

La actividad eruptiva del volcán Turrialba (Costa Rica) en el siglo XIX: reinterpretación de los documentos históricos y de los depósitos

The eruptive activity of Turrialba volcano (Costa Rica) in the XIX century: reinterpretation of historical documents and deposits

Guillermo E. Alvarado^{1,2*}, José Brenes-André³, Geoffroy Avard⁴, Reinaldo Pereira⁵, Jorge P. Galve⁶, Daniela Campos-Durán⁷, J. Maarten de Moor⁴ y Reina Sánchez⁸

¹Comisión Nacional de Prevención y Atención de Emergencias (CNE), Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, San José, Costa Rica.

²Universidad de Costa Rica (UCR), Instituto de Investigaciones en Ciencias Geológicas (CICG), San José, Costa Rica.

³Red Ciudadana de Estaciones Meteorológicas, San Rafael, Heredia, Costa Rica.

⁴Universidad Nacional (UNA), Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (Ovsicori), Heredia, Costa Rica.

⁵Centro Nacional de Alta Tecnología (Cenat), Laboratorio Nacional de Nanotecnología (Lanotec), San José, Costa Rica.

⁶Universidad de Granada, Departamento de Geodinámica, Campus Fuentenueva, España.

⁷Universidad Nacional (UNA), Escuela de Ciencias Geográficas, Heredia, Costa Rica.

⁸Sistema Nacional de Áreas de Conservación (Sinac), Parque Nacional Volcán Turrialba, Turrialba, Costa Rica.

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

(Recibido: 03/10/2020; aceptado 15/01/2021)

RESUMEN: La literatura vulcanológica internacional cita la actividad eruptiva del Turrialba restringida mayoritariamente a los años 1864-1866. Sin embargo, con base en una reinterpretación de los documentos históricos y el aporte de las dataciones de radiocarbono junto con las secciones estratigráficas, se evidenció que el Turrialba presentó al menos entre 1847 y 1863 un paulatino reactivar con columnas de gases vistas desde la distancia, vegetación quemada, llamas y ruidos. Entre el 17 de agosto de 1864 y con seguridad hasta febrero de 1866, o quizás incluso marzo o mayo de 1866, presentó la fase paroxísmica de erupciones importantes en la que se produjeron lahares y caída de cenizas en el Valle Central y en Puntarenas (125 km). Finalmente, entre junio de 1866 y 1881, la actividad eruptiva fue aparentemente esporádica con intensa actividad exhalativa. El único cráter activo fue el más occidental con dos o tres intrabocas. Los depósitos iniciales fueron freatomagmáticos, pobres en fragmentos juveniles (freatovulcanianos), ricos en clastos muy hidrotermalizados, con un incremento paulatino de los juveniles en el tiempo, presentándose corrientes de densidad piroclástica, alternando con fases estrombolianas. La actividad culmina con una fase estromboliana rica en balística y posiblemente



con un chorro oblicuo. El volumen total estimado es de $\sim 0,01 \text{ km}^3$. Los componentes juveniles son de composición predominantemente basáltica transición a andesita basáltica (SiO_2 50,57-53,20 wt%) con vesículas redondeadas (12-56 % vol.) y una textura hipocristalina porfírica (30-40 % vol. fenocristales) con fenocristales de labradoritas a bytownita (14-27 % vol., An_{51-88}), augita (~ 20 % vol., $\text{Wo}_{37-46}\text{-En}_{42-46}\text{-Fs}_{7-15}$), variando a miembros más cálcicos (endiópsido, diópsido y salita), olivino (~ 10 % vol., Fo_{70-88}), en una matriz con microlitos de labradorita (An_{30-68}), olivino (Fo_{71-75}), minerales opacos (magnetita cromífera) y poco ortopiroxeno (<1 % vol.). Sin embargo, se presentan variaciones amplias en el espectro cuando se analizan los vidrios, desde andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas e incluso riolitas. El modelo de fragmentación y transporte secuencial SFT (*Sequential Fragmentation-Transport*, por su nombre en inglés) fue aplicado en su versión ampliada de Modelo Fractal con un doble propósito: aumentar la información sobre el evento eruptivo que las originó, así como comparar los posibles mecanismos de transporte que se pueden deducir del modelo con aquellos que se obtienen a partir de los análisis tradicionales. Se encontró una buena concordancia con los eventos estrombolianos, aunque fue parcial con los freatomagmáticos.

Palabras clave: actividad eruptiva; siglo XIX; SFT; volcán Turrialba; Costa Rica.

ABSTRACT: The volcanological literature typically states that the eruptive activity at Turrialba was mostly restricted within the period of 1864-1866. However, it appears that a gradual reactivation occurred, with columns of gases seen from burnt vegetation, "flames" and noises. Between the 17th of August 1864 and certainly until February, or even March or May, 1866 there were important eruptions with lahar events and ash fall in the Valle Central and in Puntarenas (125 km). Finally, between June of 1866 and 1881, the eruptive activity was apparently sporadic with intense exhalation activity. The only active crater was the westernmost one with two or three small eruptive vents. The initial deposits were possibly phreatomagmatic, poor in juvenile fragments but rich in hydrothermally altered clasts, with gradual increase in juvenile content with time, and the development of pyroclastic density currents alternating with minor Strombolian phases. The activity culminates with a Strombolian phase being rich in ballistics and possibly with an oblique jet component. The total estimated volume is of $\sim 0,01 \text{ km}^3$. The juvenile components are predominantly basaltic transitional to basaltic andesitic (SiO_2 50.57 - 53.20 wt%) with rounded vesicles (12 -56% vol.) and a porphyritic hypocristalline texture (30 - 40% vol. phenocrysts) with labradorites to bytownite ($<25\%$ vol., An_{51-88}), augite ($\sim 20\%$ vol., $\text{Wo}_{37-46}\text{-En}_{42-46}\text{-Fs}_{7-15}$), varying to calcic members (endiopside, diopside and salt), olivine ($\sim 10\%$ vol., Fo_{70-88}), in a matrix with microliths of labradorite (An_{30-68}), olivine (Fo_{71-75}), opaque minerals (chromite magnetite) and little orthopyroxene ($<1\%$ vol.). However, there are a strong variation in the compositional spectrum when glasses are analyzed, from basaltic andesite to andesites, basaltic trachyandesites, trachyandesites, and even rhyolites. The fragmentation and sequential transport model Sequential Fragmentation-Transport (SFT) was applied in its expanded version of the Fractal Model with a double purpose: to increase the information about the eruptive event that originated them, as well as to compare the possible transport mechanisms that may be deduced from the model with those obtained from traditional analyzes. Good concordance has been encountered with strombolian events, although it was partially also with phreatomagmatic ones.

Keywords: Eruptive activity; XIX Century; SFT; Turrialba Volcano; Costa Rica.

INTRODUCCIÓN

El volcán Turrialba se ubica en el extremo oriental de la cordillera volcánica Central y a 40 km de San José, la capital de Costa Rica (Fig. 1). Turrialba, como los otros volcanes de Costa Rica, son el producto de la subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe y la microplaca de Panamá (Reagan, Duarte, Soto y Fernández, 2006). El volcán Turrialba adquirió notoriedad cuando comenzó a dar signos de reactivación a partir de 1996 e inició su segunda actividad eruptiva histórica a inicios del 2010, proceso que se mantuvo por lo menos hasta el 2020.

De la única actividad eruptiva histórica del Turrialba en 1864-1866 (previa a la presente del 2010-2020) se tienen pocos documentos históricos que manifiesten en concreto sobre lo acontecido. La mayoría de los trabajos técnicos modernos sobre la actividad del Turrialba en ese lapso de inicios de la segunda mitad del siglo XIX (i.e., Reagan, 1987; Reagan et al., 2006; Soto, 2012; González et al., 2015) toman como base el trabajo traducido de Seebach (1892, en Tristán, 1922) y la compilación de González (1910). Sin embargo, citan de manera equivocada a Seebach como si fuera el documento del 1865, cuando en realidad el trabajo traducido que se consultó data de 1892, mientras que el reporte del 1865 no fue consultado por dichos autores. Adicionalmente, un aspecto a considerar es que, en dichos trabajos, se tomó como premisa que el Turrialba no presentó actividad eruptiva previo a 1864 (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006), mientras que unos pocos trabajos dan pie a que se pudieron presentar indicios sobre la reactivación premonitora e incluso pequeñas erupciones previo al clímax de 1864-1866, basado en documentos históricos dispersos y reinterpretados (Fernández, 1922; Alvarado, 2009; González et al., 2015).



Fig. 1: En el recuadro, el mapa geotectónico simplificado y ubicación del volcán Turrialba dentro de la cordillera volcánica Central. Se incluye la reconstrucción del área mínima de afectación basada en los pocos reportes de caída de ceniza de las erupciones del Turrialba durante 1864-1866 y su contextualización histórica en la primera mitad del siglo XIX, con los nombres antiguos utilizados en los textos. La red hidrográfica del Caribe también está contextualizada a la época, donde el trazado de los cauces era diferente al actual.

Por otro lado, muchos documentos antiguos (i.e., Lang, 1875; Seebach, 1865; Sapper, 1913) no fueron considerados en estos trabajos por la circunstancia de estar en alemán, mientras que otros no fueron consultados por ser de difícil acceso (i.e., Pittier, 1889; Mercalli, 1907), o se citaron de manera errada. Por ejemplo, la infografía del Turrialba en erupción difiere en Seebach (1865) con respecto a su trabajo de 1892, entre varios otros documentos más que serán presentados en el estudio presente. Adicionalmente, los investigadores recientes, prestaron muy poca atención a lo que ocurrió con el volcán Turrialba entre 1866 y el fin del siglo XIX.

El presente trabajo tiene por objetivo: a) la reinterpretación de la documentación histórica de la actividad del volcán Turrialba en el siglo XIX, b) corregir una serie de imprecisiones de tipo histórico, documental y hasta geográfico que han aparecido recurrentemente en publicaciones técnicas, c) realizar una mejor descripción de los productos y procesos eruptivos, sus correlación y reinterpretación, d) aplicar el método de fragmentación secuencial/transporte (*Sequential fragmentation/transport*, SFT), f) describir lo que pudo haber acontecido mediante una integración de lo histórico con lo observado en las secciones estratigráficas con el aporte de la técnica de radiocarbono, g) comparar someramente lo acontecido con el Turrialba desde el inicio de su inquietud sismovolcánica (1996-2009), hasta su reactivar y período eruptivo (2010-2020).

