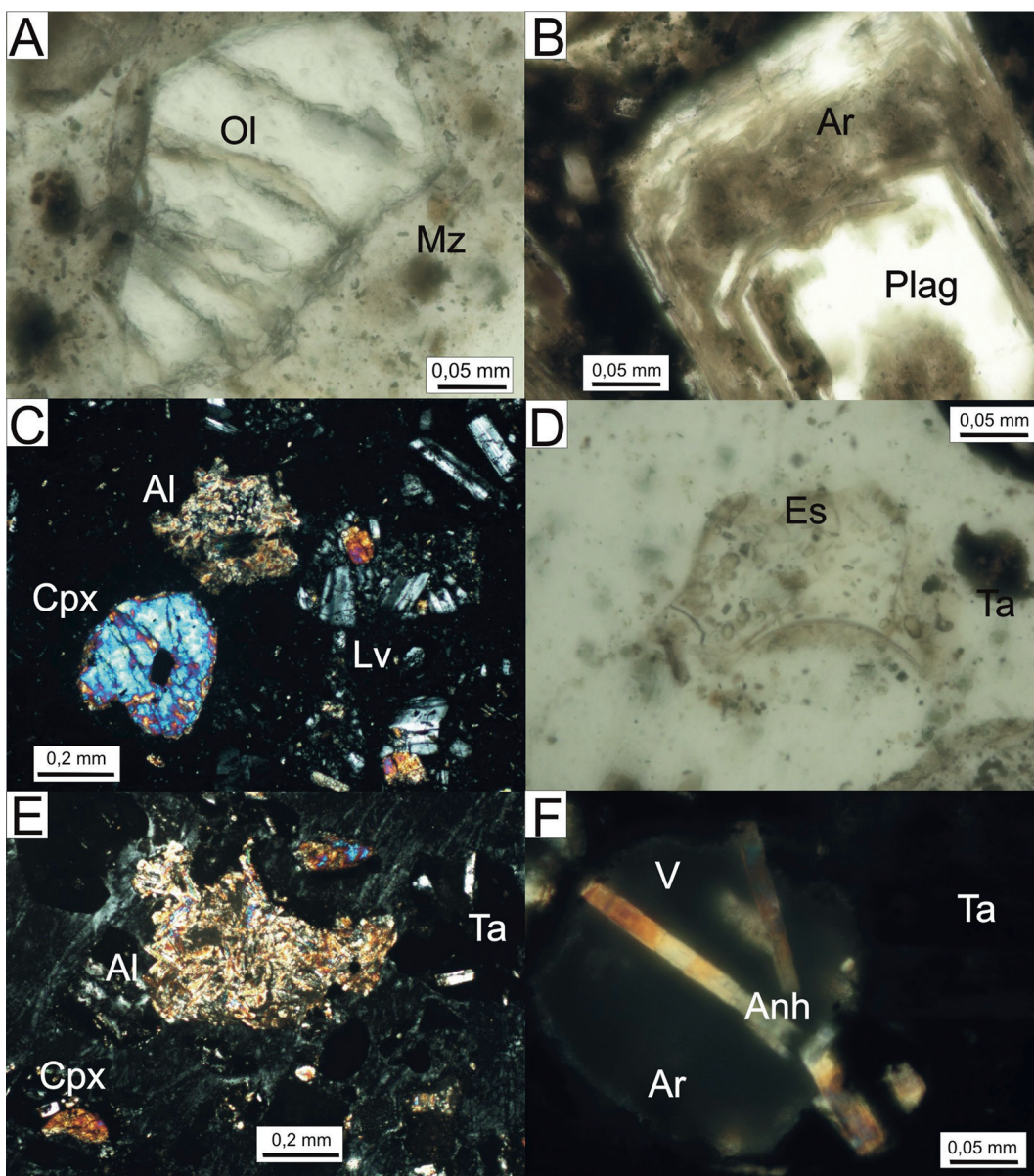


Fig. 8: Fotografías representativas de las diferentes especies minerales observadas bajo el microscopio polarizante. A) olivino sano en una matriz de ceniza fina (TU-14-1a-b), B) plagioclasa zonada y alterada a arcilla, rodeada de taquilita (TU-2014-10-30 AM1), C) alunita y clinopiroxeno (TU-12-3-15), D) esquirra de vidrio sana con inclusiones, E) oquedad rellena de alunita, rodeada de líticos taquilíticos y clinopiroxeno (TU-2014-10-30 AM1), F) vacuola con anhidrita idiomórfica y arcillas en taquilita (TU-2014-10-30 AM1). Para las abreviaciones, ver Fig. 7 y el cuadro 2a.

Cuadro 2a

Comparación petrográfica de las muestras de ceniza tomadas en diferentes emisiones de cenizas (2010 - 2013).

Componente y abreviación utilizada	Código de muestras por años		
	TU-100105 A1 (2010)	TU-120119A1 (2012)	TU-130521 A1 (2013)
Plagioclasa (Plag)	3	< 1	3
Opacos (Mt)	2	-	< 1
Clinopiroxeno (Cpx)	4	1	2
Ortopiroxeno (Opx)	1	-	1
Biotita alterada	< 1	-	1
Olivino (Ol)	-	< 1	-
Lítico piroclástico (Lp)	15	16	6
Taquilita (Ta)	11	21	20
Sideromelana (Sd)	14	11	26
Lítico porfírico (Lv)	12	16	10
Lítico alterado	8	15	10
Ceniza muy fina	17	4	1
Vidrio alterado	1	3	3
Arcillas (Ar)	10	10	12
Óxidos-hidróxidos de Fe (Ox)	1	1	1
Alunita (Al)	1	1	4
Cuarzo fino	< 1	-	-
Ø máximo (phi)	0,2	-1,24	-0,99

y lavas, a veces ricas en cristales de plagioclasas, clinopiroxenos, minerales opacos, que pueden presentarse frescos hasta con alteración fuerte a arcillas, óxidos de hierro y anhídrita, así como alunita en pequeñas oquedades y más raramente cuarzo de grano fino.

Matriz (8 - 20 vol. %): La matriz está compuesta por ceniza fina a muy fina ($\leq 0,062$ mm: 10 - 36 vol. %; 16 % como promedio). La alteración hidrotermal está presente bajo la forma de arcilla, cuarzo de grano fino, óxidos e hidróxidos de hierro, algo de alunita y anhídrita.

Cristales (3 - 13 vol. %): Cristales libres de clinopiroxenos (1 - 5 vol. %) frescos a alterados a arcillas, a veces maclados, plagioclasas frescas hasta alteradas a arcillas, a veces zonadas y macladas (1 - 5 vol. %), minerales opacos (0 - 6 vol. %), así como raramente olivino (0 - 1 %) y ortopiroxenos hipídico a xenomórficos (0 - 2 vol. %), junto con biotita alterada (0 - 1 vol. %). El azufre nativo se observa tanto en muestras de mano como bajo el microscopio binocular, pero no se contabilizó, aunque debe de estar en el rango de 1 - 5 % vol.

Cuadro 2b

Comparación petrográfica de las muestras de ceniza tomadas en diferentes períodos (2014 - 2015).

Componente	Código de muestras					
	14-6W	TUR-14-1A	30-10-14	09-12-2014	12-3-15	19-3-15
Fecha del depósito(Día/mes/año)	29-30/8/14	29-31/8/14	30/10/14	9/12/14	12/3/15	19/3/15
Plagioclasa	1	4	2	4	5	4
Opacos	2	6	1	1	1	6
Clinopiroxeno	2	1	1	2	5	1
Ortopiroxeno	-	-	-	-	2	-
Olivino	-	< 1	-	-	-	1
Lítico piroclástico	9	41	14	23	5	11
Taquilita	19	3	10	19	20	5
Sideromelana	6	2	3	5	7	5
Lítico porfírico	4	2	18	8	14	-
Lítico alterado	17	7	30	16	11	5
Ceniza fina	16	13	-	10	19	36
Esquirlas de vidrio sanas	-	-	3	-	-	-
Esquirlas alteradas	-	-	< 1	-	-	-
Arcillas	17	13	10	10	8	18
Óx-OH hierro	1	5	< 1	-	-	3
Anhidrita (Anh)	1	3	3	-	-	2
Alunita	4	-	5	2	1	3
Cuarzo fino	1	-	-	-	2	-

Las cenizas pre-2014 (i.e., 2010, 2012 y 2013, cuadro 2a), contienen abundantes fragmentos de sideromelana (11 - 26 vol. %) y cristales libres de biotita alterada (≤ 1 vol. %), con respecto a las muestras del 2014 - 2015, que poseen menor cantidad de sideromelana (2 - 7 vol. %) y nada de biotita (Cuadros 2b y 3). La biotita puede provenir de la erosión en profundidad de coladas de lava del Turrialba, tal y como la descrita por Tournon (1984), dado que no suele estar presente en las tefras prehistóricas ni históricas. La alunita es relativamente más abundante en las cenizas del 2013 - 2015 (0 - 5 vol. %; 2 vol. % como promedio) respecto a muestras del 2010 - 2012 (1 vol. %), mientras que la anhidrita está algo presente en las cenizas del 2014 - 2015 (0 - 3 vol. %).

En la fase inicial de finales de octubre e inicios de noviembre del 2014, sobresale que una de las muestras (Tur-14-1A) posee gran cantidad

de líticos piroclásticos (41 vol. % sin normalizar y > 70 vol. % normalizado), lo que podría interpretarse debido al colapso y agrandamiento del cráter activo el 29 - 30 de octubre del 2014 (Fig. 9). Las cenizas del 12 de marzo del 2015, justo el evento que causó el cierre del tránsito aéreo en el aeropuerto Internacional Juan Santamaría, son las que presentan los componentes más frescos de todas las analizadas. Así mismo, los componentes taquilíticos también son más abundantes, lo cual sugiere la presencia de un componente magmático involucrado.

No resulta fácil diferenciar en macroscopía, o bajo el microscopio binocular o polarizante cuánto porcentaje de material piroclástico es juvenil y cuánto es producto de la erosión de rocas pre-existentes sanas. En general, el componente de fragmentos preexistentes (fragmentos piroclásticos, lavas porfíricas, arcillas, minerales secundarios,

Cuadro 3

Comparación petrográfica de las muestras de ceniza tomadas en diferente posición estratigráfica: tres capas asociadas a la actividad del 2014.

Componente	Código de muestras por estratigrafía		
	05A-1	05A-2	05A-3
Nivel estratigráfico	Inferior	Medio	Superior
Posible fecha asociada	29-31/10/2014?	01/11/2014?	Noviembre/diciembre? 2014
Plagioclasa	3	2	5
Opacos	1	2	2
Clinopiroxeno	3	2	3
Lítico piroclástico	5	8	9
Taquilita	26	8	11
Sideromelana	6	7	5
Lítico porfírico	11	14	10
Lítico alterado	18	22	15
Ceniza muy fina	13	16	20
Esquirlas de vidrio sanas	1	-	2
Esquirlas alteradas	-	1	-
Arcillas	10	16	16
Óx-OH hierro	1	1	2
Anhidrita	< 1	-	-
Alunita	2	1	-
Cuarzo fino	-	-	< 1
Ø máximo (phi)	-1,52	-2,03	-2,34

minerales primarios erosionados, etc.) en las cenizas, en todos los casos supera el 37 - 82 vol. %. Por otro lado, los componentes taquilíticos y sideromelánicos (normalizados) incrementan con el tiempo (Fig. 9).

Microscopía electrónica de barrido y análisis químicos mediante sistema de energía dispersiva

Los estudios con el SEM y EDS evidenciaron que, las cenizas cargadas de piroclastos preexistentes, poseían también granos de vidrio fresco en forma de bloques con caras bien definidas y escalonadas, algunas veces con patrones de fracturas en la superficie, indicador de una rápida contracción, así como bloques poco vesiculados con vesículas redondeadas. Muchas de estas partículas vitro-

clásticas frescas, poseen grietas de enfriamiento (hidratación), superficies hidratadas y partículas adheridas (*blocky grains with hydrated surface, hydration cracks*), y bloques angulares frescos con pocas vesículas y más o menos equigranulares (Fig. 10). Mediante EDS se determinó que muchos granos de ceniza muy fina con forma de bloques, no solo posee una forma fresca, sino que sus superficies son geoquímicamente sanas. Todo lo anterior es evidencia de la fragmentación frágil del magma durante erupciones freatomagmáticas (= partículas activas *sensu* Büttner et al., 2002). Los granos de ceniza con forma de bloques poco vesiculados sugieren que la formación de los procesos de exsolución de gases y burbujas de gas estaban activos durante las erupciones, pero en gran medida fueron inhibidos (cf. Büttner et al., 1999, 2002, y referencias allí citadas), pero en un estadio incipiente.

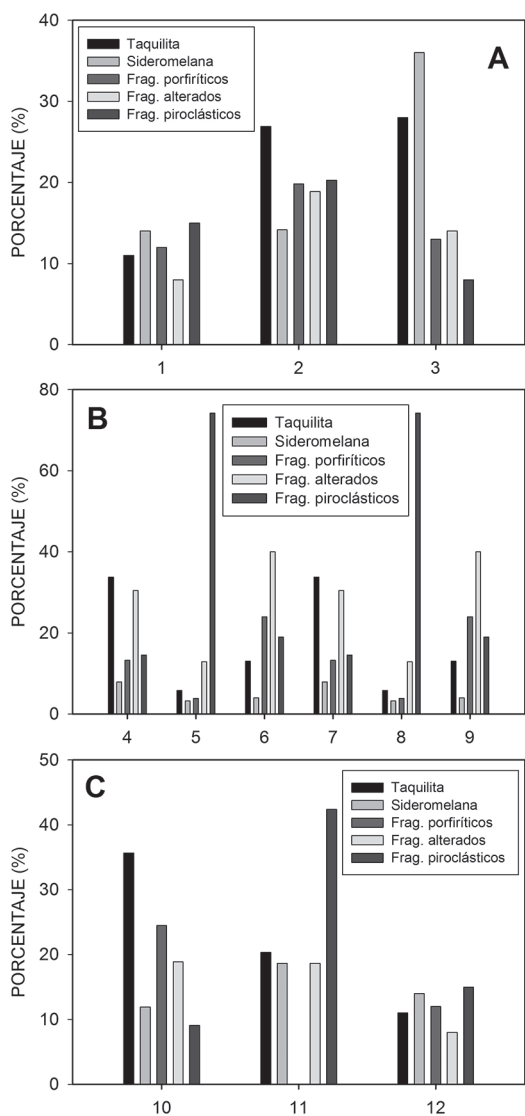


Fig. 9: Porcentaje normalizado de los componentes de las cenizas del Turrialba en orden cronológico de izquierda a derecha. A) Cenizas del 2010 (1: TU-100105A1), 2012 (2: TU-120119A1) y 2013 (3: TU-130521A1), B) Cenizas inicios de noviembre del 2014 a marzo del 2015 (4: 14-6W, 5: TU-14-1a, 6: TU-2014-10-30AM1, 7: TU-2014-12-09, 8: TU-12-3-15, 9: TU-19-3-15). C) Capas de cenizas de finales del 2014 en posición de abajo para arriba (10: 05A-1, 11: 05A-2, 05A-3). Para detalles, ver el texto y apéndice 2.