Este análisis integral de los depósitos y componentes explosivos, por medio de métodos diferentes, incluyendo trabajo de campo, granulometría, estudios petrográficos y radiocarbono, permitió definir mejor los mecanismos de fragmentación, transporte y acumulación. Todo ello ayudará a comprender mejor la actividad del Turrialba en el siglo XIX y extrapolar escenarios eruptivos, complementado con la actividad del presente siglo.

TRABAJOS ANTERIORES

Dentro de los trabajos anteriores relevantes, referente al clímax de la actividad eruptiva de 1864-1866, sobresalen las fuentes primarias, entre ellas, la descripción de la actividad volcánica y las exploraciones publicadas en el diario oficial del gobierno llamado Gaceta Oficial (1864 a-e, 1865), posteriormente llamado La Gaceta, así como las descripciones del explorador alemán Seebach (1865, 1892), único geólogo que asciende al cráter activo el 9 de marzo de 1865. El mismo aporta los únicos dos dibujos del volcán en erupción (lámina 8 en Seebach, 1865 y otra figura más detallada en 1892), que son muy parecidos entre sí, pero varían en ciertos detalles. El libro de Karl von Seebach titulado *Über Vulkane Centralamerikas.- Aus den nachgelassenen Aufzeichnungen von K. von Seebach* (Sobre volcanes de América Central- a partir de las grabaciones póstumas de K. von Seebach), fue publicado posmortem en 1892.

Un estudio petrográfico, muy detallado para la época, fue realizado para las cenizas recolectadas por Seebach de la erupción del volcán Turrialba (Lang, 1875). Allí se describe, que aproximadamente 40 kg de tefras fueron transportados a Europa. Las cenizas se describieron por su tamaño, color, morfometría, grado de alteración y minerales. Más adelante, se discutirá la veracidad de dichas descripciones.

Luciano Platt, un químico residente en Puntarenas, realizó un análisis químico de esta ceniza (Gaceta Oficial, 1864 c, d).

Como fuentes secundarias, se tienen las de Fuchs (1884) y Montessus de Ballore (1884), particularmente este último, quien menciona que la erupción del Turrialba fue alarmante, particularmente los días 17 al 19 de febrero de 1864, la cual se extendió hasta 1866, con la caída de cenizas en Puntarenas y que a consecuencia de los temblores, supuestamente se secaron los pozos en San José.

Pittier (1889), aunque no estuvo presente en el momento de dicha erupción, aporta algunos datos de interés sobre su ascenso en enero de 1888 (no en enero de 1869, i.e. Fernández, 1922, p. 114 o González et al., 2015, p. 134, dado que él arribó a Costa Rica el 27 de noviembre de 1887).

El afamado vulcanólogo italiano y sacerdote católico Giuseppe Mercalli, conocido como autor de la escala de intensidad sísmica que se utiliza en Costa Rica y en otros lugares del mundo, clasificó la erupción del Turrialba como ultravulcaniana (Mercalli, 1907) en su seminal libro *Vulcani Attivi della Terra. Morfologia – dinamismo – prodotti – distribuzione geografica* (Los volcanes activos de la Tierra. Morfología - dinamismo - Productos - Distribución Geográfica).

González (1910) compila las noticias publicadas en el diario “La Gaceta” (sic) con fechas del 12/3/1864, 25/09/1864, 2/10/1864, 9/10/1864 y reproduce el documento de Pittier, escrito en 1888 y publicado en 1889 (Pittier, 1889: 49-53).

Tristán (1922) y mucho más recientemente Zeledón (2014), reproducen al español la parte que corresponde a Costa Rica del documento *posmortem* de Seebach (1892). Sin embargo, el documento de Seebach (1865) aporta información que no está contemplada en su libro póstumo.

Mooser, Meyer-Abich y McBirney (1958) en su catálogo de volcanes activos del mundo, menciona que la actividad del Turrialba en los siglos XVIII y XIX fue muy tranquila, al grado que en la simbología pone que en esos mismos siglos presentó “explosiones normales”.

Más recientemente, sobresalen las fuentes técnicas, particularmente, Reagan (1987) y Reagan et al. (2006), quienes son los primeros en describir la actividad eruptiva del Turrialba desde el punto de vista de la vulcanología moderna. Establecen sus productos y secuencia eruptiva caracterizada por erupciones freáticas, freatomagmáticas (vulcaniana con fases de oleadas piroclásticas), hasta estromboliana violenta.

Tanto Reagan (1987), Reagan et al. (2006) y Soto (2012) concluyen que, con seguridad, el cráter ubicado al SW (en efecto observado activo por Seebach) y quizás el cráter Central (no observado por ningún testigo) estuvieron posiblemente en algún momento simultáneamente activos.

McBirney y Williams (1965), Paniagua (1983) y Tournon (1984) realizan los primeros análisis químicos de las bombas asociadas con la erupción de 1864-1866, pero son Reagan (1987) y Di Piazza (2013) quienes hacen los estudios petrológicos más detallados y extensivos de la erupción de 1864-1866, los cuales fueron publicados posteriormente en forma parcial (Reagan et al., 2006; Di Piazza et al., 2015).

Algunos estudios realizan comparaciones entre los productos de las erupciones de 1864-1866 con los del Turrialba durante el 2014-2017 (Di Piazza, 2013; Di Piazza et al., 2015; de Moor et al., 2016; Rizzo et al., 2016; DeVitre et al., 2019). En general, estos estudios concluyen que los productos eruptivos juveniles de la erupción de 1864-1866 corresponden con basaltos hasta andesitas basálticas y algunas traquiandesitas, aunque los vidrios volcánicos asociados (tanto en las cenizas

como en las inclusiones dentro de los minerales) presentan rangos de variaciones muy amplios en sílice y álcalis dentro de la serie calcoalcalina con tendencia alcalina, variando desde basaltos, andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas, traquidacitas e incluso dacitas y riolitas.

Reagan (1987), Reagan et al. (2006), Soto (2012) y Di Piazza (2013) realizan una compilación e interpretación de la información vulcanológica del Turrialba hasta ese momento e incluyen, dentro de los escenarios de peligro, la actividad del Turrialba de 1864-1866 como modelo a seguir, en especial para el período eruptivo de inicios del siglo XXI.

Alvarado (2009) y González et al. (2015) reinterpretan documentos antiguos y dan cabida a que el volcán tuvo una actividad eruptiva menor, unos años antes a 1864, e incluso el primer autor lo extiende hasta quizás fin del siglo XIX.

Hilje (2008, 2018) y Peraldo y Mora (2008) aportan comentarios sobre la historia del volcán.

METODOLOGÍA Y MARCO TEÓRICO

Se realizó una recopilación de todos los trabajos que mencionan la actividad del volcán Turrialba en el siglo XIX. Se estudiaron, además, sus depósitos en varias secciones, donde se dispone de algunas muestras: cinco muestras recolectadas en el borde del cráter Central en el 2014 (columna 4, Fig. 2), nombradas Turri1 a Turri5 y otras ocho muestras obtenidas a inicios del 2015 de una sola trinchera (columna 2) nombradas A-0 hasta A-7. Las tefras fueron tomadas en las vecindades del cráter Central, entre 10 y 300 m de distancia. Se describieron columnas también en la torre de Recoque en la cima y en el flanco W y SW del volcán (Fig. 2 y 3, Cuadro 1).

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): (50; -6); (37,5; -5,5); (31,5; -5); (16; -4); (8; -3); (4; -2); (2; -1); (1; 0); (0,6; 0,5); (0,425; 1); (0,25; 2); (0,125; 3) y (0,063; 4). 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 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 desfloculante de las partículas.

Además, a las distribuciones granulométricas se les aplicó el método SFT, que supone la granulometría como compuesta de una mezcla de subpoblaciones cada una asociada a una distribución de Weibull (Wohletz, Sheridan, y Brown, 1989). El SFT, en la forma en que recientemente se modificó, ha mostrado ser útil para entender algunos de los procesos de fragmentación y de transporte de piroclastos. 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.freedownloadmanager.org/Windows-PC/KWare-SFT-FREE.html>, 2015, New Mexico) desarrollado por Wohletz en 1999, basado en las ecuaciones de Wohletz et al. (1989). La SFT consiste en la deconvolución de una granulometría en un conjunto de distribuciones tipo Weibull que son caracterizadas por su moda y la dispersión (equivalente a la distribución standard de una distribución gaussiana) y el % en peso respecto al total de la muestra. Aquellas subpoblaciones con moda cercana al valor mínimo Φ_{\min} o al valor máximo Φ_{\max} de las granulometrías se considerarán poco realísticas, porque el algoritmo utilizado en SFT asigna un peso de 0 %, cual no es necesariamente correcto, para tamaños fuera de ese ámbito. Debido a 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.

El coeficiente de fragmentación, definido como la razón Moda/Dispersión para cada distribución, muestra empíricamente una relación lineal con respecto a la moda en el ámbito de -3Φ a 3Φ al utilizar todas las muestras. En la versión modificada (Brenes, 2013) las distribuciones, en el ámbito -5Φ a 4Φ , son agrupadas en 3 a 6 procesos definidos como aquel conjunto en que los coeficientes de fragmentación (siempre y cuando la dispersión sea negativa) se relacionan linealmente (el mayor R^2 posible) con la moda, cuidando que en cada proceso a lo más solo haya una muestra representada. Las distribuciones caracterizadas por dispersiones positivas son asociadas a fragmentaciones secundarias (Brenes y Alvarado, 2013) o terciarias (Brenes-André, 2014). Aspectos metodológicos y terminológicos adicionales son explicados extensamente en Alvarado et al. (2016).