También se observaron fragmentos con fusión de los bordes por temperaturas elevadas. Tal y como lo expone Fournier (1999), a temperaturas superiores a los 400 - 600 °C, los piroclastos están en una fase metaestable entre un comportamiento frágil a plástico. Estas temperaturas están presentes en las bocas activas del Turrialba. Otros granos de cenizas presentan redondeamiento por transporte (abrasión mecánica), así como la presencia de cristales y vidrios, además de gran cantidad de fragmentos de rocas, desde sanos hasta con diferentes grados de alteración hidrotermal.

La muestra de ceniza de enero del 2010, presenta 1 - 2 % vitroclastos juveniles, con forma de bloque y pobremente vesiculados, algunos con grietas de hidratación, así como partículas adheridas o pátinas ligeras, pero con signos claros de corresponder con cenizas juveniles, tal y como se ha observado en otros lugares (ver p.ej., Dellino & La Volpe, 1996). Los vitroclastos con algo de pátina muestran un primer decrecimiento en el contenido de Na, indicador normal de una alteración incipiente (primer elemento en desaparecer durante la interacción magma/agua. En cambio el resto de los líticos, presentan un déficit de elementos tales como Na, Ca, Fe y Mg, que tienden a desaparecer debido a fluidos corrosivos y a que estuvieron expuestos por un largo tiempo a los procesos diagenéticos, alteración hidrotermal y acción meteórica, incluyendo la saturación pos-eruptiva de las tefras por agua de lluvia y subterránea. Esta tendencia es la esperable en el proceso de hidratación (similar a la palagonitización) de los vitroclastos.

La muestra del 18 de enero del 2012, presenta un mayor contenido de juveniles entre 5 y 7 vol. % (Cuadro 4) pobremente vesiculados, tanto con pátina como con grietas de hidratación. La muestra del 2 de marzo del 2013, incrementa su contenido de juveniles a 15 - 18 vol. %, presentando las mismas características: vitroclastos juveniles pobremente vesiculados y con grietas de hidratación.

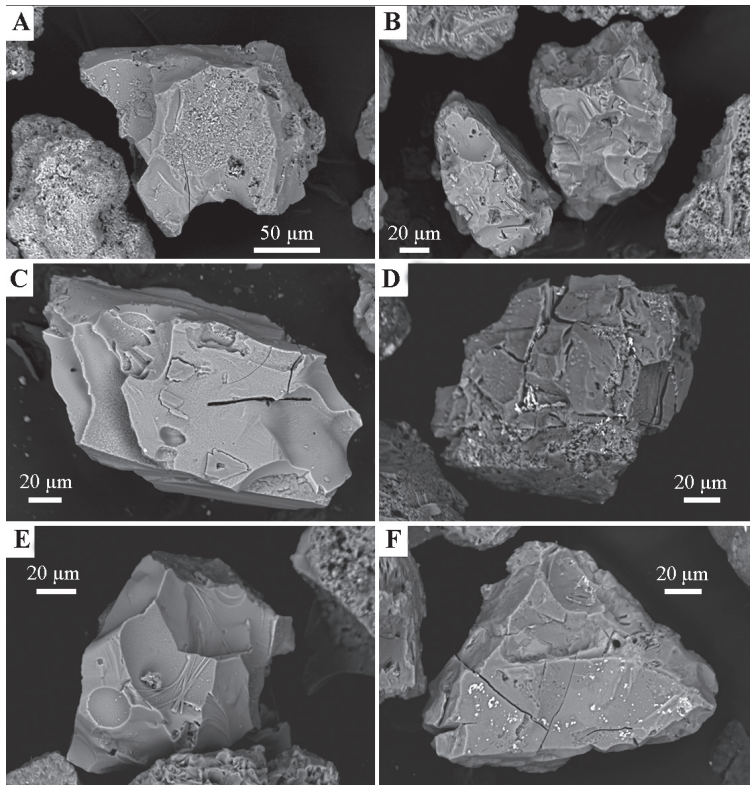


Fig. 10: Vista de los granos de ceniza en el SEM y detalles de las grietas de hidratación y superficies hidratadas en las cenizas recolectadas en diferentes fechas del 2015.

Difractometría de rayos X de las cenizas

La plagioclasa sódica (albita) es ubicua y podría tener un origen primario o hidrotermal (Cuadro 5). Dentro de los minerales “primarios” (ya sean juveniles y erosionados), expulsados debido a la fragmentación de rocas volcánicas, se registran: plagioclasas, de tipo cálcica (anortita) hasta sódica (albita), clinopiroxeno (augita), ortopiroxenos (enstatita y clinoenstatita), cristobalita beta (en algunas muestras), tridimita (algunas muestras), magnetita y, raramente, magnesio-riebeckita. La magnesio-riebeckita (presente solo en la muestra analizada en la UCR) no es un mineral presente en las rocas del frente volcánico

cuaternario; más bien debe de corresponder con un componente de una roca ígnea alcalina del Plioceno (p.ej., sienita rica en sodio), presentes en el basamento del Turrialba.

Los minerales de origen hidrotermal son muy frecuentes y se encuentran en todas las muestras: sulfatos de calcio (anhidrita, yeso y posiblemente bassanita en la disolución), de magnesio (hexahidrita) y de potasio y aluminio (alunita); óxidos de sílice (cristobalita y más raramente tridimita), sulfuros (pirita); además de filosilicatos del tipo arcillas (montmorillonita, haloisita y alófana) presentes en varias de las muestras, al igual que las zeolitas (heulandita). No se detectó cuarzo ni tridimita en las muestras

Cuadro 4

Contenido aproximado de ceniza fresca y ceniza juvenil en los depósitos volcánicos por año. Se observa como contenido de la ceniza juvenil suele ser mayor en la fracción fina con respecto al estimado como ceniza fresca en una fracción ligeramente mayor en tamaño.

Año de la ceniza	2010	2012	2013	2014	2015	2016
Ceniza fresca % (1 - 2 Φ)	5 - 6	6 - 7	11 - 12	5 - 9	7 - 20	8 - 25
% vidrio juvenil (~ 3,5 Φ)	1 - 2	5 - 7	15 - 18	12 - 15	12 - 15	-

pre-2016, contrariamente a lo reportado estudios preliminares de las mismas muestras (i.e. Chinchilla et al., 2015), pero sí se detectó tridimita en las muestras de mayo del 2016.

La alunita se origina por la acción de aguas sulfúricas en ambientes magmáticos cargados de SO_2 y H_2S sobre arcillas ricas en potasio. La anhidrita precipita en ambientes de temperatura alta (> 300 °C) al enfriarse los fluidos hidrotermales. Al contacto con agua, se transforma en yeso, el cual a los 190 °C puede perder toda el agua nuevamente (Díaz, 1976; Thompson & Thompson, 1996). La bassanita es otro tipo de sulfato de calcio hidratado ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ o $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), al parecer presente en la solución por lo que, en el caso de estar presente, es metaestable. Contrario a los ambientes evaporíticos (i.e., Van Driessche et al., 2012), en el presente caso la bassanita se pudo originar cuando el yeso se calentó y perdió agua, por lo que se convierte primero en sulfato de calcio hemihidratado (bassanita) y después en un sulfato de calcio anhidro (anhidrita). Dicha transformación se puede explicar fácilmente dada la presencia de fumarolas de temperatura alta y la inyección somera de magma, que pueden transformar minerales hidratados en anhidros.

El azufre se observó tanto en muestras de mano como con el microscopio binocular, mientras que la alófana fue identificada por la prueba de NaF en algunas muestras. La presencia de alófana puede deberse a contaminación con suelos volcánicos a la hora de tomar la muestra o como resultado de la erosión de cenizas preexistentes dentro del cráter. Se detectó como muy leve en las muestras Tur14-1a y b; leve en las Tur 201410.30AM1 y Tu12-3-15.

Los estudios mediante un equipo de difracción de rayos X (XRD) de dos muestras de suelos hidrotermalizados en el cráter del Turrialba tomadas

en el 2013 (Beckerman et al., 2015; Black et al., 2015) indican la presencia de varios de los minerales previamente citados (p.ej., yeso, alunita, azufre, sílice amorfo e hidratado y montmorillonita), y de algunos otros no identificados en el presente estudio (p.ej., natroalunita rica en hierro y jarosita). La jarosita se forma por la oxidación de sulfuros de hierro (i.e. pirita) asociados a ambientes hidrotermales ácidos (pH < 6), común en el Turrialba.

La mayoría de estos minerales secundarios son derivados del sistema hidrotermal profundo (< 2 km? de profundidad) y superficial (campo de fumarolas) del Turrialba.

ANÁLISIS DE LA GRANULOMETRÍA Y FRAGMENTACIÓN SECUENCIAL DE LAS CENIZAS

Análisis granulométrico usando distribución log normal

En el presente apartado se incluye un análisis más convencional de las muestras utilizando los parámetros de Folk (1966). Las muestras se dividieron en dos grupos. El Grupo 1 consisten en doce (12) muestras tomadas dentro de las primeras 48 horas, por lo que ofrece la inusual oportunidad de explorar si el SFT puede poner en evidencia aspectos muy específicos al proceso eruptivo (Cuadros 6 y 7). El segundo grupo (Grupo 2, 17 muestras) fue recolectado de conjuntos de láminas y capas de los eventos eruptivos del 2014 e inicios del 2015, varias semanas después de la actividad con emisión de cenizas. Estas capas pueden representar la suma de material piroclástico depositado durante varios pulsos y/o fases eruptivas. Las capas de piroclastos en la

Cuadro 5

Minerales identificados en la fracción fina de las cenizas mediante difracción de rayos X.

Minerales identificados		Muestras	
		Cenizas pre-2014* (Beckerman et al., 2015; Black et al., 2015)	Cenizas 2014-2016 (presente trabajo)
Tipo			
Primarios			
	Albita	-	XXX
	Clinopiroxeno	-	XXX
	Ortopiroxeno	-	XX
	Anortita	-	XXX
	Cristobalita	-	XX
	Tridimita	-	XX
	Magnetita	XX	XXX
Secundarios			
Filosilicatos	Montmorillonita	XXX	XXX
	Haloisita		XX
Sulfatos	Alunita	XX	XX
	Anhidrita	XX	XX
	Yeso	XX	XX
	Bassanita?***	-	X
Sulfuro	Jarosita	X	-
	Pirita	-	XX
Zeolita	Heulandita	XX	XX
	Natoalunita	X	-
Óxido	Hematita	-	-
Mineral nativo	Azufre	XXX	XXX
Mat. Amorfo	No identificado	XX	XXX
Sílice amorfo	Cuarzo	XX	X
Parte soluble			
Sulfatos	CaSO ₄ (H ₂ O) ₂		XXX
	CaSO ₄ (H ₂ O) _{0.87}		X
	Hexahidrita	XX	XX
	Bassanita?***	XX	XX
Prueba con NAF			
Filosilicato	Alófana	-	XX

XXX: Presente en todas las muestras

XX: No presente en todas las muestras

X: Casual o raro

-: No reportado o analizado

*Muestra recolectada en noviembre del 2013

**En el presente trabajo se escribe bassanita con doble ese como en inglés, para diferenciar este mineral de otros términos homónimos (homógrafa) en español, pero que generan confusión como basanita (jaspe negro o lidita), o una obsidiana llamada de igual modo, o bien, el término más conocido por la comunidad geológica asociado a la roca volcánica básica alcalina.

Cuadro 6

Resultados de un primer análisis suponiendo que la envolvente de las granulometrías se acerca a una distribución log-normal. El grado de selección se asignó según Cas & Wright (1987). Ole-ca: oleada modificada por caída y viceversa. MB: muy buena, B: buena y P: pobre. Plati: platicúrtica, Meso: mesocúrtica, Lepto: leptocúrtica.

Muestra	Depósito asociado	Mediana	Desviación estándar Folk	Grado de selección	Asimetría	Curtosis	Clase	Residuo
Tur14-1a	Caída	1,25	1,87	B	-0,17	0,69	Plati	8,8 %
Tur14-1b	Caída	2,55	0,92	MB	-0,05	0,81	Plati	9,35 %
Tur14-2	Ole	1,45	1,25	B	0,06	0,98	Meso	6,66 %
Tur14-3	Ole	1,15	1,43	B	-0,28	1,25	Lepto	4,49 %
Tur14-4	Ole	2,15	1,23	B	-0,08	0,84	Plati	9,69 %
Tur14-5	Ole-ca	2,0	1,09	B	0,07	0,88	Plati	6,46 %
Tur14-6w	Ole-ca	0,05	1,83	B	0,03	0,98	Meso	3,26 %
Tur14-7	Ole-ca	2,45	1,09	B	-0,11	0,90	Plati	12,82 %
Tur19-3-15	Caída	3,37	0,51	MB	-0,25	1,1	Meso	21,40 %
Tur12-3-15-1	Caída	2,86	0,59	MB	0,2	0,81	Plati	8,85 %
Tur12-3-15-3	Caída	2,54	0,55	MB	0,25	1,06	Meso	4,31 %
10-30-AM1	Ole-ca	1,16	1,6	B	-0,08	0,96	Meso	5,28 %
12-09A1	Ole-ca	1,26	2,23	P	-0,28	0,69	Plati	10,35 %
Tur12-3-15-2	Ole	1,7	1,05	B	0,07	0,95	Meso	7,96 %

parte proximal fueron interpretadas como depósitos de oleadas piroclásticas (secas y húmedas) con forma de dunas, bloques balísticos, interestratificadas con cenizas de caída, mientras que a mayores distancias, prevalecen los depósitos de cenizas de caída. Los depósitos suelen tener selección buena a muy buena.

Grupo 1

Los resultados del análisis de las granulometrías como una distribución log-normal se resumen en el cuadro 6. Aunque el método SFT fue

explicado al inicio, y será tratado más adelante, en el cuadro 6 también se ha incluido el valor porcentual del residuo, que es una medida de cuánto se acerca el modelo teórico generado con ayuda del SFT a los valores experimentales obtenidos en el campo. Los parámetros estadísticos según Folk reportados en el Cuadro 6, así como los que se citan posteriormente, fueron obtenidos utilizando el programa SFT (Wohletz, 2007).

En dicho cuadro se observa que la mayoría de las curvas granulométricas de las cenizas son platicúrticas, con oblicuidad o asimetría (*skewness*) negativa, es decir, presentan un reducido grado de concentración alrededor de los valores

Cuadro 7

Valores de dispersión (Disp) y porcentaje en peso (%) de cada una de las subpoblaciones detectadas por SFT. Las muestras fueron agrupadas según la localización. Los porcentajes en peso están normalizados a la unidad.