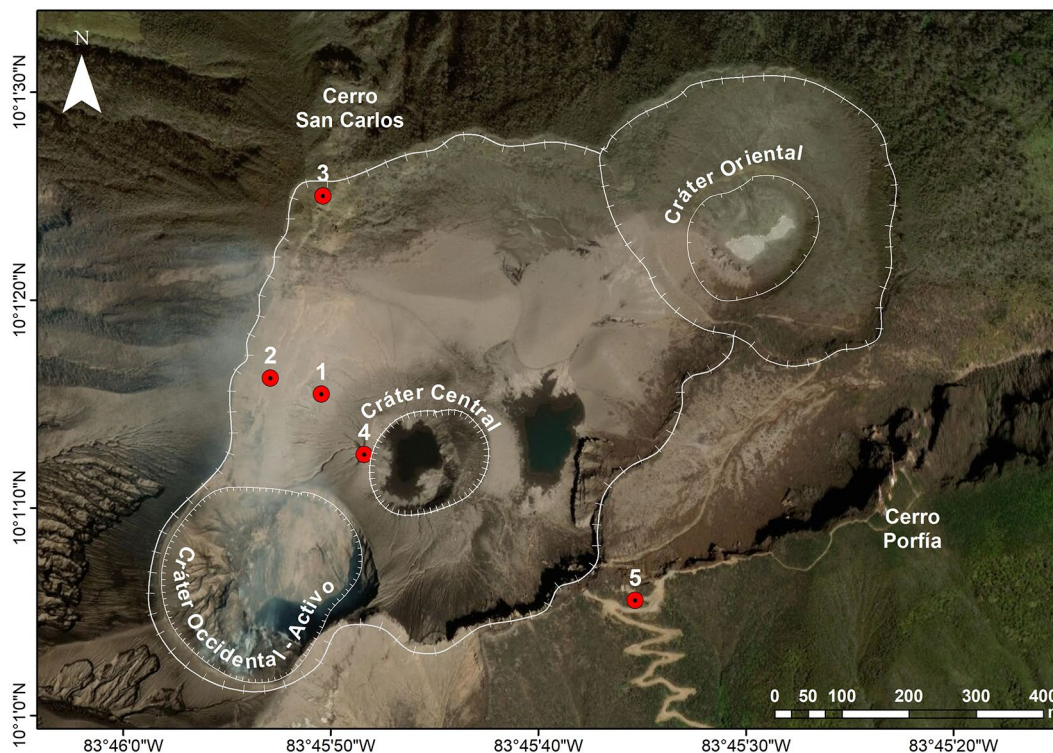


Fig. 2: Ubicación de los cráteres y de las columnas estratigráficas proximales.

Los análisis químicos se realizaron utilizando un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (XRF) mediante el equipo EDX-7000/8000 series de Shimadzu. La preparación fue mediante pastillas a partir de roca pulverizada (*Titanium chatterbox*) comprimida a 20 ton/m² en un anillo de plástico, sin adjuntar una cubierta o epoxi. Se realizaron dos repeticiones de análisis para cada muestra, sobre un diámetro de 5 mm. Para el análisis cuantitativo, se hizo la calibración del equipo a partir de pastillas hechas de cuatro rocas pulverizadas certificadas por el USGS y se repitió el proceso con dos estándares junto con las ocho muestras.

Se seleccionaron varias muestras para ser analizadas mediante el microscopio electrónico de barrido (MEB) en el Laboratorio Nacional de Nanotecnología (Lanotec), Centro Nacional de Alta Tecnología (Cenat). Las cenizas se montaron sobre cinta conductora de doble cara, recubriéndose con una capa de 5 nm de oro en un cobertor iónico *DENTON VACCUM DESK V* para ser observadas en un microscopio electrónico de barrido (MEB) *JEOL JSM-6390 LV* a una aceleración de voltaje de 10 kv. Además, se determinó la composición elemental por medio de un Detector de Energía Dispersada (EDS) marca *OXFORD Instruments* modelo 7582-M con una *RESOL* de 133 eV.

Las dataciones radiométricas fueron realizadas en los laboratorios de la empresa *Beta Analytic* (EEUU) mediante la datación de sedimentos con espectrometría de masas con aceleradores (AMS). Para ello, se tomaron muestras en las unidades geológicas donde se observaba un mayor contenido de materia orgánica. Estas muestras se colocaron en papel de aluminio para evitar su contaminación con carbono procedente de las bolsas de muestreo. Ya en el laboratorio se extrajo la fracción orgánica de la muestra mediante su tamizado y un baño ácido para eliminar los carbonatos. En esa fracción orgánica se midió la razón ¹⁴C/¹³C utilizando un acelerador de partículas. Una explicación más detallada del procedimiento de análisis se puede consultar en la web de la empresa (<https://www.radiocarbon.com/espanol/datacion-laboratorio.htm>).

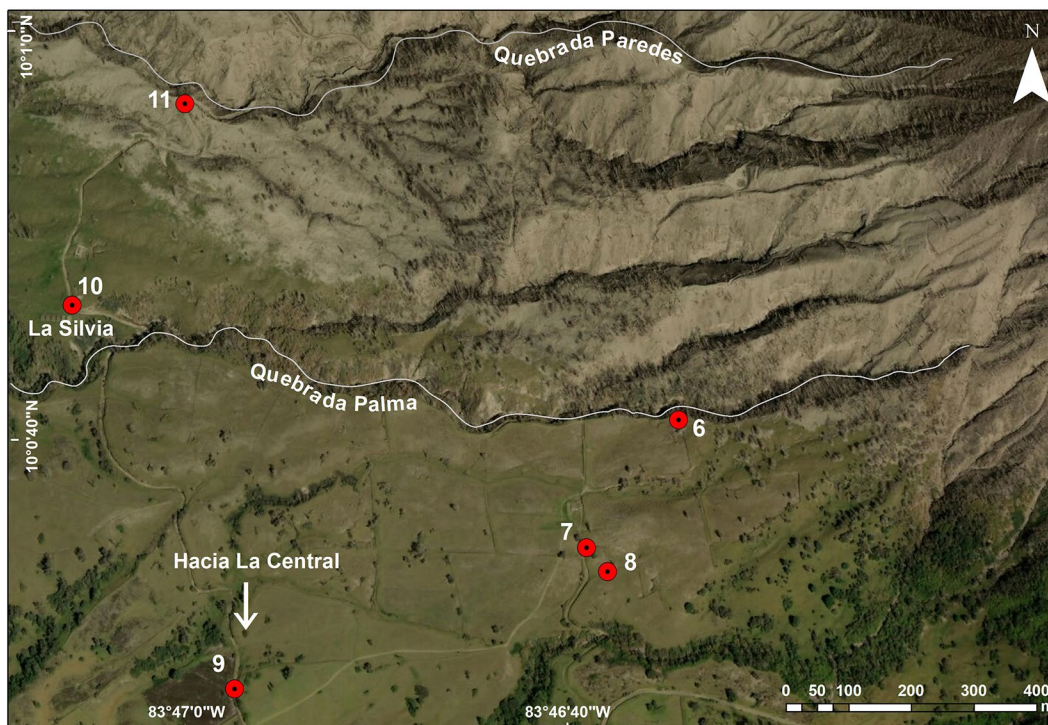


Fig. 3: Ubicación de las columnas estratigráficas en el flanco SW del Turrialba.

Cuadro 1: Localización de las columnas estratigráficas y muestras.

Columna	CRTM05 (grados decimales)		Coordenadas geográficas		Ubicación descriptiva
	Latitud	Longitud	Latitud	Longitud	
1	10,020965	-83,764013	10° 1'15.47"N	83°45'50.45"O	Cerro San Carlos
2	10,02118	-83,764694	10° 1'16.25"N	83°45'52.90"O	Cerro San Carlos
3	10,023617	-83,763989	10° 1'25.02"N	83°45'50.36"O	Cerro San Carlos*
4	10,020158	-83,76344	10° 1'12.57"N	83°45'48.38"O	Cráter Central
5	10,018207	-83,759814	10° 1'5.55"N	83°45'35.33"O	Torre Recope
6	10,011065	-83,776163	10° 0'33.21"N	83°46'39.01"O	Quebrada Palma
7	10,009224	-83,777504	10° 0'39.84"N	83°46'34.19"O	Flanco SW
8	10,008882	-83,777197	10° 0'31.97"N	83°46'37.91"O	Flanco SW
9	10,007195	-83,782623	10° 0'25.90"N	83°46'57.44"O	Camino a Finca Silvia
10	10,012727	-83,784981	10° 0'45.82"N	83°47'5.93"O	La Silvia
11	10,015625	-83,783339	10° 0'56.25"N	83°47'0.02"O	Quebrada Paredes

*La sección del cerro San Carlos aparece citada en Di Piazza (2013, p. 14 y 109), pero las coordenadas que suministra en el texto se ubican en el cráter Oriental, en contradicción con la ubicación que él presenta en su imagen. Por eso, acá se aporta una localización aproximada.

ACTIVIDAD VOLCÁNICA DURANTE EL SIGLO XIX

Cronología y frecuencia de las erupciones

La actividad volcánica del Turrialba del siglo XIX se va a dividir cronológicamente en tres fases, que se describen a continuación, basado en los documentos históricos: a) pre-1864, b) 1864-1866 y c) pos-1866.

Actividad pre-1864: el paulatino despertar

Referente a la actividad eruptiva del siglo XIX, los vulcanólogos Gerardo Soto y Mark Reagan estudiaron el volcán Turrialba con particular detalle (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006; Soto, 2012); ambos llegan a la conclusión que no tuvo actividad explosiva en el siglo XIX antes de 1864. No obstante, las constantes descripciones anotadas a distancia (varios kilómetros) por los viajeros y naturalistas reconocidos, tales como las “columnas de humo”, “llamas” y “casi sin interrupción un ruido sordo semejante al que produce una caldera de vapor, pero más fuerte” e, incluso, algunos dibujos aportados por naturalistas y viajeros (M. Wagner y W. Marr en 1853; K. Hoffmann en 1855 y T. F. Meagher en 1858; además, Schneider en 1911 y Sapper en 1913), han motivado a la reinterpretación de los documentos y a contemplar la posibilidad de que el Turrialba tuvo una actividad explosiva menor y poco frecuente por lo menos entre 1847 y 1863 (Alvarado, 2009, González et al., 2015). Dicho período es de al menos 17 años, donde predominó la salida de gases, lo cual correspondería a una actividad exhalativa con la expulsión casual de cenizas.