Muestra	Moda	Disp1	% 1	Disp2	%2	Disp3	% 3	Disp4	% 4
Tur14-1a	-1,01			-0,72	0,44				
Tur14-1a	1,68					-0,54	0,31		
Tur14-1a	3,16							-0,57	0,25
Tur14-1b	1,84					-0,63	0,56		
Tur14-1b	3,24							-0,49	0,44
Tur14-2	1,32					-0,84	0,95		
Tur14-2	3,35							0,01	0,05
Tur14-3	-2,60	-0,09	0,03						
Tur14-3	-0,30			-0,88	0,33				
Tur14-3	1,41					-0,64	0,63		
Tur14-4	1,60					-0,84	0,73		
Tur14-4	3,25							-0,44	0,27
Tur14-5	1,57					-0,74	0,72		
Tur14-5	3,13							-0,59	0,28
Tur14-6w	-3,49	-0,4	0,04						
Tur14-6w	-0,75			-0,87	0,63				
Tur14-6w	1,4					-0,75	0,28		
Tur14-6w	3,41							-0,21	0,05
Tur14-7	0,5			-0,5	0,07				
Tur14-7	2,19					-0,80	0,72		
Tur14-7	3,25							-0,37	0,22
Tur19-3-15	3,33							-0,44	1
Tur12-3-15-1	2,67							-0,57	1
Tur12-3-15-2	1,62					-0,83	1		
Tur12-3-15-3	2,54							-0,48	1
10-30-AM1	-2,63	0,01	0,02						
10-30-AM1	0,06			-0,86	0,5				
10-30-AM1	1,81					-0,77	0,43		
10-30-AM1	3,34							0,01	0,06
12-09A1	-2,12	-0,73	0,35						
12-09A1	1,73					-0,81	0,54		
12-09A1	3,28							-0,35	0,11

centrales de la variable. Dicho de otra manera, existe un sesgo en la curva que indica que los gruesos sobrepasan a los finos. Unas pocas muestras son mesocúrticas. La muestra Tur14-3 tiene asociada un residuo alto y es la única leptocúrtica o curva angulosa (un elevado grado de concentración alrededor de los valores centrales de la variable) y con la mayor asimetría negativa.

El gráfico de la desviación estándar versus el promedio (según Folk, 1966), muestra una relación lineal inversa (Fig. 11). Dos muestras del Turrialba, recolectadas en el mismo sitio, son platicúrticas, pero con asimetrías de signo opuesto (Tur14-4 y Tur14-5: -0,08 y 0,07, respectivamente), por lo que se diferencian en el contenido de finos. Ello pudo deberse a que fueron producto de oleadas piroclásticas. En efecto, la mayoría de los depósitos de oleadas poseen una curva con cierta bimodalidad no bien desarrollada (apéndice 3, ver repositorio electrónico), en donde sobresale una curva y apenas se manifiesta una ligera segunda curva inmersa.

La muestra de cenizas recolectada a unos 600 m NE del cráter activo (Tur14-2) es mesocúrtica, al igual la granulometría de la ceniza y lapilli recolectados muy cerca del cráter activo el 31 de octubre del 2014 (Tur14-6w).

Dos muestras de ceniza fueron recolectadas en sitios muy cercanos; una en la superficie acanalada de un tronco caído, a medio metro de altura, la otra sobre las hojas de un plantío de papas (Tur14-1a con una masa: 207,25 g y Tur14-1b: 37,6 g, respectivamente). Ambas resultaron platicúrticas, con oblicuidad o asimetría (skewness) negativa, es decir, presentan un reducido grado de concentración alrededor de los valores centrales de la variable. Sin embargo, una de ellas (Tur14-1a) posee una selección regular a buena y es marcadamente bimodal, con respecto a la muestra que se recolectó sobre el cultivo. Con mucha probabilidad, la muestra recolectada en la oquedad (Tur14-1a), representa la suma de eventos acaecidos entre el 29 de octubre hasta el amanecer del 1 de noviembre, mientras que la muestra sobre las hojas de papa (Tur14-1b), representan únicamente el último evento, dado que las lluvias debieron de haber lavado las cenizas previas. Por otro lado, no se puede excluir cierto grado de contaminación

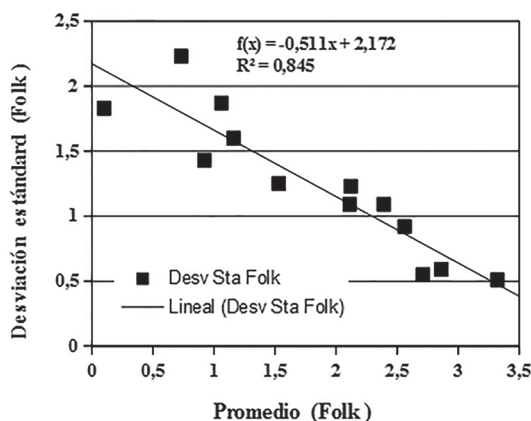


Fig. 11: Relación de la desviación estándar con el promedio, calculados según Folk (1966).

mínima, dado que ambas muestras reportaron contenidos muy leves de alófana. Algo similar se observó en la muestra recolectada en la quebrada Paredes, donde la aparente polimodalidad de la curva (muestra Tu14-7, apéndice 3, repositorio electrónico) sugiere una serie de procesos complejos, donde no se puede descartar cierto grado de retrabajo debido a las lluvias.

Otras muestras de ceniza de caída presentan granulometrías fuertemente afectadas por procesos de transporte eólico con buena selección (desviación estándar) y valores de asimetría positivos, típicos de depósitos de caída. Una de ellas fue recolectada en el estacionamiento del mirador del volcán, justo al momento de una pequeña explosión (Tur19-3-15), y las otras fueron recolectadas a un par de decenas de kilómetros de la fuente, correspondiendo con cenizas distales (Pavas y Santo Domingo de Heredia, Tur12-3-15-1 y Tur12-3-15-3, respectivamente).

Análisis granulométrico mediante SFT

Los depósitos piroclásticos proximales son en su mayoría originados por oleadas piroclásticas (secas y húmedas) con forma de dunas, acompañadas por bloques balísticos y cenizas de caída; mientras que los depósitos que alcanzaron mayores distancias corresponden con cenizas de caída y suelen tener una selección de buena a muy buena.

Grupo 1

Dado el carácter polimodal de las granulometrías, las muestras también se analizaron por medio del método SFT (Cuadro 7).

La correcta asignación de las distribuciones de Weibull a cada una de las subpoblaciones puede observarse en las relaciones lineales mostradas en la Fig. 12, y los valores respectivos mostrados en el cuadro 8.

La pendiente positiva asociada a la subpoblación 1 se debe a que está compuesta por 3 muestras: dos con dispersión negativa, pero mayor a $-0,5$, y una con dispersión positiva, a la que no puede asociarse una recta por ser solo un dato.

La similitud de las pendientes e intercepto de las rectas asociadas a los procesos 3 y 4 (Fig. 12, Cuadro 8), ambas asociadas a mecanismos de fragmentaciones anti-persistentes, sugiere la posibilidad de que las distribuciones de Weibull asociadas a ellas podrían asociarse a una sola subpoblación con una pendiente intermedia. Sin embargo, el R^2 de esa hipotética nueva subpoblación es sensiblemente menor al de 0,96 de las subpoblaciones originales, indicando que son en realidad dos procesos diferentes. Siguiendo las observaciones de Wohletz (2001), la diferencia podría ser causada por un jet eruptivo altamente inestable, que fluctúa entre un régimen completamente laminar y uno completamente turbulento, lo que solo permite establecer el factor de arrastre (*entrainment factor*) de manera local (Carazzo et al., 2006). El aumento en el valor de la dispersión refleja entonces una mayor evolución, es decir, un aumento en la comunicación causado por el mecanismo de fragmentación.

Como se observa en la Fig. 13, las subpoblaciones 2, 3 y 4 tienen carácter anti-persistente, quizá producto de retrabajo de escorias antiguas como las de la erupción del 1864 - 1866. Las 9 distribuciones de Weibull persistentes (dispersión mayor a $-0,5$) asociadas a la subpoblación 5, pueden deberse a una fragmentación freatomagmática, como se puede esperar por su tamaño. Las 2 distribuciones de Weibull asociadas a la subpoblación 1 con modas entre -2Φ y -4Φ , ambas de carácter persistente, pueden deberse a fragmentaciones por corrosión por esfuerzos. Las tres distribuciones de Weibull

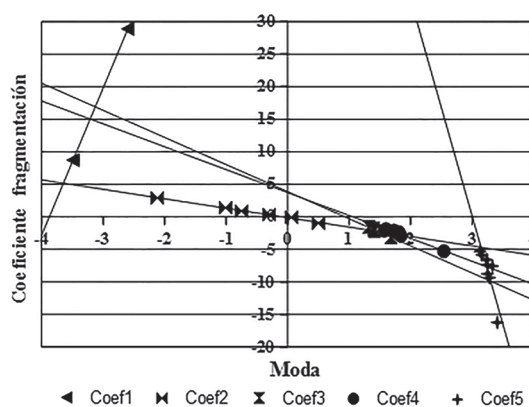


Fig. 12: Las 5 subpoblaciones diferentes del Grupo 1, evidenciadas por sendas relaciones lineales

con carácter anti-persistente, asociadas a la subpoblación 5, pueden haber sido causadas por la eyección de finos previamente fragmentados.

La importancia relativa de cada una de las distribuciones de Weibull del Grupo 1 puede medirse por el % en peso asociado a cada una de ellas, según se muestra en la Fig. 13.

Las granulometrías de las muestras Tur14-1a (207,25 g) y Tur14-1b (37,6 g) recolectadas a pocos metros una de la otra, se diferencian en que la muestra Tur14-1a tiene un % en peso importante en el ámbito -3Φ a 0Φ , en tanto que la Tur14-1b no tiene material en ese ámbito. Sin embargo, la relación entre los % en peso de las modas $\approx 1,7\Phi$ y $\approx 3,2\Phi$, son prácticamente iguales. Desde el punto de vista del SFT muestran otra diferencia: la subpoblación con moda $\approx 3,2\Phi$ de la primera está asociada a un proceso de fragmentación anti-persistente (dispersión $-0,57$, que representa el 25

Cuadro 8

Valores de la pendiente, intercepto y R^2 de cada uno de las subpoblaciones mostradas en la Fig. 12.

Subpoblación	Pendiente	Intercepto	R^2
1	22,66	87,79	1
2	-1,45	-0,14	0,99
3	-3,521	3,721	0,966
4	-4,17	3,87	0,96
5	-33,27	99,93	0,73
3 y 4	-2,796	2,153	0,862

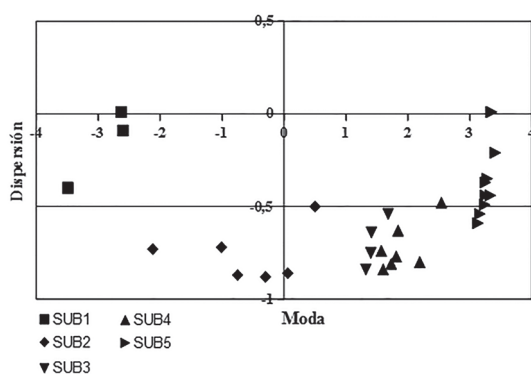


Fig. 13: Distribución de la dispersión asociada a cada una de las subpoblaciones.

% en peso del total), en tanto la de la segunda, a un mecanismo de fragmentación persistente (dispersión -0,49, que representa el 44 % en peso del total). Si ambas muestras son parte de un mismo evento, la Tur14-1b se debió de producir en presencia de una fuente más importante de agua externa, que al disminuir su aporte, dio origen a un proceso anti-persistente, cuyo valor límite de dispersión -0,5 representa el punto en que la eficiencia de fragmentación fue máxima. Ello corresponde a la razón R_0 de conversión mecánica, entendida como el porcentaje de energía térmica inicial que se convierte en energía mecánica. Así, el ámbito en que $R < R_0$ corresponde a una fragmentación freatomagmática sometida a un efecto retardador, donde la eficiencia va disminuyendo conforme el agua disponible disminuye (caso de la muestra Tur 14-1a), en tanto que para $R < R_0$ la eficiencia aumenta al disminuir el agua disponible.

Otra observación interesante es la aparición de algunos casos con una dispersión positiva cercana a 0,01 (Fig. 13). Brenes & Alvarado (2013) asociaron estos valores a que las vesículas en la roca quedan expuestas al sufrir una fragmentación, promoviendo que las vesículas a su vez se rompan, dando lugar a un proceso más explosivo, denominado fragmentación secundaria (Kaminski & Jaupart, 1998).

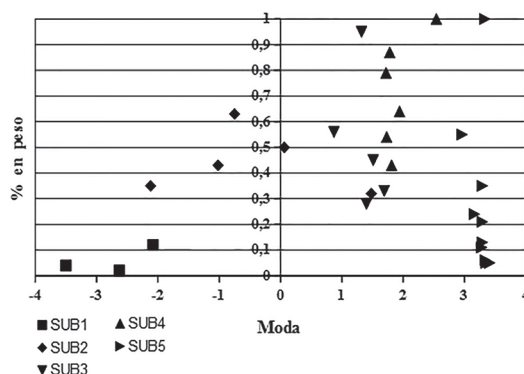


Fig. 14: Porcentaje en peso de cada subpoblación. Nótese que los diferentes procesos se agrupan naturalmente en ámbitos de moda definidos.

Grupo 2

Los datos primarios para las muestras del Grupo 2 (17 muestras), obtenidas a partir de la aplicación del SFT, se muestran en el Cuadro 9.

Las 6 subpoblaciones asociadas al Grupo 2, evidenciadas por las relaciones lineales respectivas, pueden observarse en la Fig. 15, y en el cuadro 10.

Las modas de las distribuciones de Weibull asociadas a las subpoblaciones 1 y 2 están muy poco dispersas, lo que genera pendientes altas. Las distribuciones de Weibull asociadas a las subpoblaciones 3, 4 y 5, por el contrario, aunque con modas muy dispersas, generan pendientes muy parecidas.

En la Fig. 16, al igual que se nota en la Fig. 13, se distinguen 4 grupos de distribuciones de Weibull: a) uno compuesto básicamente por las asociadas a las subpoblaciones 3, 4 y 5 todas con dispersiones menores a -0,5, con carácter anti-persistente; b) otro compuesto básicamente por las distribuciones de Weibull asociadas a las subpoblaciones 1 y 2, con dispersiones mayores a -0,5 (con excepción de 3 casos en que la dispersión es mayor pero muy cerca de -0,5) de carácter persistente, quizá producto de fragmentaciones por corrosión por esfuerzos; c) un grupo de distribuciones de Weibull asociadas a la subpoblación

Cuadro 9

Valores de la moda y dispersión de muestras del Grupo 2, evaluadas según el SFT.