El inicio exacto de reactivación del Turrialba con microsismicidad y nuevas fumarolas, como de la nueva actividad eruptiva del siglo XIX, no se puede precisar, pero la primera mención breve es de 1847 cuando Anders S. Oersted, realizaba en su visita al Irazú desde donde observa al volcán Turrialba y recalca la diferencia entre “humo” (¿cenizas?) y vapores (gases) según el siguiente texto (Oersted, 1863, p. 36): “...el volcán Turrialba del que se escapa constantemente humo y vapores”.

Por su parte, los relatos de los europeos comentan en 1853 (Wagner y Scherzer, 1856, p. 261): “...exhala casi sin interrupción ya más ligeras ya más fuertes bocanadas de humo y parece aún arrojar escorias incandescentes”.

También, el viajero alemán, Wilhelm Marr, narra el 24 de mayo de 1853 (Marr, 1863, p. 170):

Al cabo de media hora de cabalgar [de Paraíso] divisamos el cercano Turrialba, Espesos bosques lo cubren hasta la cima. Sus cráteres se encuentran en la falda oriental que, según dicen, está terriblemente quebrada y pelada. Era un espectáculo peculiar ver danzar, al parecer, la majestuosa columna de humo sobre las verdes copas de los árboles, a la vez que, de vez en cuando, un retumbo revelaba la actividad de la hoguera.

Seguidamente agrega: “...el gigantesco volcán Turrialba lanzando una larga columna de humo y haciendo casi sin interrupción un ruido sordo semejante al que produce una caldera de vapor, pero más fuerte” (Marr, 1863, p. 173).

Para el 8 de junio dice: “El Turrialba humea de lo lindo” (Marr, 1863, p. 197).

Para el 11 de ese mismo mes: “El Turrialba ha estado humeando todo el día de hoy y tan alegremente como si tuviese en la boca el más fino cigarro. ¡Oh, si yo pudiese disfrutar de una erupción!” (Marr, 1863, p. 199).

De igual modo, el naturalista Hoffmann logró observar desde el Irazú el Turrialba en su ascenso realizado en mayo de 1855 (Hoffmann, 1856, p. 30):

Vimos elevarse de la cima del Turrialba tres enormes columnas de humo verticales como cirios, a cuyo lado pudimos también distinguir claramente con el catalejo llamas que, seguramente, subían desde otras tantas aberturas.

Aún no se ha efectuado ascensión alguna al Turrialba, por lo que es, como aquí se dice chúcaro, esto es, salvaje o no domesticado, y las narraciones de los indios hacen de él albergue de demonios, espíritus salvajes de las montañas, así como de millones de tigres, leones y otros animales salvajes.

Posteriormente, en agosto del mismo año, sube al volcán Barva y agrega que, el Turrialba siempre humea (Hoffmann, 1858).

El irlandés Thomas Francis Meagher, describe al Turrialba en 1858 (Meagher, 1859-1860, pp. 324-326): "...contemplamos el volcán de Turrialba –el volcán de las Torre Blanca- con su gran columna de humo y fuego,..."

Continúa: "vi el volcán de la Torre Blanca, en el alto de los Cielos, ardiendo en la luz gris del amanecer, ...En esa columna de humo de día –en esa columna de llamas por la noche" (Meagher, 1859-1860, p. 325).

Basados en que Meagher (1859-1860) hace una ilustración del Turrialba, González et al. (2015) pueden calcular una columna de gas en al menos 1000 m altura sobre el borde del volcán (Fig. 4). Ahora, que se tiene una mejor idea de la localidad desde donde se dibujó, se puede calcular la altura de la columna en unos 700-800 m.

Aproximadamente para 1859 se comenta que (Frantzius, 1861, p. 332): "En el lado norte se pueden observar, en distintas partes de esas grietas, elevarse continuamente considerables humaredas, por las cuales este volcán puede distinguirse a grandes distancias, por ejemplo, desde los Montes Aguacate, a una distancia de 18 a 20 leguas. En noches oscuras dicen que se pueden percibir fenómenos de fuego. El volcán Turrialba no ha sido escalado nunca".

Al respecto, basado en documentos contemporáneos a 1859, González et al. (2015) interpretan mal la frase de Trollope (1859), donde dice que siempre está despidiendo fuego y chorros de piedra derretida. Dicha cita no se refiere al volcán Turrialba, sino al supuesto "volcán" Pico Blanco o Kámuk en la cordillera de Talamanca. Con probabilidad, González et al. (2015) confundieron el Pico Blanco (Kámuk) con "Torre Blanca", una de las etimologías del Turrialba.

Resulta interesante que, aunque varios naturalistas ascendieron al Irazú o al Poás en la década de 1850 (Hoffmann, Frantzius, Meagher, entre otros), nadie lo hiciera al Turrialba, pese a los supuestos reportes de actividad. La razón fue por la falta de una vereda de acceso con similares facilidades como se encontraba en los otros volcanes mencionados.

En tal caso, todo lo anterior, más allá de las dudas, la frase "tres enormes columnas de humo verticales" (Meagher, 1859-1860) hace pensar que existían al menos tres boquetes o cráteres menores, al parecer dentro del cráter más al SW (el mismo sector activo en 2010-2020) en plena actividad exhalativa y quizás con proyección de cenizas con o sin aporte de magma juvenil (fragmentos de lava fresca y fundida). Las llamaradas pudieron corresponder con la combustión del azufre a través de fumarolas de temperatura elevada, en grietas alledañas a los boquetes o debido a la proyección de fragmentos de lava incandescentes (no necesariamente juveniles), o por incandescencia del cráter, o una combinación de todas las anteriores.

La fecha del primer ascenso registrado al Turrialba por los nuevos colonos mestizos, no está bien establecida, pero se deduce que ocurrió a finales de la estación lluviosa de 1863 y estuvo liderada por los tres cartagineses: Manuel y Francisco Guillén y Antolino Quesada (Gaceta Oficial, 1864a). El reporte escueto fue realizado por Juan Braun en dicho diario, pero lo llamativo es su comentario: "...[estos exploradores] han ascendido al fin al interesante y turbulento cráter [sic] de este volcán [sic] tan activo, cuya inmensa columna de humo vemos y conocemos desde tanto tiempo solamente de lejos..." (Gaceta Oficial, 1864a, p. 4). Sobresale acá el hecho de que Braun habla de humo (cenizas?) y que tiene tiempo el volcán de estar activo.

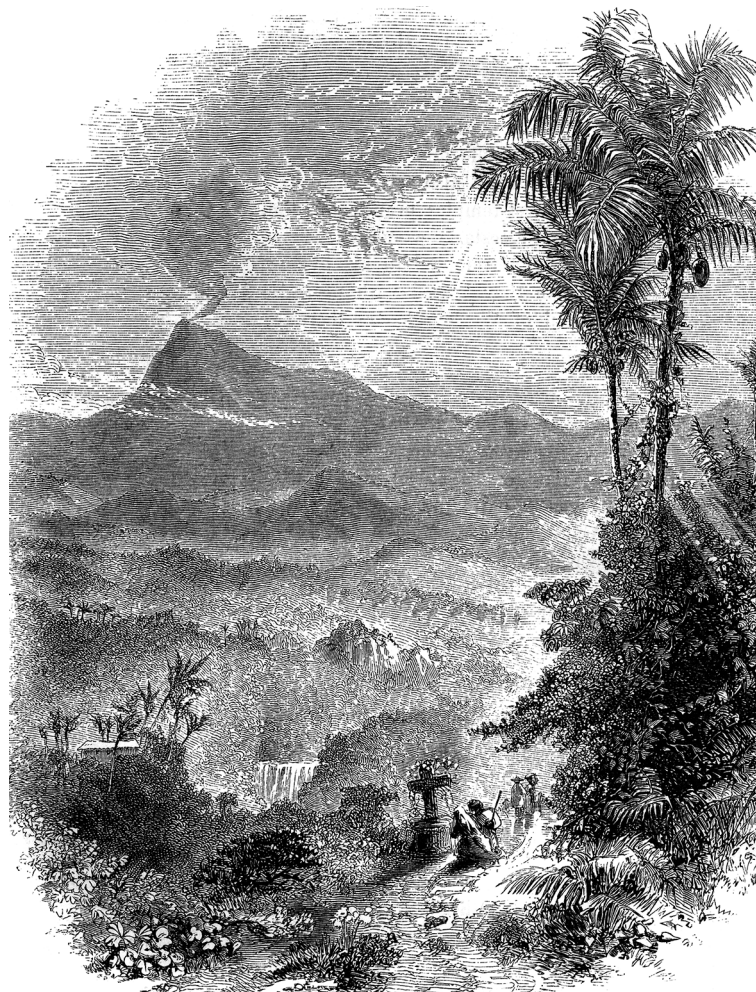
Lo anterior motivó a que posteriormente el propio Braun organizara un ascenso mejor estructurado. Allí, los viajeros Juan Braun y Johanning (alemanes), Martin Flütsch (suizo) y Roche de la Tour (francés), acompañados de los citados baqueanos costarricenses y primeros en dejar constancia de su ascenso al volcán, Antolino (Antolín) Quesada, Francisco y Manuel Guillén, ascendieran al volcán en un número total de una docena de excursionistas. Sin embargo, para el 26 de febrero de 1864, solo dos de ellos llegan a la cumbre (Gaceta Oficial, 1864b; Pittier, 1889; Seebach, 1895; González, 1910; Sapper, 1913; Hilje, 2008, 2018; Peraldo y Mora, 2008).

Del diario Gaceta Oficial del 12 de marzo de 1864 se resaltan las siguientes frases (Gaceta Oficial, 1864b, p. 2-3) descritas por Braun:

..., echando desde ha [sic] muchísimos años, una espesa y alta columna de humo, preñada con bastante azufre, que ha destruido en su espalda, toda vegetación...

...hasta los Quemados; pero de allí comenzó la verdadera dificultad para trepar sobre la tierra con tanto polvo negro, del sacate [sic] y de los arbustos quemados; ...