Muestra	Moda1	Disp1	Moda2	Disp2	Moda3	Disp3	Moda4	Disp4	Moda5	Disp5	Moda6	Disp6
10A1	-4,61	-0,18			-1	-0,9			1,63	-0,72	3,34	-0,3
04A1	-4,51	-0,4			-1,13	-0,9			1,86	-0,84	3,3	0,01
07A1	-4,47	-0,44			-1,9	-0,92			1,24	-0,8		
10A2	-4,41	-0,54			-1,34	-0,86			1,7	-0,79	3,36	-0,27
05A3	-4,37	-0,57			-0,82	-0,93			1,65	-0,73	2,99	-0,66
05A2	-3,57	-0,76					0,1	-0,92	1,69	-0,69	3,35	-0,26
05A1			-3,53	-0,36	-1,06	-0,67			1,54	-0,81	3,35	0,01
06A3			-3,52	-0,4	-0,67	-0,76			1,65	-0,84		
02A1			-3,43	-0,49	-0,8	-0,81	0,5	-0,86	1,67	-0,8		
13A1			-3,4	-0,53	-1,37	-0,85			1,71	-0,82	3,33	0,02
04A2					-2,57	-0,3	-0,04	-0,66	1,8	-0,81	3,27	-0,34
07A3					-2,45	-0,92			1,62	-0,85		
07A2					-1,21	-0,88			1,51	-0,79	3,3	-0,23
11A					-0,52	-0,8			1,4	-0,7	3,29	-0,4
01A					-0,14	-0,56	1,04	-0,36	2,37	-0,73	3,3	-0,33
02A2							0,41	-0,77	2,4	-0,58	3,84	-0,69
03A2							0,71	-0,85	1,85	-0,6	3,07	-0,61

6 con carácter persistente, posiblemente producto de fragmentaciones freatomagmáticas como es de esperarse para este tamaño; d) y por último 3 distribuciones de Weibull asociadas a la subpoblación 6 con carácter anti-persistente, quizá producto de la eyección de material previamente fragmentado del tipo freatomagmático.

La Fig. 16 muestra el gráfico de % en peso versus moda. Se observa que las distribuciones de Weibull asociadas a las subpoblaciones 1, 2 y 6 tienen modas en ámbitos muy estrechos. Aunque no tan restringidos, los ámbitos de las modas de las distribuciones de Weibull asociadas a las subpoblaciones 4 y 5 también están bien definidas. La distribución asociada a la subpoblación 3, sin embargo, muestran un comportamiento muy peculiar: el % en peso aumenta linealmente conforme el tamaño se reduce en el ámbito $-3,5 \Phi$ a -1Φ , a partir del cual el tanto por ciento (%) en peso

disminuye linealmente hasta 0Φ . En el presente trabajo no se adelantará ninguna posible explicación, dado que merece analizarse con cuidado.

Los resultados de aplicar el SFT a las muestras del Grupo 1 (obtenidas en las primeras 48 horas de ser eyectadas), y las del Grupo 2 (recolectadas varias semanas y meses después de ser depositadas) presentan algunas similitudes y diferencias, que deben de analizarse (Fig. 14 y 17). Puesto que el G1 no posee la subpoblación entre -5Φ a -4Φ presente en el G2 (= subpoblación 1 del G2), para poder realizar una comparación, se establecerá una correspondencia una a una entre las subpoblaciones 2, 3, 4, 5 y 6 del G2 con las 1, 2, 3, 4 y 5 del G1.

Aunque la subpoblación 1 (G1) y la 2 (G2) están definidas en el ámbito -4Φ a -2Φ , en la primera se tiene un casi nulo % en peso para -4Φ incrementándose hasta 40 % para -2Φ , siendo lo

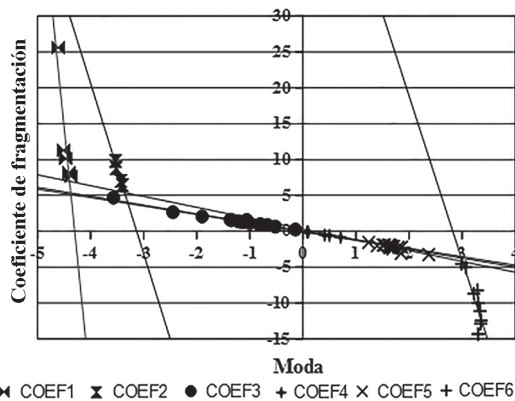


Fig. 15: Las 6 subpoblaciones del Grupo 2.

inverso para la de G2 el % en peso varía de 70% hasta casi nulo. En ambos casos, la mayoría de las dispersiones asociadas reflejan fragmentaciones con un carácter persistente. En el otro extremo, la subpoblación 5 (G1) y la 6 (G2) son bastante parecidas: ambas en el ámbito 3Φ a 4Φ con % en peso de 0 a unos 30 %, y la gran mayoría con dispersiones que reflejan fragmentaciones con carácter persistente.

Para partículas un poco mayores en tamaño, se observa que la subpoblación 4 (G1) varía entre $1,5 \Phi$ y 2Φ ; % en peso entre 40 y 100%, en tanto que la subpoblación 5 (G2) varía en un ámbito mayor entre 1Φ y $2,5 \Phi$, y con % en peso entre 20 y 80 %. En ambos casos las dispersiones están asociadas a eventos anti-persistentes. Las subpoblaciones 3 (G1) y 4 (G2) son similares en su carácter anti-persistente según los ámbitos de

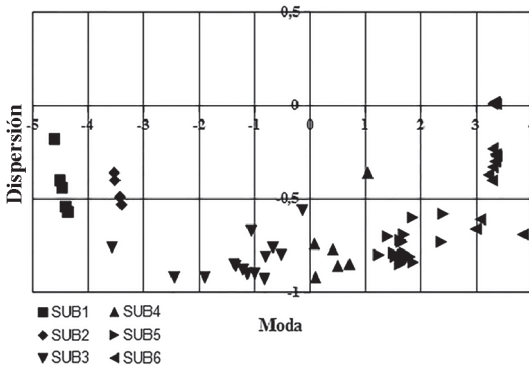


Fig. 16: Gráfico de dispersión versus moda de las 6 subpoblaciones del Grupo 2.

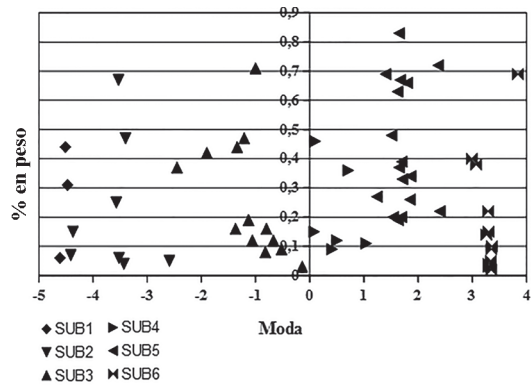


Fig. 17: % en peso de las 6 subpoblaciones asociadas al Grupo 2.

la dispersión, así como en el % en peso: 30 a 60 % para la primera, y 10 a 50% para la segunda. En tamaño son diferentes, pues el ámbito para el primero es de 1Φ a 2Φ en tanto que el otro es de 0Φ a 1Φ .

Las subpoblaciones 2 (G1) y 3 (G2) son similares en su carácter anti-persistente según los ámbitos de la dispersión, así como en el % en peso: 40 a 60 % para la primera, y 10 a 50 % para la segunda, prácticamente igual al par de subpoblaciones anterior. En tamaño son muy diferentes, pues el ámbito para el primero es de -1Φ a 0Φ en tanto que el otro es un poco mayor, de $-2,5 \Phi$ a 0Φ .

La comparación de los resultados de aplicar SFT a las muestras del Grupo 1 (obtenidas en las primeras 48 horas de ser eyectadas), y las del Grupo 2 (recolectadas varios meses después de ser depositadas) permite descubrir varias diferencias importantes. La subpoblación 1 del G2 no tiene correspondiente en el G1, por cuanto de este último no se recolectaron fragmentos así de grandes, por lo que es de esperarse que la numeración de las subpoblaciones del G2 esté desplazada una unidad respecto a la de G1. Así las subpoblaciones 1, 2 y 5 de G1 corresponden a las 2, 3 y 6 del G2. Sin embargo, las muestras recolectadas casi inmediatamente al ser eyectadas revelan 2 mecanismos de fragmentación (subpoblaciones 3 y 4) que llegan a unificarse en una (subpoblación 5 de G2). Posiblemente ocurrió conforme las cenizas de pulsos eruptivos siguientes se fueron acumulando, debido a que por azar los fragmentos fueron eyectados con modas diferentes. Esta

Cuadro 10

Valores de la pendiente, intercepto y R² asociados a las 6 subpoblaciones de la Fig. 15.

Subpoblación	Pendiente	Intercepto	R ²
1	-72,822	-313,229	0,833
2	-23,752	-74,415	0,959
3	-1,23	-0,04	0,98
4	-1,176	-0,010	0,954
5	-1,508	0,328	0,729
6	-22,906	64,688	0,775

apreciación es concordante con el carácter anti-persistente de las subpoblaciones involucradas. En el G1 no se detecta ninguna subpoblación similar a la subpoblación 4 de la G2, lo que sugiere que esta solo se puede detectar cuando se haya depositado una cantidad de pulsos eruptivos importante. La similitud de las pendientes de las subpoblaciones 3, 4 y 5 del G2, posiblemente producto del promedio de muchos eventos eruptivos, fortalece esta propuesta. Esto sugiere que la pendiente positiva asociada a la subpoblación 1 de G1 es entonces un artefacto matemático producto de un número muy pequeño de muestras.

En conclusión, el análisis SFT de las muestras tomadas a pocos minutos u horas de ocurridos los eventos discretos (agrupadas del G1) y de los eventos acumulados en capas, con ciertas separaciones geológicas (G2), evidencian que la toma de muestras de eventos particulares o discretos, no reflejan la totalidad de las modas que se pueden discernir a la hora de desagregar (deconvolucionar) las muestras con el SFT (ver Figs. 13 y 16).

Índice de desarrollo

La idea de que las subpoblaciones individuales reflejan la energía de fragmentación fue desarrollada en Heiken & Wohletz, (1985); Wohletz & Heiken (1992), Büttner et al. (2002) y Kueppers et al. (2006). En analogía con Orsi et al. (1992), en el presente trabajo se definió un índice de desarrollo D para cada subpoblación: $D = (1 + \text{dispersión}) * (5 + \text{moda}) * (\% \text{ en peso})$. Una subpoblación con un

índice de desarrollo D alto implica que se puede esperar un depósito bien estratificado.

En la definición de D se añadió 5 a la moda, y 1 a la dispersión para que todos los términos de los dos grupos fuesen positivos. Se esperaría que entre más finas, las partículas deberían ser más desarrolladas por ser producto de un mayor comunicación, y por tanto, deberían tener asociado un D mayor. Del gráfico del índice así calculado versus la moda para ambos grupos (Fig. 18 A, B), se observa que la relación lineal esperada entre el índice y la moda se cumple solo en el ámbito -4Φ a $1,5 \Phi$. De ser válida la expresión para el índice de desarrollo acá propuesta, las desviaciones de la relación lineal en el ámbito mencionado pueden deberse a un retrabajo, que induce un mayor comunicación de la esperada.

DISCUSIÓN Y MODELO PROPUESTO DE ERUPCIÓN

Las erupciones del volcán Turrialba del 2010 al 2015 (VEI: 0 - 2), se caracterizaron por la apertura de nuevos cráteres (i.e., Bocas 2010, 2011 y 2012), por el agrandamiento del cráter Occidental durante la erupción de finales de octubre del 2014 con varias bocas intracráticas, y por erupciones discretas con gran cantidad de bloques balísticos y cenizas (p.ej., 2014 - 2016). Estas erupciones estuvieron acompañadas de columnas de ceniza de hasta 4 km de altura sobre el nivel del cráter, por un porcentaje bajo de componentes juveniles (2 - 25 vol. %), algunas de ellas audibles pero sin onda sonora evidente, y muchas otras prácticamente mudas, acompañadas a finales a partir del 2014 y durante el 2016 por la generación frecuente de oleadas piroclásticas de limitada extensión (de hasta unos 1000 m de extensión, por lo general de menos de 250 m). Las señales sísmicas fueron de diverso tipo (volcanotectónicas, baja frecuencia, tremor, tornillos, explosiones), fuera del objetivo y alcance del presente estudio, tema que ya está siendo investigado en detalle por los sismólogos. Todo ello es típico de erupciones vulcanianas (i.e., Morrissey & Mastin, 2000; Chouet & Matoza, 2013; Francis & Oppenheimer, 2004;

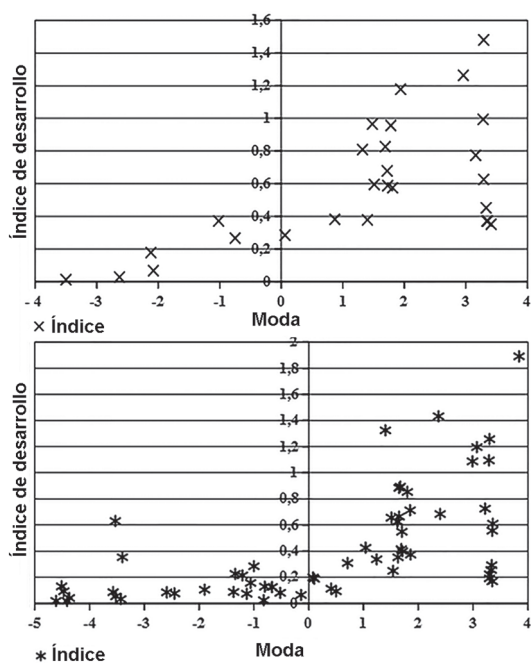


Fig. 18: a) índice de desarrollo vs. moda (según Wohletz et al., 1989) a las muestras del Grupo 1; b) índice de desarrollo vs. moda (según Wohletz et al., 1989) a las muestras del Grupo 2.

Cassidy et al., 2015). La morfología superficial de los clastos de cenizas y la presencia de columnas más blancas junto con las oscuras, son sugestivas de la presencia de una fase de vapor, producto de la interacción agua/magma. Después de pausas prolongadas de varios meses entre una emisión de cenizas y otra, del 2010 al 2013, la actividad se manifestó de lleno a finales de octubre del 2014, con erupciones frecuentes a lo largo de más de 20 meses, hasta por lo menos finales del 2016, fecha de la presente investigación.