La primera impresión que hace la oscura profundidad del cráter mayor (de mas [sic] de 300 pies de profundidad), con sus cuatro paredes negras y amarillas, en que mas [sic] de cien bocas pequeñas (de dos varas en



VOLCANO OF TURRIALBA.

Fig. 4: Ilustración del volcán Turrialba en 1858 (Meagher, 1859-1860, p. 298). Se observa una cascada y al fondo el volcán Turrialba con un penacho de vapor y quizás cenizas. El dibujo fue realizado por el camino que conduce a la ciudad Turrialba, cerca del poblado cañero de Naranjo (ubicado a 2 km al W de Juan Viñas) “cuesta debajo de un cerro sumamente escarpado”, según se desprende del documento original (Meagher, 1859-1860, p. 318). La cascada y la cuesta pronunciada que se describe, deben de ser una vereda que conduce al fondo del cauce de la quebrada Honda.

circunferencia), adornadas à [sic] su rededor con capas amarillas de azufre, están humeando con estrépito, casi silvando [sic] ,,

..., mucho mas [sic] humo con ruidosa fuerza, hasta que se levanta la gran columna de humo (mas [sic] de 100 varas en circunferencia), junta y unida ya con las columnas chiquitas arriba en la orilla del cráter, en donde se vé [sic] de lejos aquella enorme columna de humo de 500 pies de altura, según el viento ó [sic] la calma, tan claramente desde la plaza de Heredia, como en el Monte de Aguacate, principalmente en el invierno, después de grandes aguaceros.

La circunferencia de todo el cráter puede tener segun [sic] nuestro cálculo, (hemos medido una parte) algo mas [sic] de 2,000 varas. La forma del cráter no es regular, sino algo elíptica: las paredes interiores son casi perpendiculares, y una capa amarillenta de azufre cubre varias partes del interior, y...

Acá se recalca que el Turrialba tenía ya varios años de actividad y, además, lo descrito emula lo acontecido recientemente en Turrialba a inicios del siglo XXI. El cráter lo describen oscuro, elíptico (~1680 m de circunferencia o unos 530 m de diámetro) y se visualizaban bien sus paredes (indicio de una hoya profunda) que poseía, según lo estimaron, más de 100 m de profundidad con un centenar de aberturas o bocas secundarias (de aproximadamente 1,5 m de diámetro cada una), que emitía gases con estrépito, mientras que dos de ellas, ubicadas al lado W y E, despedían importantes cantidades de gases que formaban columnas de más de 85 m de diámetro por unos 150 m de altura. Esto induce a pensar en el cráter SW, mientras que los cráteres Central y NE se presentaban inactivos. Se resalta en estos documentos del siglo XIX, que el volcán llevaba “muchísimos años” con cierta actividad, por lo menos de tipo exhalativa, que había quemado la vegetación, muy posiblemente por la lluvia ácida. Pero la presencia de “tanto polvo negro” durante el ascenso y la mención de “espesa y alta columna de humo” previamente citados, parece indicar que, adicionalmente, existía ceniza fina suelta en zacate, tal y como suele ocurrir cuando las erupciones emiten ceniza y esta se aloja en las plantas. Todo ello son indicios de erupciones previo a marzo de 1864.

En síntesis, todos estos documentos, aunque escuetos, dan cuenta más allá de las dudas, que no solo el Turrialba presentó una intensa actividad exhalativa entre 1847 e inicios de 1864, sino muy posiblemente también la salida esporádica y en poca cantidad de cenizas escoriáceas oscuras.

Actividad 1864-1866: el clímax eruptivo

Toda la actividad previamente descrita del Turrialba fue el preludio para una actividad eruptiva mayor y la más citada en la literatura vulcanológica, que se extendería desde el 17 de agosto de 1864 hasta al menos febrero y quizás marzo o incluso mayo de 1866.

Aunque la actividad eruptiva, según la literatura tradicional, al parecer inicia el 17 de agosto de 1864 (Pittier, 1889; González, 1910), no fue hasta la noche del 16 al 17 de setiembre de 1864 en que llegó a caer ceniza fina en San José (Gaceta Oficial, 1864c), situación que se extendió entre los días 18 al 21 por el Valle Central occidental, particularmente hasta las poblaciones de Atenas y Grecia. La ceniza llegó a ~65 km de distancia del volcán, con un espesor aproximado de ~1 m en los alrededores del cráter (Gaceta Oficial, 1864e).

El gobierno de Costa Rica envió a los señores Antolino Quesada y Manuel Guillén (quienes ya habían ascendido previamente en febrero de 1864), con el fin de determinar cuál era la situación del volcán Turrialba. Ellos alcanzaron la cima el 30 de setiembre de 1864 (Gaceta Oficial, 1864e, p. 4):

Estos valientes salieron el 27 del mes pasado de la ciudad de Cartago y el 29 por la mañana llegaron al rancho San Martín [sic], donde comenzaba la ceniza á profundizar aumentándose luego en la laguna hasta la profundidad de mas [sic] de un pié [sic], cuya materia con el agua de las lluvias formaba una masa muy resbalosa que dificultaba mucho la marcha.

El rancho San Martín no aparece en los mapas actuales pero la laguna puede ser perfectamente los dos laguitos que aparecen en el mapa del IGN (hoja Carrillo, 1:50 000), a unos 500 m al SW de finca Central (conocida como La Central). Las cenizas de 0,3 m de espesor debían de ser muy fina (fase freatomagmática) para generar lodazales y ser resbalosa.

El relato continúa (Gaceta Oficial, 1864e, p. 4):

Subieron el día [sic] siguiente (30) y al llegar á [sic] la cima del Volcán se sorprendieron al ver una columna de humo que se elevaba á [sic] una altura dos veces mayor que la que se alzaba en el mes de febrero próximo pasado. Su color variaba entre negro y verde, y se levantaba y salía de esta torre de humo envolviendo inmensas llamaradas de fuego, azuladas, con estrépito terrible, como si la tierra quisiera producir otro volcán. Desaparecieron esas cien chimeneas flameantes que antes se disputaban el derecho de vomitar más fuego. En su lugar se encuentra un solo cráter, anchísimo, casi redondo y profundo como una verdadera puerta del tártaro, cuyas paredes internas son amarillas ó [sic] negras como barnizadas con pez, y en su fondo pestífero se oye un murmullo inexplicable por el terror que causa, repitiéndose cada rato más amenazador.

Puesto que las columnas reportadas el 26 febrero de 1864 eran de unos 150 m de altura, las observadas el 30 de setiembre de ese mismo año debieron de alcanzar los 300-450 m de altura sobre el cráter. Los colores que describe Juan Braun (Gaceta Oficial, 1864b) y, posteriormente, Antolino Quesada y Manuel Guillén sobre las fumarolas (Gaceta Oficial, 1864e), corresponden a criterio de González et al. (2010) con temperaturas <250 °C en el caso del amarillo y los negros estilo barniz son de temperaturas >250 °C, debido a que el azufre cambia de color dependiendo de la temperatura. Aunque es factible dicha afirmación, otra posibilidad más viable es que simplemente sean colores de la alteración hidrotermal (colores amarillentos), alternados con las capas de escorias y coladas de lava expuestas (colores negros).

Seguidamente se describe lo siguiente (Gaceta Oficial, 1864e, p. 4):

El gran pico San Carlos, una de las tres elevaciones que encerraba el Volcán, contigüo [sic] al lado Norte del cráter ha desaparecido casi en su totalidad, cayendo sus enormes masas en aquel abismo bullicioso... Para formarnos una idea basta considerar que toda la superficie de este ancho volcán está cubierto con una capa de más de una vara de espesor con ceniza que se ha regado visiblemente sobre una extensión de más de tres leguas alrededor y principalmente al Norte del volcán... Además, arrojó esta boca pedrones inmensos é [sic] innumerables sobre los otros picos...

De acá se desprende que el crecimiento del cráter y las explosiones hicieron colapsar parcialmente al cerro San Carlos y que el espesor de las cenizas era cercano al metro (0,83 m). En el presente, el cerro San Carlos y su cumbre, se ubica al NNE del cráter Central, presentando dos posibilidades: a) que el cráter activo era el cráter Central o, b) que una prominencia más alta del cerro San Carlos colapsó. Como se verá en los próximos párrafos, el geólogo Karl von Seebach asciende al volcán Turrialba posteriormente, pero siempre en compañía de Antolino Quesada, dejando constancia que el cráter activo no era el cráter Central.

En ese mismo año, Blas Moya escribe una nota al Ministro de Gobernación el 24 de octubre de 1864 explicando (Peraldo y Mora, 2008, p. 131) lo siguiente:

El Juez de Paz de la Aldea de “Sarapic...” [Sarapiquí] con fecha 19 del corriente entre otras cosas me dice que hace diez días [9 de octubre] estaba el río blanco de azufre, y que era tanta la mortandad de peces que había en las playas [del río] que se podían sacar en carretadas...

De acuerdo con el Censo de Población de la República de Costa Rica de 1864, la Aldea de Sarapiquí era un “lugar” que se disputaban la provincia de Heredia y Alajuela y que posteriormente formó parte de de Heredia (Censo de la República de Costa Rica, 1883). A nivel administrativo, ese cantón se podría equiparar a la actual provincia del mismo nombre que se divide en cantones, los cuales en el siglo XIX se denominaban “lugares”. Resulta razonable pensar que el lugar “Aldea de Sarapiquí” coincidiera groseramente con lo que hoy es el cantón de Sarapiquí. En 1864, esa zona estaba prácticamente despoblada y el único lugar donde podría existir un juez de Paz era una localidad a las orillas del río Sarapiquí, justo antes de su confluencia con el río Sucio, denominada en aquel entonces como Muelle (lugar que ya aparece en los mapas de 1861). Con toda probabilidad corresponde con el lugar actual de Muelle, ubicado en la vega del río Puerto Viejo, a tan solo 2 km al NNW del actual Puerto Viejo de Sarapiquí (lugar que aparece en los mapas entrado el siglo XX), entre ambos ríos. Por tanto, los ríos a los que se refiere la cita deberían ser uno de esos dos. La contaminación y alta mortandad de peces descrita no puede tener un origen en los ríos que nacen en el volcán Turrialba, ya que sus aguas no desembocaban por aquel entonces en los ríos Sucio o Sarapiquí (cf. Galve, Alvarado, Pérez-Peña, Mora, Booth-Rea y Azañón, 2016). La fuente de contaminación debería provenir de la cabecera del propio río Sucio, que sí estaba conectaba hidrológicamente con la zona desde donde llegaron las noticias y, para explicarla, se debería recurrir a una abundante caída de cenizas en las laderas del volcán Irazú (Fig. 1).

La abundante caída de cenizas y la contaminación de los ríos está acorde con lo escrito por Antolino Quesada y Manuel Guillén (Gaceta Oficial, 1864e, p. 4):

Al lado Oeste del volcán [Turrialba] y como a 500 varas [417 m] bajo el cráter ha nacido un río, cuyas aguas son sumamente ácidas tal vez con ácido sulfúrico. -En la dirección Nor-Oeste hacia [sic] cabeceras del río “Tortuguero” se vé [sic] toda la vegetación destruida y este fenómeno se estiende [sic] á [sic] distancia de algunas leguas.

El río ácido que se comenta es la quebrada Paredes, la cual nace a unos 500 m N del volcán Turrialba, afluente del río Toro Amarillo, que después se une al río Chirripó. En 1864, este último río desembocaba en el río Colorado, una rama del río San Juan, mientras que el río “Tortuguero” fue una forma de decir para los ríos que descienden al Caribe, dado que la hidrografía en ese entonces era bastante desconocida (Fig. 1 y 3).

El aumento en la acidez de ese río se dio por los gases expulsados, los cuales se condensaron con la lluvia formando ácidos que, aunado a los coloides y las cenizas, se dio una disminución del pH en el agua. La ceniza húmeda, cargada de sales y ácidos, debió de contribuir no solo a la acidez de los cauces sino a la destrucción de la vegetación como se observó en erupciones recientes (Duarte y Fernández, 2011; Campos-Durán y Alvarado, 2019). Este efecto se debió extender hasta la ladera del Irazú como se ha mencionado, lo cual es una evidencia de que la erupción de 1864 tuvo que ser más intensa que cualquiera de las fases eruptivas observadas recientemente.

Nuevos reportes de caída de ceniza se presentan el 24 al 31 de enero de 1865, los cuales alcanzaron unos 33-38 km de distancia al NW de San José (Fig. 1) y a unos 65-70 km de distancia del volcán (Gaceta Oficial, 1865; Seebach, 1865).

Varias fumarolas se habían agrupado, formando una mayor que generaba mucho ruido y combustión de azufre. Del 24 de enero hasta el 8 de marzo de 1865 (fecha en que se notó ceniza por última vez en la capital), el Turrialba presentó fases eruptivas importantes con caída de ceniza en San José. En su afán por conocer lo que sucedía, von Seebach ascendió al volcán Turrialba el 9 marzo de 1865, en compañía de Antolino Quesada y otro guía. Ellos comentan las dificultades para subir al volcán debido a la gran cantidad de ceniza que caía; estando en la cima, describen un solo cráter activo, de unos 400 m de diámetro, cubierto de ceniza y rocas; que constantemente tenía explosiones: “... se oía cada 30 segundos un ruido parecido al estallido de una escopeta, causada por las masas de piedra que la erupción arrojaba contra las paredes de la inmensa chimenea” (Seebach, 1892, p. 16).

Las rocas expulsadas caían nuevamente en el cráter y la pluma de gas era de al menos 1000 m de altura con dirección SW (Seebach, 1892).

Seebach describe gran cantidad de bloques y lapilli lanzados al SW, mientras que las rocas que salían se golpeaban entre sí y contra las paredes, para volver a caer dentro del cráter. Se presentaron varios temblores importantes, en particular el 16 de marzo, aproximadamente a las 9 a. m., con una duración de unos 2 segundos, que fue sentido en Turrialba, Cartago y San José, donde las personas se aterrorizaron. Otro sismo parecido se sintió en el flanco del Irazú, que movió mucho la casa donde estaba von Seebach de regreso y tuvo una duración de 2 segundos, pero fue percibido leve en Cartago y San José (Seebach, 1865, 1892; Pittier, 1889; González, 1910). Dos segundos de duración y sin asocio de onda expansiva (es decir, una explosión volcánica), induce a pensar en sismos locales (volcanotectónicos) localizados en una semiesfera ≤ 16 km de radio con respecto al sitio donde fue sentido. Dado que su radio de percepción por la población fue de un mínimo entre 20 y 30 km (asumiendo un epicentro cercano al volcán), con intensidades groseramente estimadas entre III y IV (no se registraron daños), se puede estimar que las magnitudes igualmente rondaron entre 3 y 4, para profundidades someras inferiores a los 8 km.

Después de una pausa relativa, un recrudecer en la actividad se dio durante 4 días en enero y 3 días en febrero (principalmente del 1 al 3 de febrero) de 1866. Las erupciones en enero y febrero de 1866 fueron, aparentemente, las de mayor tamaño de la fase eruptiva de 1864-1866, cayendo ceniza hasta Puntarenas, a unos 125 km de distancia. También se reportó la caída de ceniza fina en el puerto colonial El Realejo, cerca del actual puerto de Corinto (~460 km de distancia, Fig. 1), Nicaragua, pero no se tiene una verificación (Sebaach, 1892; González, 1910). Sin embargo, no resulta del todo improbable, dado que, a modo de ejemplo, durante la erupción del Irazú de 1962-1965, se reportó la caída casual de ceniza en Nicaragua (Alvarado, 1993).

La erupción del Turrialba culminó unos 18 meses después de iniciada, en algún momento entre mediados de febrero (comprobado) y quizás marzo de 1866. Sin embargo, el 8 de mayo se reportan muchos temblores, presuntamente asociados con el Turrialba (Pittier, 1889; González, 1910; Sapper, 1913), pero se desconoce a ciencia cierta si estuvieron asociados con la actividad eruptiva del volcán.

La expedición del 26 de febrero de 1864 (previo al paroxismo eruptivo) describe la morfología de los cráteres, pero desgraciadamente no realiza ningún dibujo. Del diario oficial del 12 de marzo de 1864 se resaltan las siguientes frases de dicha expedición (Gaceta Oficial, 1864b, p. 3):

La primera impresión que hace la oscura profundidad del cráter mayor (de mas [sic] de 300 pies de profundidad [91 m]), con sus cuatro paredes negras y amarillas, en que mas [sic] de cien bocas pequeñas (de dos varas en circunferencia [1.6 m]), adornadas à [sic] su rededor con capas amarillas de azufre, están humeando con estrépito, casi silvando [sic],,

... mucho mas [sic] humo con ruidosa fuerza, hasta que se levanta la gran columna de humo (mas [sic] de 100 varas en circunferencia [$\sim 84 \text{ m}^1$]), junta y unida ya con las columnas chiquitas arriba en la orilla del cráter, en donde se vé [sic] de lejos aquella enorme columna de humo de 500 pies de altura [150 m], según el viento ó [sic] la calma, ...Al Este del cráter [sic] linda otro, ahora muerto, y otro sigue à [sic] este hacia el Noreste, pero seran [sic] en el invierno mas [sic] bien depósitos de agua llovida. [...]

La circunferencia de todo el cráter puede tener, segun [sic] nuestro cálculo, (hemos medido una parte) algo más de 2,000 varas [$> 1672 \text{ m}$]. La forma del cráter no es regular, sino elíptica; las paredes son casi perpendiculares, y una...La pared exterior del cráter hácia [sic] el Oeste, es la cosa mas [sic] particular y mas [sic] peligrosa de andar. En donde metimos nuestros bastones, al sacarlos se formó en el hueco del suelo, mezclado de azufre con diferentes sales, una chimenea pequeña humeante, y poco rato después no se pudo aguantar la mano por el crecido calor.

De esta descripción, parece que el cráter activo se ubicaba en una posición similar a la del cráter donde se desarrolló el actual período eruptivo (2010-2020), dadas sus elevadas pendientes y difícil acceso. Eso sí, con base en la circunferencia de 1672 m, se puede estimar el diámetro del cráter de unos 530 m, dimensión que sí concordaría con el del cráter SW previo a finales de octubre del 2014 (cuando posteriormente se agrandó debido al recrudescimiento de la actividad). Eso sí, dicha dimensión concuerda solo los exploradores incluyeron los bordes escarpados de las paredes del graben y caldera de colapso sectorial. El grupo de la expedición informó que también observaron dos cráteres no activos: uno estaba al este del cráter activo (que correspondería con el hoy día llamado cráter Central), mientras que el otro estaba más al noreste (cráter NE u oriental); agregan que en la estación lluviosa pueden convertirse en lagos cratéricos, tal y como efectivamente ocurre en la actualidad. También, pudieron reportar algunos de los otros bordes cratéricos, hoy día parcialmente preservados y cubiertos por los productos eruptivos históricos.

Todo lo anterior concuerda a que con seguridad el cráter ubicado al SW fue el que estuvo activo por lo menos hasta inicios de marzo de 1865, observado y dibujado directamente por Seebach desde el Irazú (Seebach, 1865) y desde su flanco sur (Seebach, 1892), o bien su dibujo de detalle de todos sus cráteres (Fig. 5), incluyendo el activo (Seebach, 1865).

Sin embargo, algunos autores concluyen que quizás el cráter Central también estuvo activo y responsable de las erupciones mayores iniciales, así como en su fase terminal (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006; Soto, 2012). La justificación de lo anterior, aunque no clara en los documentos consultados, es que: a) bombas de gran tamaño se presentan al oriente del cráter Central, b), el cráter Central parece tener un anillo de tefras asociadas al último período eruptivo del siglo XIX y c) la presencia de diques (citados en la tabla de análisis químicos de Reagan et al. (2006), pero no descritos en dicha publicación ni en su tesis, Reagan, 1987), los cuales al parecer se observaban en la pared del cráter Central (G. J. Soto, com. verbal, 2018). No obstante, Pittier (1889), Sapper (1902, 1925) y Fernández (1922) visitaron los cráteres del Turrialba entre 1888 y 1921 (22 a 55 años después del paroxismo eruptivo), y todos ellos afirman que solo el cráter Occidental o SW fue el que estuvo activo. Como resultado quedó un hoyo cratérico o boca menor de unos 40 m de profundidad, que estaban en comunicación con otro hoyo menor e irregular de hundimiento al sur. Al oeste de estos hoyos cratéricos se extendía el fondo pequeño del cráter occidental principal (Fernández, 1922; Sapper, 1925).