González et al. (2014) concluyen que la erupción del 30 de octubre del 2014 (3:46 a.m.) fue de tipo estromboliano, dado que observaron la proyección de material incandescente y midieron temperaturas desde el mirador próximas a los 900°C. Sin embargo, la observación de proyectiles balísticos incandescentes y su similitud con erupciones estrombolianas no es un criterio conclusivo. Se sabe que la incandescencia posee un rango variable, en función del tipo de material, entre 400 y más de 700 °C. Al existir fumarolas de alta temperatura (500 - 800 °C) en las bocas

del Turrialba con incandescencia asociada, una explosión nocturna proyectaría proyectiles incandescentes sin necesariamente corresponder con clastos juveniles. Adicionalmente, la observación de proyectiles al rojo vivo, se presentan también en erupciones vulcanianas (i.e., ver Fig. 2 en Morrissey & Mastin, 2000), entre otras. La inexistencia de una capa de escorias y de bombas (con clastos con más de un 90 % de material juvenil vesiculado) y de pulsos cíclicos típicos de dichas erupciones, entre muchos otros criterios, no apoya una erupción estromboliana (cf., Cas & Wright, 1987; Francis & Oppenheimer, 2004), al menos durante el 2014 al 19 de setiembre del 2016.

La presencia en las cenizas de algunos cristales de olivino, plagioclasa así como vidrio fresco (Avard et al., 2014), tampoco es argumento suficiente para aseverar la presencia de magma juvenil. Perfectamente, dicho material podría ser parte del retrabajo o erosión de tefras presentes en la pared de la boca craterica, tal y como se ha observado en otras erupciones y casos similares (ver Mastin, 1991; Suzuki et al., 2013; Pardo et al., 2014 y referencias allí citadas).

Los análisis del SEM y EDS, del presente estudio, en cambio, sí permitieron esclarecer, en forma definitiva, que las cenizas del Turrialba son producto de un vulcanismo freatomagmático con fases iniciales de apertura del conducto (vulcanianas), donde el magma, poco vesiculado, llegó muy cerca de la superficie desde inicios del 2010. Los fragmentos vídriosos ricos de microlitos (sideromelana con microlitos y la taquilita), en cambio, pueden indicar un estancamiento temporal del magma en ascenso y/o corresponder con vidrio retrabajado. En efecto, como se dijo varias páginas atrás, los vitroclastos de cenizas juveniles están presentes en las cenizas del 2010 en un bajo porcentaje (1 - 2 vol. %), casi dentro del límite del método. Pero a partir del 2012 (5 - 7 vol. %) y en especial en el 2013 - 2015 su cantidad porcentual incrementó (12 - 18 vol. %). El magma debió de ascender por medio de pulsos, posiblemente a través de diques pequeños, que eran enfriados por acuíferos locales. Dado que el contenido de juveniles incrementó con el tiempo, y que las erupciones se volvieron más frecuentes a partir de finales de octubre del 2014, se puede pensar que

el sistema de diques se densificó. La existencia de dos y quizás tres bocas eruptivas dentro del cráter activo Occidental, parece ser una prueba de ello.

El magma actual de composición andesítica (andesítico traquibasáltico a tranquiandesítico), sin embargo, es muy similar al del siglo XIX (Reagan et al., 2011; Di Piazza et al., 2015; Moor et al., 2016), según se desprende de diversos estudios, todavía en proceso por parte de los petrólogos.

Las erupciones del 2014 a mediados del 2016 fueron dirigidas principalmente hacia el sector oriental y sur de la caldera (sector intracráteres). Sin embargo, las cenizas más finas se dispersaron hacia el occidente e incluso sur y sureste, acarreadas por los vientos predominantes en ese momento, a distancias de decenas a un centenar de kilómetros. La morfología superficial de los clastos de cenizas y las columnas más blancas (junto con las oscuras cargadas de ceniza), son sugestivas de la presencia de una fase de vapor, producto de la interacción agua/magma.

El hecho de que el contenido de juveniles se haya mantenido relativamente constante y en baja proporción, sobre los no juveniles, es reflejo de la inestabilidad de las paredes del cráter y del conducto eruptivo. El reciclaje de tefras ha de jugar un rol igualmente importante. El estilo de erupciones, donde se presentan fases pulsantes con emanaciones de ceniza cuasi continuas y alternantes en las bocas intracráticas dentro de un mismo día (cuatro o más dentro de una misma hora), son el reflejo del balance complejo entre el medio hidrogeológico (acuíferos), la inestabilidad del cráter y conducto, y de la velocidad pulsante y lenta de del magma en ascenso, que entra en contacto con el agua. Se considera importante recordar que, según Büttner et al. (2002), la mayoría de la energía mecánica es liberada en las llamadas partículas activas (aquellas que inician el proceso explosivo producto de la interacción agua/magma), cuya superficie total es proporcional a la energía de las explosiones respectivas. Las otras partículas llamadas “pasivas”, las más abundantes, se formarían durante la fase de expansión explosiva termohidráulica, y mostrarían formas y texturas similares a las de una fragmentación en régimen dúctil y frágil.

Basados en los resultados del análisis por SFT, se propone aquí el siguiente modelo del

conducto y del proceso eruptivo. Para ello se utilizará el esquema de la Fig. 19.

Se propone una cámara magmática pequeña y somera localizada a unos 3 - 5 km de profundidad, según resultados preliminares de W. Taylor y C. Müller (com. verbal, 2015) y Moor et al., 2016, que está unida a la superficie por al menos dos conductos: uno por el que circula mayor cantidad vapor (austral), y otros por donde suelen emitirse mayor cantidad de cenizas (Fig. 19).

Para ello, se dibujaron 5 capas de manera esquemática, de igual espesor, para ayudar en la descripción del mecanismo eruptivo, que supone una fragmentación capa por capa (Fig. 19 C). La fragmentación capa por capa está ampliamente reconocida hoy en día como el proceso predominante de fractura en casos de descompresión súbita (Melnik, 2000; Browne & Lawless, 2001; Ichihara et al., 2002; Namiki & Manga, 2005; Scheu et al., 2008) y fue propuesto por Browne & Lawless (2001) como mecanismo para las explosiones freáticas. En el presente caso, se adaptará para las erupciones freatomagmáticas.

A intervalos irregulares, el magma de la cámara fue ascendiendo paulatinamente. Al subir, la presión dentro de los conductos aumenta con el tiempo, de manera tal que los conductos no puede evacuar el vapor y gases resultantes con la velocidad requerida. Así, las capas dentro de las chimeneas quedan sometidas a una presión mayor que la de equilibrio que hasta entonces tenía. Esto causa que la porosidad aumente e incrementa la concentración de vapor. Aunque el magma regresara a su posición anterior, la presión dentro de la capa 5 no bajaría porque el vapor requiere un tiempo mucho mayor para difundirse, obteniéndose un estado inestable en los conductos. Este mecanismo iría aumentando la presión de la capa 4, y luego la 3, hasta llegar a la capa 1, que se va curvando hacia arriba hasta llegar a explotar. Si la presión de vapor excede la litostática, tal expansión produce una explosión muy energética que puede durar de milisegundos hasta varios minutos (Zimanowski, 1988). Las presiones involucradas llevan a que el vapor se sobrecaliente y llegue, no solo a uniformar los esfuerzos en la parte más superficial, sino que disminuya el límite elástico (*yield stress*) de esta región, lo que facilita su eventual fragmentación y expulsión.

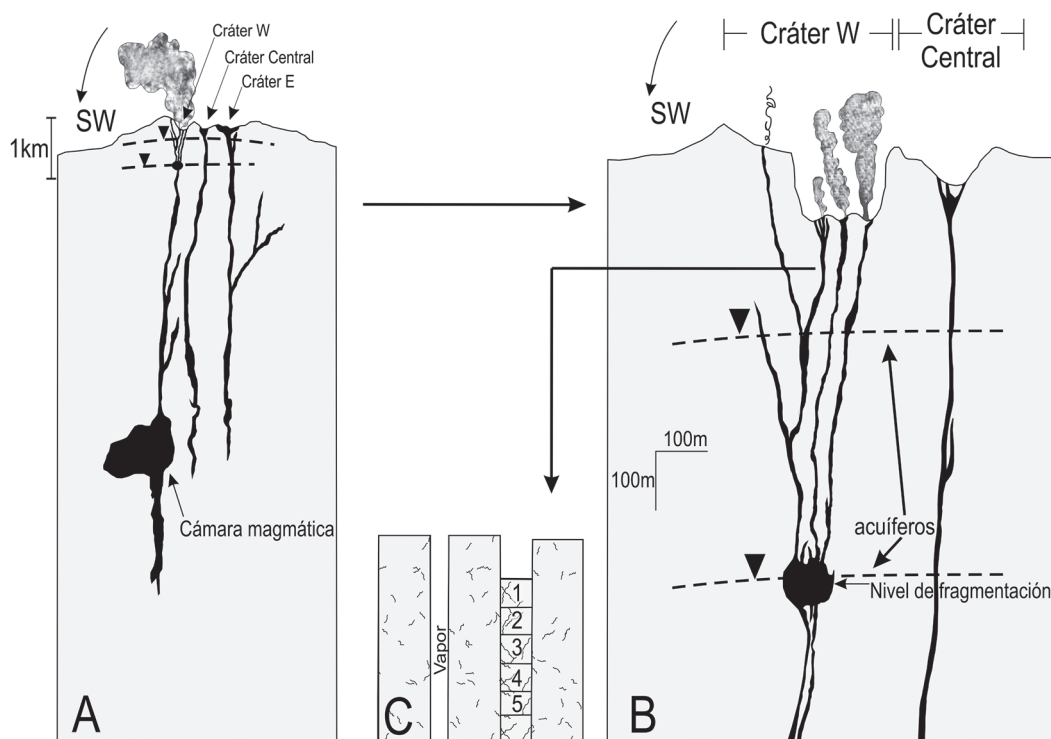


Fig. 19: Esquema de dos (¿quizás tres?) bocas intracratericas activas dentro del crater Oeste (W) u Occidental. La boca o conducto con más emisión de cenizas oscuras es el nórdico (derecho) mientras que el más austral (izquierdo), emite gran cantidad de vapor de agua y en ocasiones cenizas (ver también Figs. 2 y 4B y D).

Tal y como se describe en Zimanowski (1998) y Wohletz & Zimanowski (2000), el decrecimiento de la presión hidrostática (o magmática) produce una serie de ondas de choque, que se dispersan en todas direcciones, y que pueden hasta rebotar en las paredes del conducto. Si se dirigen hacia arriba, harán subir y eyectar los fragmentos; si lo hacen hacia abajo, causarán fracturas en el material del fondo, aumentando su porosidad. Aunque duren unos milisegundos, produce una gran cantidad de energía cinética, por lo que se debe también incluir la eficiencia de fragmentación, y el hecho de que el material involucrado se fue volviendo permeable debido a las ondas de choque o a procesos subvolcánicos (sísmicos y eruptivos), sostenidos en el tiempo (Mayer et al., 2007). Una descompresión muy rápida causaría que en el fondo del cráter el agua cambiara a vapor y se expandiera a una velocidad de 1 m/s (Zimanowski et al., 1997b; Morrissey et al.,

2000). Esto daría inicio a un nuevo ciclo, en condiciones similares a las del ciclo anterior, y que explicaría la constancia de las modas $\approx -4,5\Phi$, $\approx -3,5\Phi$ y $\approx 3,5\Phi$ para el G2.

En el modelo propuesto, de manera especulativa se puede pensar que la presión litostática involucrada disminuyó debido a la reducción del material, al ir explotando capa por capa (eliminación de “cascarones” de roca, migrando hacia abajo). Los datos obtenidos de la aplicación del método SFT evidenciaron procesos persistentes y anti-persistentes en las muestras recolectadas, permitiendo proponer un modelo de erupción capa por capa, que da una visión unitaria de un proceso muy complejo. De hecho, el cráter Occidental aumentó su profundidad en más de 100 m. El proceso en el conducto más nórdico terminará cuando una o varias de las siguientes condiciones se cumplan: a) la presión dentro de la cámara disminuye, debido a la fuga de vapor

por el conducto más austral, antes de que todo el tapón del conducto más nórdico haya sido eyectado, b) las últimas capas fueron expulsadas en conjunto, de manera similar a una erupción vulcaniana inicial de conducto cerrado, c) la reología de una de las capas del conducto más nórdico fuese tal que pueda resistir la presión a que queda sometida, hasta que la presión en la cámara disminuya por fuga de vapor en el conducto austral, d) el tiempo requerido para que ocurra el proceso total de las erupciones sea similar al tiempo necesario para que el nivel del magma descienda, e) el vapor baje su temperatura, y por ende su presión, debido a la conversión parcial de energía térmica en energía mecánica en las capas del conducto nórdico. En este caso debe también considerarse que ocurra una intrusión del magma en las capas del conducto nórdico, que compense parcialmente o incluso supere tal pérdida de temperatura.

La amplia variación del índice de desarrollo (Fig. 18 A, B) en subpoblaciones con modas $\geq 1,5 \Phi$, predominantemente asociadas a mecanismo de fragmentación persistente pudieron deberse en conjunto, a un aumento de la cantidad de vapor y a la reducción por comunicación del tamaño de los fragmentos, que produjo un aumento de la proporción de agua en el magma fragmentado, aumentando la eficiencia en el proceso de fragmentación. Aunque el mayor % en peso para ambos grupos, se concentra en tefras de tamaño 1Φ a 2Φ , la energía disponible no será necesariamente mucho menor pues la superficie total disponible es directamente proporcional a la energía emitida, por lo tanto proporcional a la energía de la explosión (Zimanowski et al., 1991; Zimanowski, 1998; Büttner et al., 2002).

Por ejemplo, el 91 % de toda la masa de la muestra Tur14-6w cerca del cráter, correspondiente a la erupción de finales de octubre del 2014, está compuesta por dos subpoblaciones de tamaño mediano (63 % con moda $-0,75 \Phi$ y un 28 % con $1,4 \Phi$), con una dispersión alta de $-0,87$ y $-0,75$, respectivamente, ambas asociadas a una fragmentación anti-persistente. Un 4 % extra está compuesto por tefra gruesa ($-3,5 \Phi$), con una dispersión de $-0,4$, asociado a una fragmentación persistente, lo que sugiere que el agua disminuyó durante el proceso de fragmentación, lo que

impidió que la evolución continuara. Dado el tamaño de la tefra, posiblemente el contacto con el agua terminó abruptamente al ser eyectadas. Estas primeras explosiones pudieron debilitar el medio, disminuyendo su compactación, permitiendo la ocurrencia de explosiones sucesivas, con tefras de tamaño similar (p.ej., Tur14-3): un 56 % con moda de $0,87 \Phi$, asociada a una dispersión anti-persistente de $-0,86$, y un 32 % de lapilli ($1,48 \Phi$). El mecanismo propuesto permite que el material fino pueda estar expuesto a una selección cinemática (*kinematic sieving*), se filtre entre el material grueso que es expulsado, posibilidad que debe considerarse al analizar el % en peso de las granulometrías.