Entonces, ¿cómo se puede comprender que estos experimentados autores concluyeran que el cráter Central estuvo activo? Primero, en ninguno de los documentos citados (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006; Soto, 2012) se consultaron las fuentes

¹ La vara posee diferentes medidas: en Costa Rica una vara en el sistema español equivale a 0,83 m, mientras que en el sistema inglés a unos 5,0 m.

relevantes primarias (i.e. Seebach, 1865, Pittier, 1889, Sapper, 1902) por ser de difícil acceso o estar en alemán, desde donde se desprende que solo el cráter Occidental estuvo activo. Por otro lado, la presencia de grandes bombas al oriente del cráter Central pudo ser producto de una erupción estromboliana fuerte tipo fuente de lava inclinada (erupción oblicua), direccionada hacia el NE. Este tipo de erupción pudo generar los aglutinados y los “diques” descritos por Reagan (1987) y Reagan et al. (2006), que podrían corresponder quizás con lavas poco viscosa y de elevada temperatura rellenando surcos de erosión en el cráter Central, emulando diques (seudodiques sin raíces). Lastimosamente, en la actualidad, no se puede visitar ni discutir en el campo dado que el cráter Central se encuentra ahora tapizado de una espesa capa de cenizas y sedimentos epivolcanoclásticos, de entre uno y dos metros de espesor, además de estar su fondo relleno por al menos 10 m de detritos volcánicos.

Durante este período eruptivo, se dieron deslizamientos cerca del cráter activo, así como gran destrucción del bosque en el área cuspidal. Tal y como se dijo, las cenizas volcánicas, la lluvia ácida y los deslizamientos contaminaron los ríos que nacen en los flancos caribeños del macizo del Irazú-Turrialba, tales como los ríos Sucio y Toro Amarillo, provocando la mortandad de peces registradas cerca de donde hoy se conoce como Puerto Viejo de Sarapiquí. Parte de esos depósitos se conservan aún en el flanco occidental del cráter activo (Peraldo y Mora, 2008) y el río Aquiares, cerca del poblado del mismo nombre y en los ríos Guácimo y Roca, unos 7 km al norte de la cima del Turrialba (Reagan, 1996; Soto, 2012).

Actividad pos-1866: el dormir o somnolencia

Posterior a la fase eruptiva principal de 1864-1866, la mayoría de los vulcanólogos e historiadores describen al Turrialba sin actividad eruptiva. Sin embargo, al parecer el Turrialba permanecía aún algo activo alrededor de 1873 o inicios de 1874, cuando se describen “pocas nubes de vapor y de humo” y “tenuemente iluminado en la noche” (Gabb, 1874). Igualmente, alrededor de 1881 se reporta con fuerte actividad fumarólica y quizás una que otra erupción, tal y como se desprende de la descripción de George Attwood (Attwood, 1882, p. 334):

El volcán Turrialba está aún activo; pero su actividad consiste primeramente en emisiones de columnas de vapor con un poco de cenizas. Durante mi visita [finales de 1881?] este aparenta para mí que el volcán está gradualmente alcanzando la pasividad y está siguiendo el ejemplo del Irazú.

Resulta entonces probable que los posibles reportes de actividad entre 1873 y 1881 correspondan con los últimos episodios casuales de cenizas (“humo”), mientras que la mayor parte del tiempo fuera predominantemente exhalativa (columnas de vapor), así como la presencia de incandescencia en el cráter, producto de la actividad eruptiva intracrática (tal y como se reportó recientemente en el primer semestre del 2018). Este período se puede clasificar como una fase dormir (entre dormido y despierto) o de somnolencia eruptiva, posiblemente entre 1867 y 1881, para pasar finalmente a una actividad fumarólica residual (más no exhalativa ni eruptiva) como la descrita posterior a 1881. Ya para el 27 de enero de 1888, H. Pittier asciende al volcán Turrialba y describe el cráter NW con dos bocas intracráticas y escape de gases sulfurosos, pero sin mayor actividad (Pittier, 1889). Sapper, igualmente visita los cráteres del Turrialba el 13 de marzo de 1899, a lo que comenta (Sapper, 1902, p. 172):

El cráter occidental es el más joven y fue el lugar de donde salió la última erupción. Aquí se halla también considerable número de fumarolas, cuyo azufre, separado de otras materias, es recogido por los habitantes de los alrededores del monte. Más pequeñas fumarolas, de las cuales se escapa vapor de agua casi puro, de 75,4 °C., se hallan en el cráter de en medio, mientras que en del este hace largo tiempo que está completamente extinguido.

Similar descripción es aportada por Fernández (1922), quien proporciona un dibujo y una fotografía del cráter más suroccidental con sus dos bocas (I y II) y otra menor ya engullida dentro de otra. En realidad, si se observan dichos dibujos, tal y como ellos lo describen, se desprende de que existía un cráter mayor y complejo, con una terraza volcánica al sur y tres bocas, dos formando la boca II y otra en el fondo del cráter.

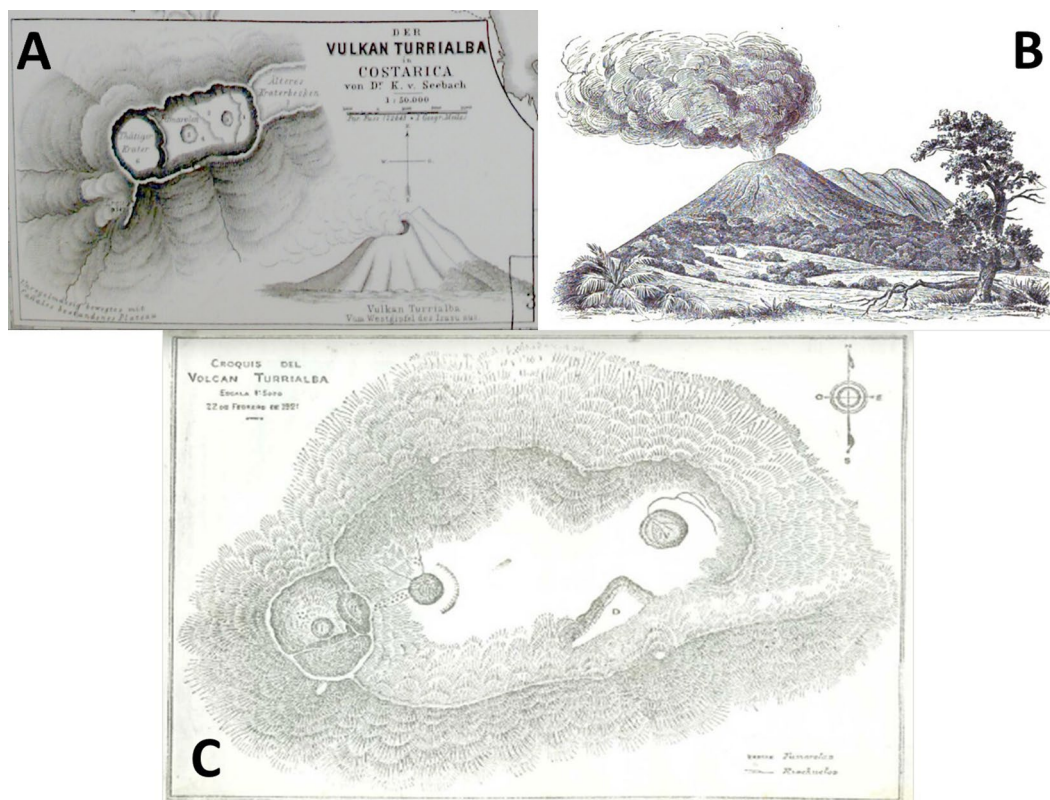


Fig. 5: Volcán Turrialba a inicios de marzo de 1865, observado y dibujado directamente por Seebach: A) Desde el Irazú (3 de marzo de 1865) y detalle de todos sus cráteres (9 de marzo de 1865), incluyendo el activo (Seebach, 1865) y B) Desde su flanco sur dibujado probablemente el 9 de marzo (Seebach, 1892), posiblemente desde lo que hoy se conoce como hacienda La Fuente, unos 2 km antes de la hacienda La Central, viniendo desde la Pastora. C) Esquema de los cráteres dibujado el 22 de febrero de 1921 (Fernández, 1922). No se notan diferencias notorias entre los cráteres, con excepción de las bocas intracráticas del cráter Activo SW (dibujadas por Fernández). Seebach no pudo dibujarlas ni verlas en detalle dado que al momento de su visita, el Turrialba estaba en plena erupción.

Los depósitos volcánicos y su estratigrafía

Mercalli (1907) fue el primero en clasificar las erupciones del Turrialba y, por consiguiente, sus depósitos, como ultravulcanianas, a criterio de él por la presencia exclusiva de componentes piroclásticos viejos (ausencia de material juvenil), contrarias a las vulcanianas, para las cuales consideraba que sí poseían material juvenil:

Por último, se citará como contundentes las erupciones ultra-vulcanianas aquellas de Turrialba (Costarica), que, en 1864, 1865 y 1866 lanzó gran cantidad de ceniza y lapilli, pero nadie habla de material que apareciera luminoso a la distancia (p. 149).

...en setiembre de 1864, de enero a marzo y febrero 1866 presentó [el Turrialba] erupciones violentas explosivas tipo ultravulcaniano... (p. 357).

La apreciación de Mercalli no estaba del todo equivocada, puesto que fueron clasificadas como freáticas durante el primer año y luego freatomagmáticas, estrombolianas y vulcanianas para 1865 a 1866, donde los depósitos volcánicos varían desde capas de escorias y capas de cenizas pobres a bien seleccionadas (interpretadas como corrientes de densidad piroclástica, ballística y caída eólica), incluyendo aglutinados gradando hasta coladas de lava sin raíces (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006). En el presente, ese tipo de erupciones, ricas en componentes no juveniles y con bajo porcentaje de juveniles, con colores amarillentos, se les ha propuesto llamarlas freatovulcanianas (Stix y de Moor, 2018).