En síntesis, las erupciones vulcanianas (freatomagmáticas) del Turrialba del 2014 - 2016 presentaron fases muy activas de varios días y hasta semanas (p.ej., entre 14 y 71 días), con lapsos prolongados de tranquilidad (semanas a varios meses). Estas erupciones estuvieron controladas por el ascenso variable, pero en términos generales lento, en pulsos, de magmas poco vesiculados en contacto con acuíferos (niveles freáticos) someros. Todo ello se dio posiblemente a través de conductos delgados e irregulares, a modo de una red de diques, en donde los acuíferos interactuaron con el magma (≈ 650 m?) de dos maneras: por un lado, favorecieron las erupciones freatomagmáticas, pero por el otro, enfriaron y retardan el ascenso.

Resulta interesante el señalar, que las erupciones húmedas del Turrialba del 2014 al 2016 (25 meses al momento), se parecen en términos generales a las del Irazú de 1962 a 1965 (30 meses) en su frecuencia y pulsos (erupciones cuasi continuas “mudas”, a veces explosiones), alternantes con pausas relativas, tipo de fragmentación (predominantemente freatomagmática), alturas de columnas frecuentes entre 0,5 y 3,5 km (la máxima del Irazú fue de unos 8 km), y tipos de depósitos (predominantemente caída, balística y flujos de densidad piroclástica casuales). Sin embargo, los efectos sobre la economía no se le compararan, por lo menos hasta lo que al momento se ha registrado. Para detalles comparativos con el Irazú, ver Alvarado (1993). Todavía falta por comprobar mediante trabajo de campo (cerca del borde del

cráter activo) si se han presentado fases estrombolianas verdaderas; los indicios preliminares en los depósitos proximales parece comprobarlo a finales de octubre del 2016.

Del mismo modo, la existencia de dos o quizás tres bocas intracráticas dentro del cráter activo del Turrialba, era un proceso frecuente en la piscina de lava del cráter cuspidal del Arenal, donde el foco eruptivo y efusivo migraba con el tiempo, sin dejar rastros morfológicos notorios, tanto en los bordes como en el centro del cráter C o activo. Para detalles de lo anterior sobre el Arenal, consultar Lesage et al. (2006) y Valade et al. (2012).

RECOMENDACIONES

Se está a la espera de los resultados adicionales de diversos investigadores sobre la geoquímica de los productos juveniles del Turrialba y su relación con respecto al magma de la erupción del siglo XIX. Acá se entra en un problema semántico con respecto a la definición vigente de magma juvenil, en el caso de corresponder con un magma residual del período eruptivo previo.

Dado el carácter universal del exponente de Hurst, muy utilizado en hidrología, se propone que se considere como un parámetro de clasificación adicional dentro de los estudios del SFT, de manera similar a como se utilizan los parámetros de Inman y de Folk.

Se plantea la posibilidad de que la corrosión por esfuerzos, ampliamente conocida en materiales industriales y en geotecnia (Atkinson, 1979; Jeong & Obara, 2003), pueda igualmente ser aplicada a procesos volcánicos, donde dominan los fluidos (gases, agua, magma), materiales muy heterogéneos, esfuerzos y presiones variadas en el tiempo y en el espacio, un campo todavía inexplorado en la física volcánica explosiva.

Como se mencionó varios párrafos atrás, el SFT de muestras de eventos discretos, no reflejan la totalidad de las modas que se pueden discernir a la hora de desagregar las muestras de niveles geológicos acumulados de varias semanas.

Se recomienda investigar esta situación con más detalle en condiciones más controladas (ubicación, densidad de muestreo, eventos discretos versus capas acumuladas, etc.).

AGRADECIMIENTOS

Al personal de la RSN y del OVSICORI por su colaboración, en particular a Francisco Arias, Henriette Bakkar y Wilfredo Rojas. Natalia Pardo y Wendy Pérez proveyeron importantes discusiones, literatura, así como una extensa revisión del texto; ambas mejoraron el contenido con sus acertados comentarios. A la Universidad de Bari, el Dep. Seismology and Tectonophysics, Via di Vigna Murata (INGV), ambos en Italia, el OVISORI y la RSN, quienes aportaron sus laboratorios y logística. Guillermo Vega (DGAC) dio información complementaria sobre los cielos y apertura del tránsito aéreo de los aeropuertos, mientras que Lidier Esquivel, Blas Martínez (CNE), Reina Sánchez (SINAC), Rolando Castro (Univ. Central) y Claudio Paniagua (ICE) aportaron algunos datos sobre las pérdidas económicas. Julio Madrigal (CNE) amablemente proveyó un vídeo de las erupciones iniciales. Extensivo es el agradecimiento al personal del Parque Nacional Volcán Turrialba, la CNE y claramente el ICE. Joaquín Méndez del ICE, contribuyó con las imágenes satelitales de detalle de los cráteres y datos morfométricos. Los análisis granulométricos fueron realizados por el técnico Fernando Venegas y revisado por el Ing. Edgar Loaiza. Berny Fallas (Estudios Básicos de Ingeniería, ICE) suministró información sobre las descargas eléctricas disparadas por la actividad volcánica. A todos, nuestro agradecimiento.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVARADO, G. E., 1993: Volcanology and Petrology of Irazú Volcano, Costa Rica.- 261 págs. Univ. Kiel, Alemania [Tesis Ph.D.].

- ALVARADO, G. E., 2009: Los volcanes de Costa Rica: Geología, historia, riqueza natural y su gente.- 335 págs. EUNED (3^{da} edición), San José.
- ALVARADO, G. E., BRENES-ANDRÉ, J., DI PIAZZA, A., RIZZO, A.L., CARAPEZZA, M.L., DEMOOR, M., DELLINO, P., 2015: Las erupciones vulcanianas del Turrialba (Costa Rica) en el 2014-2015 y la atención de la crisis volcánica.- Foro Internacional sobre Gestión del Riesgo Geológico, Arequipa (resumen), 14-16 octubre, INGEMMET, Perú: 50-53.
- ANDERSON, R.S. & HALLET, B., 1986: Sediment transport by wind: toward a general model.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 97: 523-535.
- ATKINSON, B. K., 1979: A fracture mechanics study of subcritical tensile cracking of quartz in wet environments.- *Pure and Applied Geophys.* 117: 1011-1024.
- AVARD, G., DE MOOR, M. & VARGAS, D., 2014: Comunicado OVSICORI-UNA (1 de noviembre 2014). Volcán Turrialba: la erupción continua.- 3 págs. OVSICORI, [Inf. Interno].
- BAKER, V. R., KOCHER, R. C. & PATTON, P. C., 1979: Long-term flood frequency analysis using geological data. The hydrology of areas of low precipitation - L'hydrologie des régions à faibles précipitations.- *Proceedings of the Canberra Symposium, December 1979; Actes du Colloque de Canberra, décembre 1979: IAHS-AISH Publ.*: 128.
- BARBERI, F., BERTAGNINI, A., LANDI, P. & PRINCIPE, C., 1992: A review on phreatic eruptions and their precursors.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 52: 231-246.
- BECKERMAN, L. G., HYNEK, B. M. & ALVARADO, G. E., 2015: Investigating acid sulfate alteration in Costa Rica as terrestrial analogs for early Mars.- 46th Lunar and Planetary Science Conference, <http://www.hou.usra.edu/meetings/lpsc2015/pdf/2129.pdf> [Consulta: 25 de Julio 2016].
- BLACK, S. R., HYNEK, B. M. & ALVARADO, G. E., 2015: Spectral identification of acid sulfate alteration products in Costa Rica volcanoes: implications for early Mars.- 46th Lunar and Planetary Science Conference, <http://www.hou.usra.edu/meetings/lpsc2015/pdf/2260.pdf> [Consulta: 25 de Julio del 2016].
- BRENES, J., 2013: Aplicación de la teoría de fragmentación/transporte secuencial a los depósitos de las erupciones de 1723 y 1963-65 del volcán Irazú, Costa Rica. Caso dispersión negativa.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 48: 63-85.
- BRENES, J. & ALVARADO, G. E., 2013: Aplicación de la teoría de fragmentación/transporte secuencial a los depósitos de las erupciones de 1723 y 1963-65 del volcán Irazú, Costa Rica. Caso de dispersión positiva y modelo fractal.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 48: 87-98.
- BRENES-ANDRÉ, J., 2014: Aplicación del modelo de fractura fractal de Balankin al modelo fractal de la actividad volcánica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 50: 83-98.
- BROWN, W., 1989: A Theory of Sequential Fragmentation and Its Astronomical Applications.- *J. Astrophys. Astr.* 10: 89-112.
- BROWN, R.J., BONADONNA, C. & DURANT, A.J., 2011: A review of volcanic ash aggregation.- *Physics and Chemistry of the Earth, A/B/C* 45-46: 65-78.

- BROWNE, P.R.L. & LAWLESS, J.V., 2001: Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere.- *Earth Sci. Rev.* 52: 299-331.
- BUCHANAN, D.J., 1974: A model for fuel-coolant interactions.- *J. Phys. D: Appl. Phys.* 7(10): 1441-1457.
- BÜTTNER, R., DELLINO, P. & ZIMANOWSKI, B., 1999: Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles.- *Nature*, 401: 688-690.
- BÜTTNER, R., DELLINO, P., LA VOLPE, L., LORENZ, V. & ZIMANOWSKI, B., 2002: Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments.- *J. Geophys. Res.* 107(B11): 2277-2290.
- CAMPION, R., MARTINEZ-CRUZ, M., LECOCQ, T., CAUDRON, C., PACHECO, J., PINARDI, G., HERMANS, C., CARN, S. & BERNARD, A., 2012: Space- and ground-based measurements of sulphur dioxide emissions from Turrialba Volcano (Costa Rica).- *Bull. Volcanol.* 74: 1757-1770. DOI: 10.1007/s00445-012-0631-z
- CARAZZO, G., KAMINSKI, E. & TAIT, S. 2006: The route to self-similarity in turbulent jets and plumes.- *J. Fluid Mech.* 547: 137-148. DOI: 10.1017/S002211200500683X
- CAREY, S. N., 1991: Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges.- *Sedimentation in volcanic settings*, SEPM Spec. Paper, 45: 39-57. DOI: 10.1029/96JB01277
- CAREY, S. N. & SIGURDSSON, H., 1982: The influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano.- *J. Geophys. Res.* 87: 7061-7072.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V., 1987: Volcanic successions: Modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions.- 546 págs. Unwin Hyman Inc., Allen and Unwin Ltd., London.
- CASSIDY, M., COLE, P. D., HICKS, K. E., VARLEY, N. R., PETERS, N. & LERNER, A. H., 2015: Rapid and slow: Varying magma ascent rates as a mechanism for Vulcanian explosions.- *Earth and Planetary Sci. Lett.* 420: 73-84.
- CHINCHILLA, M., VEGA, E., CALDERÓN, A. & ALVARADO, G. E., 2015: Estudio mineralógico de las cenizas de la erupción freática del volcán Turrialba (octubre-noviembre 2014) y sus implicaciones para los suelos de la región.- VIII Congreso de Suelos, Costa Rica, 18-20 marzo: 40-41.
- CHOUET, B. A. & MATOZA, R. S., 2013: A multi-decal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 252: 108-175.
- CHRISTENSON, B. W., WERNER, C. A., REYES, A. G., SHERBURN, S., SCOTT, B. J., MILLER, C., ROSENBERG, M. J., HURST, A. W. & BRITTEN, K. A., 2007: Hazards from hydrothermally sealed volcanic conduits.- *Eos*, 88(5): 53-55.
- CORRALES, I., ROSELL, J., SANCHEZ DE LA TORRE, L. M., VERA, J. A. & VILAS, L., 1977: *Estratigrafía*.- 718 págs. Ed. Rueda, Madrid.
- DE MOOR, J. M., AIUPPA, A., AVARD, G., WEHRMANN, H., DUNBAR, N., MULLER, C., TAMBURELLO, G., GIUDICE, G., LIUZZO, M., MORETTI, R., CONDE, V. & GALLE, B., 2016: Turmoil at Turrialba Volcano (Costa Rica): Degassing and eruptive processes inferred from high-frequency gas

- monitoring.- *Geophys. Res., Solid Earth*, 121: 5761-5775.
- DELLINO, P. & LA VOLPE, L., 1996: Image processing analysis in reconstructing fragmentation and transportation mechanisms of pyroclastic deposits: The case of Monte Pilato-Rocche eruptions, Lipari (Aeolian Island, Italy).- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 71: 13-29.
- DELLINO, P., ISAIA, R. & VENERUSO, M., 2004a: Turbulent boundary layer shear flows as an approximation of base surges at Campi Flegrei (Southern Italy).- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 133: 211-228.
- DELLINO, P., ISAIA, R., LA VOLPE, L. & ORSI, G., 2004b: Interaction between particles transported by fallout and surge in the deposits of the Agnano-Monte Spina eruption (Campi Flegrei, Southern Italy).- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 133: 193-210.
- DI PIAZZA, A., RIZZO, A. L., BARBERI, F., CARAPEZZA, M. L., DE ASTIS, G., ROMANO, C. & SORTINO, F., 2015: Geochemistry of the mantle source and magma feeding system beneath Turrialba volcano, Costa Rica.- *Lithos*, 232: 319-335.
- DÍAZ, C., 1976: *Iniciación práctica a la Mineralogía*.- 536 págs. Ed. Alhambra, S.A., Madrid.
- DUARTE, E., 2014: Las cuatro erupciones freáticas recientes del volcán Turrialba (2010-2013) una por año.- *Rev. Geográfica Amér. Central*, 52: 139-161.
- FIELDDES, M. & PERROT, K.W., 1966: Rapid field and laboratory test for allophane.- *New Zeal. J. Sci.* 9: 623-629.
- FOLK, R., 1966: A review of grain-size parameters.- *Sedimentology*, 6: 73-93.
- FOURNIER, R. O., 1999: *Hydrothermal Processes Related to Movement of Fluid From Plastic into Brittle Rock in the Magmatic-Epithermal Environment*.- *Bull. Soc. Econon. Geol.* 94: 1193-1211.
- FRANCIS, P y OPPENHEIMER, C., 2004 (2da Ed.): *Volcanoes*.- 521 págs. Oxford, University Press.
- FUJINAWA, A., BAN, M., OHBA, T., KONTANI, K. & MIURA, K., 2008: Characterization of low-temperature pyroclastic surges that occurred in the northeastern Japan arc during the late 19th century.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178: 113-130.
- GONZÁLEZ-ILLAMA, G., MORA-AMADOR, R., ALPÍZAR, Y., RAMÍREZ, C., MORA, M. & TAYLOR, W., 2015: Informe anual sobre la actividad de los volcanes activos de Costa Rica.- 24 págs. UCR - RSN - CICG, San José [Inf. Interno].
- GONZÁLEZ, G., MORA-AMADOR, R., RAMÍREZ, C. & ALPÍZAR, Y., 2014: Informe de campo: Actividad del volcán Turrialba del 28 de octubre al 3 de noviembre de 2014.- 17 págs. Univ. Costa Rica, Red Sismológica Nacional, San José [Inf. Interno].
- GONZÁLEZ, G., MORA-AMADOR, R., RAMÍREZ, C., ROUWET, D., ALPÍZAR, Y., PICADO, C. & MORA, R., 2015: Actividad histórica y análisis de la amenaza volcánica del volcán Turrialba, Costa Rica.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 52: 129-149, DOI: 10.15517/rgac.v0i52.19033
- HEIKEN, G. & WOHLLETZ, K., 1985: *Volcanic Ash*.- 246 págs. Univ. California Press, Berkeley.
- HELSEL, D. R. & HIRSCH, R. M., 2002: *Statistical methods in water resources*.- 522 págs. U.S. Geological Survey, *Techniques of Water-Resources Investigations Book 4*, San Diego.

- HILTON, D. R., RAMÍREZ, C., MORA-AMADOR, R., FISCHER, T. P., FÜRI, E., BARRY, P. H. & SHAW, A. M., 2010: Monitoring of temporal and spatial variations in fumaroles helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanoes, Costa Rica (2001-2009).- *Geochem. J.* 44: 431-440.
- ICHIHARA, M., RITTEL, D. & STURTEVANT, B., 2002: Fragmentation of a porous viscoelastic material: Implications to magma fragmentation.- *J. Geophys. Res.* B, 107 (B10): 2229: ECV 8-1 – ECV 8-14, DOI: 10.1029/2001JB000591
- IVERSEN, J. D. & WHITE, B. R., 1982: Saltation threshold on Earth, Mars and Venus.- *Sedimentology*, 29: 111-119.
- JEONG, H.-S. & OBARA, Y., 2003: Uniaxial compressive strength of rock under water vapor environment.- En: SAITO, T. & MURATA, S. (eds): *Environmental Rock Engineering. Proceed. Frist Kyoto Int. Symp. Underground Envir.*, 17-18 marzo, Kyoto.
- KALE, M. & BUTAR, F., 2011: Fractal analysis of time series and distribution properties of Hurst exponent.- *J. Math. Sci. & Math. Education*, 5: 8-19.
- KAMINSKI, E. & JAUPART, C., 1998: The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions.- *J. Geophys. Res.* 103: 29759-29779.
- KILBURN, C. R. J. & VOIGHT, B., 1998: Slow rock fracture as eruption precursor at Soufriere Hills volcano, Montserrat.- *Geophys. Res. Lett.* 25(19): 3665-3668.
- KRUMBEIN, W. C., 1934: Size frequency distribution of sediments.- *J. Sedimentary Petrology*, 4: 65-77.
- KUEPPERS, U., BETTINA, S., SPIELER, O. & DINGWELL, D., 2006: Fragmentation efficiency of explosive volcanic eruptions: A study of experimentally generated pyroclasts.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 153: 125-135.
- LESAGE, P., MORA, M.M., ALVARADO, G. E., PACHECO, J. & MÉTAXIAN, J. P., 2006. Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 157: 49-59.
- LÜCKE, O. H. & CALDERÓN, A. 2016: Characterization of the ashes from the 2014-2015 Turrialba Volcano eruptions by means of Scanning Electron Microscopy and Energy Dispersive X-ray Spectroscopy.- *Rev. Geol. Am. Cen.*, 54: 109-123.
- LUZIO, W., SADZAWKA, A., BESOAIN, E. & LARA, P., 2003: Influencia de materiales volcánicos en la génesis de suelos arcillosos.- *Rev. Cienc. Suelo y Nutrición Vegetal*, 3(1): 37-52.
- MAYER, K., SCHEU, B., LAVALLÉE, Y., KENNEDY, B., GILG, H. A., HEAP, M., BAUD, P. & LETHAM-BRAKE, M., 2007: Experimental approach to constrain phreatic eruption processes on White Island, New Zealand.- Poster IAVCEI 2013, July 20-24, Kagoshima, Japón.
- MARTINEZ, M., DE MOOR, J. M., DI PIAZZA, A., KEIZER, M., BERROCAL, M., AVARD, G., RIZZO, A., OSORNO, D., HERRERA, J. & CARAPEZZA, M. L. 2015: Magmatic volatiles in ash leachates and environmental impact assessment of the 29-30 October 2014 eruption of Turrialba volcano.- Abstract of VS13p session Environmental and Health Effects of Natural Mineral Dusts of the 26th IUGG General Assembly Earth and Environmental Sciences for Future Generations Prague, Czech Republic, 22 June - 2 July, VS13: 97.

- MARTINI, F., TASSI, F., VASELLI, O., DEL POTRO, R., MARTÍNEZ, M., VAN DER LAAT, & FERNÁNDEZ, E., 2010: Geophysical, geochemical and geodetical signals of reawakening at Turrialba volcano (Costa Rica) after almost 150 years of quiescence.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 198 (3-4): 416-432.
- MASTIN, L. G., 1991: The roles of magma and groundwater in the phreatic eruptions at Inyo Craters, Long Valley Caldera, California.- *Bull. Volcanol.* 53: 579-596.
- MASTIN, L. G., 1995: Thermodynamics of gas and steam-blast eruptions.- *Bull. Volcanol.* 57: 85-98.
- MELNIK, O. 2000: Dynamics of two-phase conduit flow of high-viscosity gas-saturated magma: large variations of sustained explosive eruption intensity.- *Bull. Volcanol.* 62: 153-170. DOI: 10.1007/s004450000072.
- MORRISSEY, M. M. & MASTIN, L.G., 2000: Vulcanian eruptions.- En: SIGURDSSON, H. (ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego: 463-475.
- MORRISSEY, M., ZIMANOWSKI, B., WOHLLETZ, K.H. & BÜTTNER, R., 2000: Phreatomagmatic Fragmentation.- En: SIGURDSSON, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego: 431-446.
- MURCIA, H. F., BORRERO, C. A., PARDO, N., ALVARADO, G. E., ARNOSIO, M. & SCOLAMACCHIA, T., 2003: Depósitos volcániclos: términos y conceptos para una clasificación en español.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 48: 15-39.
- NAMIKI, A. & MANGA, M. 2005: Response of a bubble bearing viscoelastic fluid to rapid decompression: implications for explosive volcanic eruptions.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 269-284. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.02.045
- NELSON, R. A., 2001 (2nd): *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*.- 320 págs. Edition Woburn Massachusetts, Gulf Professional Publishing, Houston.
- OLLIER, C. D., 1974: Phreatic eruptions and mars.- En: CIVETTA, L., GASPARINI, P., LUONGO, G. & RAPOLLA, A. (eds.): *Physical Volcanology. Developments in Solid Earth Geophysics*, 6: 289-311.
- ORSI, G., D'ANTONIO, M., de VITA, S. & GALLO, G., 1992: The Neapolitan Yellow Tuff, a large magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 53: 275-287.
- PARDO, N., CRONIN, S. J., NÉMETH, K., BRENNAN, M., SCHIPPER, C. I., BREARD, E., WHITE, J. D. L., PROCTER, J., STEWART, B., AUGUSTIN-FLORES, J., MOEBIS, A., ZERNACK, A., KERESZTURI, G., LUBE, G., AUER, A., NEALL, V. & WALLACE, C., 2014: Perils in distinguishing phreatic from phreatomagmatic ash: insights into the eruption mechanisms of the 6 August 2012 Mt. Tongariro eruption, New Zealand.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 286: 397-414.
- REAGAN, M. K., DUARTE, E., SOTO, G. J. & FERNÁNDEZ, E., 2006: The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions.- En: ROSE, W. I., BLUTH, G. J. S., CARR, M. J., EWERT, J. W., PATINO, L. C. & VALLANCE, J. W. (eds.): *Volcanic Hazards in Central America*. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 412412: 235-257.
- REAGAN, M. K., ROWE, M. C., DUARTE, E. & FERNANDEZ, E., 2011: Juvenile glass fragments in phreatic explosion debris from Turrialba Volcano, Costa Rica.- *Goldschmidt Conf. Abstracts, Praga, Mineral Magazine*, 75(3): 1700.

- ROSIN, P. & RAMMLER, E., 1933: The Laws Governing the Fineness of Powdered Coal.- J. Institute of Fuel, 7: 29-36.
- RUTHERFORD, M.J., 2008: Magma Ascent Rates.- Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 69: 241-271.
- SANO, Y., KAGOSHIMA, T., TAKAHATA, N., HISHIO, Y., ROULLEAU, E., PINTI, D. L. & FISCHER, T. P., 2015: Ten-year helium anomaly prior to the 2014 Mt Ontake eruption.- Scientific reports, August 2015, DOI: 10.1038/srep13069
- SCHEU, B., KUEPPERS, U., MUELLER, S., SPIELER, O. & DINGWELL, D. B. 2008: Experimental volcanology on eruptive products of Unzen volcano.- J. Volcanol. Geotherm. Res. 175: 110-119. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.023
- SHERIDAN, M. F., WOHLLETZ, K. H. & DEHN, J., 1987: Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits.- Geology, 15: 367-370.
- SOTO, G. J. & MORA, M. M., 2013: Actividad del volcán Turrialba en el periodo 2007-2011 y perspectivas de su amenaza.- En: ADAMSON, M. & CASTILLO, F. (eds.): Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad. Contrastes Vivos, Preventec, Univ. de Costa Rica, 12: 287-310.
- SUZUKI, Y., NAGAI, M., MAENO, F., YASUDA, A., HOKANISHI, N., SHIMANO, T., ICHIHARA, M., KANEKO, T. & NAKADA, S., 2013: Precursory activity and evolution of the 2011 eruption of Shinmoe-dake in Kirishima volcano-insights from ash samples.- Earth Planets Space, 65: 591-607.
- SWAN, D., CLAGUE, J. J. & LUTERNAUER, J. L., 2006: Grain-size statistics I; Evaluation of the Folk and Ward graphic measures.- J. Sedimen. Res. 48: 863-878. DOI: 10.1306/212F7595-2B24-11D7-8648000102C1865D
- THOMPSON, A. J. B & THOMPSON, J. F. H. (eds), 1996: Atlas of Alteration. A field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals.- 119 págs. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, CIUDAD.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andesitas.- 335 págs. Mém. Sc. Terre, Univ. Curie, Paris, 84-89 [Tesis Ph.D.].
- TSU, T. C., 1952: Discussion. A statistical distribution function of wide applicability.- ASME J. Applied Mechanics: 233-234.
- TURCOTTE, D., 1986: Fractals and fragmentation.- J. Geophys. Res. 91: 1921-1926.
- VALADE, S., DONNADIEU, F., LESAGE, P., MORA, M. M., HARRIS, A. & ALVARADO, G. E., 2012: Explosion mechanisms at Arenal volcano, Costa Rica: An interpretation from integration of seismic and Doppler radar data.- J. Geophys. Res. 117, B01309, DOI: 10.1029/2011JB008623.
- VALENTINE, G. A., 1987: Stratified flow in pyroclastic surges.- Bull. Volcanol. 49: 616-630.
- VAN DRIESSCHE, A. E. S., BENNING, L. G., RODRÍGUEZ-BLANCO, J. D., OSSORIO, M., BOTS, P. & GARCÍA-RUIZ, J. M., 2012: The role and implications of bassanite as stable precursor phase to gypsum precipitation.- Science, 336(69): 69-72.
- VASELLI, O., TASSI, F., DUARTE, E., FERNÁNDEZ, E., POREDA, R. J. &

- HUERTAS, A. D., 2010: Evolution of fluid geochemistry at the Turrialba volcano (Costa Rica) from 1998 to 2008.- *Bull. Volcanol.* DOI 10.1007/s00445-009-0332-4
- VESILIND, P. A., 1980: The Rosin-Rammler particle size distribution.- *Res. Recov. Conservation*, 5: 275-277.
- VISHER, G. S., 1969: Grain size distribution and depositional processes.- *J. Sedim. Petro.* 39: 1074-1106.
- WALKER, G. P. L., 1971: Grain-size characteristic of pyroclastic deposits.- *J. Geol.* 79: 696-714.
- WEIBULL, W., 1951: A Statistical Distribution Function of Wide Applicability.- *ASME J. Applied Mechanics*, 51: 293-297.
- WOHLETZ, K. H., 1983: Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain size, scanning electron microscopy and experimental studies.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17: 31-63.
- WOHLETZ, K. H., 2001: Pyroclastic surges and compressible two-phase flow.- In: FREUNDT, A. & ROSI, M. (eds), *From Magma to Tephra*. Elsevier: 247-312.
- WOHLETZ, K., 2007: SFT (Sequential Fragmentation/Transport).- Regents of the University of California. Los Alamos National Laboratory computer code LA-CC 99-29, version 2.22.0170, 2015, <http://www.lanl.gov/orgs/ees/geodynamics/Wohletz/SFT.htm> [Consulta 25 de julio del 2016].
- WOHLETZ, K. H. & HEIKEN, G., 1992: *Volcanology and Geothermal Energy*.- 450 págs. Univ. California Press, Berkeley.
- WOHLETZ, K. & BROWN, W., 1995: Particle size distribution and sequential fragmentation by fuel-coolant interaction analogs.- *NSF/JSPS AMIGO-IMI Seminar*, Santa Barbara, CA, June 8-13: 2000.
- WOHLETZ, K. H., SHERIDAN, M. F. & BROWN, K. 1989: Particle size distribution and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash.- *J. Geophys. Res.* 94: 15 703-15 721.
- WOHLETZ, K., McQUEEN, R. & MORISSEY, M. 1995: Experimental study of hydrovolcanism by fuel-coolant interaction analogs.- *NSF/JSPS AMIGO-IMI Seminar*, Santa Barbara, CA, June 8-13: 2000.
- WOHLETZ, K. H. & ZIMANOWSKI, B., 2000: Eruption Physics.- *Terra Nostra* 6: 515-523-543.
- ZIMANOWSKI, B., 1998: Phreatomagmatic explosions.- En: FREUNDT, A. & ROSI, M. (eds.), *From magma to tephra: Developments in volcanology 4*. Elsevier, Amsterdam: 25-54.
- ZIMANOWSKI, B., FRÖHLICH, G. & LORENZ, V., 1991: Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48: 341-358.
- ZIMANOWSKI, G., BÜTTNER, R. & LORENZ, V., 1997a: Premixing of magma and water in MFCI experiments.- *Bull. Volcanol.* 58: 491-495.
- ZIMANOWSKI, B., BÜTTNER, R., LORENZ, V. & HÄFELE, H.-G., 1997b: Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism.- *J. Geophys. Res.* 102: 803-814.

APÉNDICE 1: TERMINOLOGÍA

A continuación se aportarán algunas definiciones y conceptos teóricos que son importantes y complementarios a la metodología:

Anti-persistente: Variable asociada a un proceso geológico, meteorológico, económico, entre otros, que es medida en los momentos t_i-1 , t_i y t_i+1 . Si es probable que un aumento (o disminución) en el intervalo t_i-1 , t_i sea seguido por una disminución (o un aumento) en el siguiente intervalo de tiempo t_i y t_i+1 , entonces esa serie de valores se denominará anti-persistente. Se expresará como una superficie de fractura rugosa (Wohletz et al., 1989).

Asimetría (oblicuidad; skewness): Medida de la asimetría en una distribución estadística de frecuencias, marcando la posición de la media respecto a la mediana. Si la media se desplaza hacia tamaños gruesos, se tienen asimetrías negativas e indica que las variaciones de la energía cinética media se desplazó hacia valores más altos de lo normal. Una asimetría positiva, indica que la energía cinética media varió hacia valores más bajos de lo normal (Corrales et al., 1977).

Conminución: Reducción de tamaño de las partículas producido por la trituración o molienda. Un cuerpo homogéneo, sin fallas, debería soportar una compresión creciente hasta que llegue a fallar completamente una vez que esa compresión supere un límite definido. Por lo general, entre más grande, más probable sea que tenga defectos (heterogeneidades, grietas), lo que permite que se fragmente aun cuando no se haya alcanzado ese valor mínimo, mientras que la posibilidad de que una partícula pequeña se fragmente, decrece al reducirse la posibilidad de que tenga defectos. La energía producida por la compresión se irá transformando en una creciente energía libre superficial (causada por el creciente número de enlaces químicos insatisfechos en la creciente superficie), lo que hace que la superficie sea más activa para reaccionar con agentes externos (Wohletz et al., 1989).

Corrosión por esfuerzos: Cuando el material está expuesto a fluidos (gases o líquidos) corrosivos, con cierta presión y temperatura, o pH agresivo, su concentración iónica o su estructura se puede debilitar, permitiendo que se requiera un menor

esfuerzo para que se fragmente (Atkinson, 1979; Kilburn & Voight, 1998; Jeong & Obara, 2003).

Curtosis (kurtosis, angulosidad): Medida que da el grado de concentración o la agudeza que presentan los valores de la curva de frecuencia o histograma alrededor de la zona central de la distribución. Relaciona la proximidad entre los valores externos centrales, generalmente el 50 % central y los valores externos, generalmente en el 90 %. Si la curva presenta una distribución normal (mesocúrtica), posee un grado de concentración medio alrededor de los valores centrales de la variable; si es angulosa (leptocúrtica) el valor es mayor dado que presenta un elevado grado de concentración alrededor de los valores centrales de la variable, y si es achatada (platicúrtica), presenta un reducido grado de concentración alrededor de los valores centrales de la variable y el valor es menor de 1 (Corrales et al., 1977).

Distribución de Weibull: La ecuación Rosin-Rammler (Rosin & Rammler, 1933), fue retomada en 1937 por el sueco W. Weibull (1887 - 1979) para pronosticar cuántas fallas (fugas en tuberías, rompimiento de bombas, etc.) son esperables en un sistema conforme va transcurriendo el tiempo, sabiendo que en cierto intervalo se ha producido un cierto número y tipo de fallas, y la distribución por tamaño de las partículas generadas, debe de tener un máximo en un tamaño intermedio (Weibull, 1951; Tsu, 1952; Vesilind, 1980). En el vulcanismo explosivo, las fallas corresponderían con la fragmentación de las rocas producidas durante una erupción (Wohletz et al., 1989).

Erupción freática (explosión freática): Explosión que lanza fragmentos no juveniles (rocas pre-existentes) independientemente de la fuente del vapor (acuífero o hidrotermal) y de la presencia o no de gases magmáticos, relacionada con un magma en ascenso que causa el calentamiento de los acuíferos. El término "freat" proviene del griego y se refiere a acuíferos someros, en cierto modo, conectados con el agua superficial (Ollier, 1974; Barberi et al., 1992; Browne & Lawless, 2001).

Erupción freatomagmática (explosión freatomagmática): Interacción explosiva entre un magma en ascenso, que funciona como combustible, y agua externa (acuíferos subterráneos,

sean geotermales o no), que actúa como enfriante. Dicho contacto causa la expansión explosiva del vapor de agua y la trituración, tanto del magma (lo que resulta en partículas juveniles), como de la roja encajante (Ollier, 1974; Barberi et al., 1992).

Erupción hidromagmática (explosión hidromagmática): Cuando la explosión ocurre por la interacción de magma con agua superficial (océano, lago, glaciario, ríos). Esto incluye los conos litorales y las explosiones sin raíces que se presentan cuando el agua de lluvia se infiltra en los depósitos de flujos piroclásticos calientes. Difieren de las freatomagmáticas por el origen del agua externa involucrada y por el dique en ascenso (Barberi et al., 1992; Mastin, 1995).

Erupción hidrotermal (explosión hidrotermal): Erupción que eyecta material sólido, acompañado de cantidades variables de agua (líquida y en forma de vapor) y otros gases hidrotermales, resultado de una bolsa de agua caliente, vapor y gases confinados, cuya energía se deriva únicamente de la pérdida de calor y los cambios de fase en un sistema hidrotermal de agua caliente o con vapor predominante, sin mediar un dique magmático en ascenso (Barberi et al., 1992; Browne & Lawless, 2001).

Erupción volcánica: Proceso que engloba a una multitud de procesos efusivos (coladas de lava, formación de domos) y explosivos (explosiones discretas hasta grandes columnas eruptivas), acompañados de otras manifestaciones secundarias, como actividad sísmica, deformaciones corticales, perturbaciones electromagnéticas, ondas de presión o choque en la atmósfera, etc. Su duración puede ser de minutos, horas, días, meses o años.

Explosión: evento volcánico donde las rocas son fragmentadas por la expansión de gases sobrepresurizados del sistema hidrotermal o magmático. Son eventos discretos, por lo general de menos de un minuto de duración.

Exponente de Hurst (H): Nombre del investigador que se dedicó a estudiar las inundaciones del Nilo y a tratar de calcular en la práctica el tamaño óptimo de los depósitos de agua necesarios para almacenar suficiente agua durante la estación seca. La cantidad de líquido que entra depende de la cantidad de nieve depositada en la fuente y de la tasa de deshielo, en tanto que la cantidad que

sale depende de la demanda de agua. Aun cuando ambos procesos parecen ser independientes, el análisis R/S (*rescaled range analysis*) permitió mostrar que había una correlación parcial entre ellos. En la práctica, si $0 < H < \frac{1}{2}$, esa correlación es negativa o anti-persistente; si $\frac{1}{2} < H < 1$ la correlación es positiva, y el caso $H = \frac{1}{2}$ corresponde a procesos independientes (Kale & Butar, 2011; Brenes & Alvarado, 2013). Podría entonces decirse que un proceso con un $H = 0$ es un proceso en que una etapa básicamente no recuerda nada o no es afectada por la anterior, en tanto que si tiene asociado un $H = 1$, cada etapa afecta totalmente la siguiente. Cuando el $H < \frac{1}{2}$, guarda un poco de memoria de corto plazo, y si los productos se re-fragmentan, los nuevos van a poseer formas y distribuciones cada vez más diferentes de la original.

Fragmentación primaria: Cualquier proceso de fragmentación que sea invariante de escala, producirá una ley de potencias cuyo exponente variará entre 2 y 3 (Turcotte, 1986), dependiendo del proceso de fractura en cuestión, que puede ser de carácter persistente (p.ej., freatomagmáticas) como de carácter anti-persistente (p.ej., magmáticas).

Fragmentación secundaria: En el proceso volcánico, los fragmentos grandes tienen mayor probabilidad que las pequeñas de contener vesículas y, en consecuencia, tienen mayor probabilidad de fragmentarse, originando una re-fragmentación selectiva o secundaria. En un molino, una gran bola generará fragmentaciones con una dimensión fractal mayor a 3 (diferente a la fragmentación primaria), o si se utiliza una bola pequeña, la dimensión fractal será aún mayor, aumentando la eficiencia en la fragmentación (Kaminski & Jaupart, 1998).

Juvenil: Referente a piroclasto derivado directamente del enfriamiento y solidificación del magma en erupción. De lo anterior se desprende que la definición de juvenil es independientemente de si es un magma residente de un período eruptivo previo o si corresponde con una nueva inyección de magma.

Partícula activa o interactiva: Partículas producto de interacción explosiva directa de la magma-agua (explosión termohidráulica), donde solamente parte del fundido y del agua están envueltos directamente en el escalamiento de la

transferencia de calor y la fragmentación. Poseen fracturas formadas inmediatamente después de la fragmentación debido al enfriamiento súbito. Suelen representar menos del 10 % de masa total fragmentada (Büttner et al., 2002).

Partícula pasiva: Partículas que son producto del mecanismo de fragmentación frágil por los esfuerzos resultantes durante una explosión termohidráulica, pero no directamente producto del contacto magma-agua. Por lo general presentan forma blocosa, pero carecen de grietas de contracción, características escalonadas y de picaduras por corrosión (Büttner et al., 2002).

Persistente: Variable asociada a un proceso geológico, meteorológico, económico, entre otros, es medida en los momentos t_{i-1} , t_i y t_{i+1} . Si es probable que un aumento (o disminución) en el intervalo t_{i-1} , t_i sea seguido por otro aumento (o disminución) en el siguiente intervalo de tiempo t_i y t_{i+1} , entonces esa serie de valores se denominará persistente. En nuestro caso puede traducirse en un proceso explosivo en la presencia de una fractura con una superficie más o menos lisa. En este tipo de series se dice que tiene memoria a largo plazo, pues lo que llevó a aumentar (o disminuir)

el valor de la variable en el primer intervalo, sigue influyendo (aunque cada vez menos intensamente) en los intervalos siguientes (Wohletz et al., 1989).

Teoría de la fragmentación/transporte secuencial (SFT: *Sequential/Transport Theory*): Concepto que considera el proceso de fragmentación durante una erupción como un proceso secuencial conforme el chorro va avanzando, en el que las partículas van chocando entre ellas, reduciendo el tamaño de algunas de ellas. El proceso se analiza dividiéndolo en etapas (secuencia). En procesos mineros, esa secuencia de fragmentación se conoce como cominución, y se logra en los conocidos molinos de bolas. Cada vuelta del molino se consideraría una etapa, donde los fragmentos colisionan entre sí y contra las paredes del molino (el conducto cratérico, en nuestro caso). La ventaja de adoptar la SFT es que permite calcular, basados en el principio de conservación de la masa, las distribuciones por tamaño resultantes, y evidenciar algunos de los procesos de fragmentación involucrados (Brown, 1989; Wholetz et al., 1989; Wohletz & Brown, 1995).



APÉNDICE 2: INFORMACIÓN SOBRE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS**Grupo 1: Tefras recolectadas a pocos minutos o días de la erupción**

Ubicación	Muestra	Peso total (g)	Fecha de recolección	Erupción asociada	Localidad
-	J 10-2010	~ 200	-	5-8 /01/2010	La Central
562221 E- 222452 N	J 18-2012	566	19/01/2012	12/01/2012	W del Cráter Central
562067E- 222315 N	M 2-2013	311,8	21/05/2013	21/05/2013	Cerca de la boca 2010
561177E- 221094N	Tur-14-1a	207,25	1/11/2014	29-31/10/2014 y 01/11/2014	Cono Tiendilla, cerca Portón 1, a 1,5 km SW cráter activo
561177E- 221094N	Tur-14-1b	37,6	1/11/2014	1/11/2014?	Cono Tiendilla, cerca Portón 2, a 1,5 km SW cráter activo
562663E- 222682N	Tur-14-2	981,32	1/11/2014	29-31/10/2014 y 01/11/2014	~600 m NE cráter activo
562769E- 222643N	Tur-14-3	28,64	1/11/2014	29-31/10/2014 y 01/11/2014	~600 m NE cráter activo
562425E- 222712N	Tur-14-4	555,66	1/11/2014	29-31/10/2014 y 01/11/2014	Borde occidental cráter central, ~400 m E cráter activo
562470E- 222586N	Tur-14-5	496,46	1/11/2014	29-31/10/2014 y 01/11/2014	Borde occidental cráter central, ~400 m E cráter activo
662408E- 222685N	Tur-14-6w	137,56	31/10/2014	29-30/10/2014	Borde ENE cráter activo
560362E- 222240N	Tur-14-7	444,34	5/11/2014	29-31/10/2014 y 01/11/2014	Quebrada Paredes, 2 km oeste cráter activo
562665E- 222441N	Tu19-3-15	16,58	19/3/2015	19/3/2015	Mirador cráteres cen- tral y activo
523054E- 214254N	Tu12-3-15-1	51,42	12/3/2015	12/3/2015	Rohrmoser
560376E- 222228N	Tu12-3-15-2	812	12/3/2015	12/3/2015	Quebrada Paredes
526600E- 218300N	Tu12-3-15-3	89,96	12/3/2015	12/3/2015	Santo Domingo
562835E- 222436N	Tu2014.10.30AM1	111,27	30/10/2014	29/10/2014	~300 m SSE cráter Central
562069E- 222245N	Tu2141209A1	102,43	9/12/2014	9/12/2014	~350 m SW cráter Activo

Grupo 2: Tefras recolectadas varias semanas de la erupción

Ubicación	Muestra	Peso total (g)	Fecha de recolección	Posible erupción asociada	Localidad
562653E-222864N	01A	350,04	Finales de enero 2015	29-31/10 y 01/11/2015	Cerca del borde SW del cráter Oriental
562564E-222814N	02A1 02A2	247,18 89,54	Finales de enero 2015	Octubre - noviembre 2015	Entre los cráteres Oriental y Central
562481E-222748N	03A2	186,95	Finales de enero 2015	Octubre - noviembre 2015	Al NE del cráter Central
562456E-222649N	04A1 04A2	207,45 243,45	Finales de enero 2015	Octubre - noviembre 2015	Borde E del cráter Central
562398E-222564N	05A-1 05A-2 05A-3	403,89 637,8 177,96	Finales de enero 2015	Octubre – diciembre 2014	~50 m SE cráter Central
562284E-222557N	06A3	232,64	Finales de enero 2015	29-31/10 y 01/11/2015	Borde SW cráter Central
562388E-222453N	07A-1 07A-2 07A-3	231,45 198,62 257,34	Finales de enero 2015	Octubre – diciembre 2014	~200 m S cráter Central
562067E-222720N	10A-1 10A-2	216,74 307,36	Finales de enero 2015	Octubre - noviembre 2015	~250 m WNW cráter Central
562093E-222819N	11A	125,93	Finales de enero 2015	29-31/10 y 01/11/2014	~250 m NW cráter Central
562233E-222910N	13A1 13A-2?/3?	24,67 49,44	Finales de enero 2015	29-31/10 y 01/11/2014	~250 m NNW cráter Central
562233E-222910N	14A-2?/3?	148,68	Finales de enero 2015	Octubre - noviembre 2015	~175 m N cráter Central

APÉNDICE 3: DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO

(ver repositorio de datos en la versión digital)