Soto (1988b) menciona que los depósitos asociados a dicha erupción (cenizas y bombas) alcanzan un espesor máximo de 2,20 m dentro del cráter. Posteriormente, Soto (2012) complementa al decir que los depósitos de la erupción de 1864-1866 muestran que el inicio fue una erupción freática, seguido de un periodo freatomagmático con producción de oleadas piroclásticas y cenizas muy fragmentadas, con episodios aislados de escorias (fases posiblemente estrombolianas), seguidos por otra fase freática menor que la inicial, una nueva fase freatomagmática y el cierre fue de índole estromboliana, con una dispersión de escorias que tapiza todo el interior del área cratérica y hacia el sector oeste.

Algunos depósitos de lahares de menos de 2 m de espesor, que podrían corresponder con la erupción de 1864-1866, se encuentran en parches a lo largo de los bancos del río Aquiares, cerca del poblado del mismo nombre y en los ríos Guácimo y Roca, unos 7 km al norte de la cima del Turrialba (Reagan et al., 2006), aunque es probable que bajaran por otros ríos que nacen cerca de la cima del volcán (Reagan, 1987). Sin embargo, aunque resulta difícil comprobar, su asociación con dicha erupción es viable en cuanto a su correlación.

En el presente trabajo, se realizaron levantamientos de secciones estratigráficas presuntamente relacionadas con la actividad principal de 1864-1866 en varios sectores, principalmente en: a) NW y SE del cráter Central (pared NW del graben), b) flanco W y SW del volcán, entre La Central y quebrada Paredes (Fig. 2 y 3).

Secciones estratigráficas NW cráter Central

Una serie de secciones estratigráficas se describieron en varios puntos ubicados al NW del cráter Central, que vienen a tipificar lo que se ha tomado como característico de la fase explosiva del Turrialba de 1864-1866 (Fig. 2 y 6).

Una sección tipo (Di Piazza, 2013) fue levantada en la cumbre del cerro San Carlos (columna 3 en la Figs. 2 y 6) con un espesor total de 280 cm. La capa basal pre-1864 está representada por una capa de cenizas blancas a gris oscuras con clastos alterados de lavas de diversa petrografía, de forma angular a redondeada. Le sigue los primeros productos de la erupción de 1864 con la alternación de capas de cenizas y de lapilli (60 cm de espesor total) rítmicamente espaciados con la ocurrencia casual de clastos juveniles y lapilli grueso escoriáceos (2-6 cm de diámetro), porfiríticos y rojizo. Sobre ella, una capa (1 cm de espesor) de cenizas pumiceas alteradas y clastos subangulares alterados. Después un paquete potente (1,45 m de espesor) de capas alternas de ceniza y de lapilli, con niveles más gruesos de escorias. La parte inferior (primeros 20 cm) posee lapilli grueso a bombas porfiríticas (12 cm diámetro máximo), que culmina con una capa de lapilli grueso escoriáceo. El nivel superior corresponde con un paquete potente (80 cm de espesor) constituido por bombas y lapilli escoriáceos, moderado a bien seleccionado, con casuales líticos no juveniles y estructuras de impacto en el nivel inferior, teniendo al techo bombas densas con corteza de pan de tamaño métrico, que tapizan la terraza cratérica.

Sin embargo, dos columnas más completas, muy cerca entre sí, fueron descritas y muestreadas en el 2015 (columnas 1 y 2, Fig. 2 y 6). De abajo hacia arriba se observó:

Capa A0: Capa de ceniza fina (5-7 cm de espesor) con alto contenido de minerales arcillosos, color anaranjado.

Capa A1: Depósito de cenizas finas (40-50 cm de espesor) color anaranjado con alto contenido de arcillas, mal seleccionado y con bloques embebidos.

Capa A2: Capa de ceniza media (escoriácea) color negro (35-40 cm de espesor).

Capa A3: Capa de ceniza fina a media (40-45 cm de espesor), producto de la intercalación de cenizas anaranjadas a cenizas escoriáceas negras.

Capa A4: Capa de ceniza fina a media (10-20 cm de espesor) con alto contenido de minerales arcillosos y color anaranjado.

Capa A5: Capa intercaladas de cenizas medias y gruesas (40-50 cm de espesor) color negro con selección regular a buena.

Capa A6: Capa de ceniza fina a media (20-30 cm de espesor) color negro.

Capa A7: Capa de escorias (40-60 cm de espesor) con selección regular a buena.

Un nivel superior fue muestreado también con detalle en su facies más proximal en el borde NW del cráter Central (columna 4, Figs. 2 y 6), consistiendo en por lo menos 1,85 m de paquetes compactados de niveles gruesos (decimétricos a métricos) alternos de lapilli grueso de caída y bombas, mal seleccionados, con estructura abierta y contacto puntual (muestras Tu-5 inferior a Tu-1 superior). En la cárcava natural no se llegó a observar los niveles piroclásticos inferiores descritos por otros autores ni su base. Este nivel sería el equivalente de la capa A7 de la sección muestreada en el 2014 (Fig. 6).

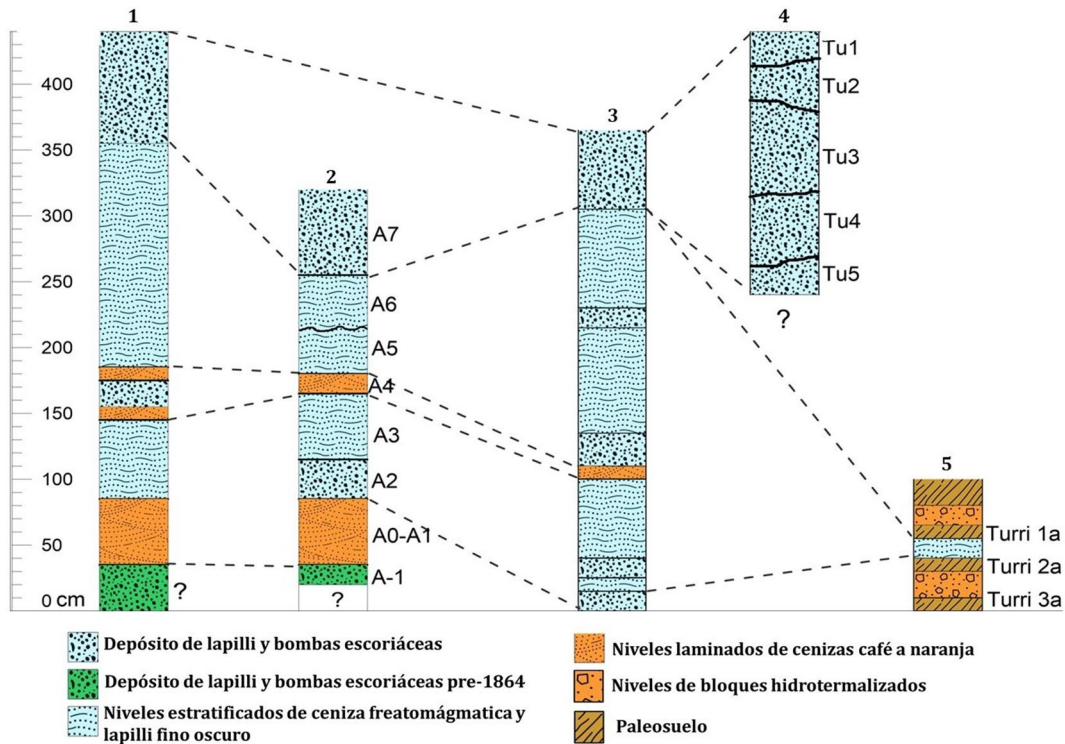


Figura 6: Columnas estratigráficas simplificadas de la secuencia eruptiva principal de 1864-1866.

En síntesis, una columna estratigráfica idealizada (compuesta) de los depósitos de la erupción de 1864-1866 en su facies media-proximal sería:

a) Set 1: Capa de ceniza fina (5-7 cm de espesor) con alto contenido de minerales arcillosos, color anaranjado. Bajo el microscopio electrónico de barrido (MEB), la muestra del nivel A0 (Fig. 6, 7A, 8A) se observa que las cenizas están compuestas mayoritariamente de granos de vidrio blocosos (vesiculares y no vesiculares) y líticos, ambos hidrotermalizados, subangulares a subredondeados, alterados a minerales secundarios y muchos agregados producto de fuerzas electrostáticas, sublimados o alteración. Posee muy pocos posibles juveniles vidriosos (hialoclastos) frescos (<1 %), algunos algo vesiculares con fracturas en forma de disco (concoideas) y otros con valles en V, posiblemente producto de abrasión; presentan pocos minerales de neoformación, así como vesículas parcialmente rellenas de polvo, cristalitas y productos de alteración. Mediante el Detector de Energía Dispersada (EDS) se determinó que la mayoría de las cenizas poseen porciones variables de S (posiblemente procedente de alunita, anhídrita y azufre nativo), típico de componentes no juveniles en un medio ácido sulfatado. Se interpreta como un depósito freático o, más bien, freatomagmático pobre en juveniles (freatovolcaniano).

b) Set 2: Depósito de cenizas finas (40-50 cm de espesor) color anaranjado a gris claro con alto contenido de arcillas, mal seleccionado y con bloques embebidos, no juveniles mediana a totalmente alterados (hidrotermalizados). Bajo el MEB, la muestra del nivel A1 (Fig. 6, 7A, 8B) se observa que las cenizas están compuestas mayoritariamente de granos de vidrios blocosos y líticos hidrotermalizados, angulares a subredondeados, ambos alterados a minerales secundarios, además de muchos agregados producto de fuerzas electrostáticas, sublimados o alteración. Posee muy pocos posibles juveniles vidriosos y frescos (<1 %), con forma de bloque, poco a nada vesiculares con fracturas y superficies de hidratación, pocos minerales de neoformación, partículas adheridas, además de vesículas parcialmente rellenas de productos de alteración. Mediante el EDS se determinó que la mayoría de las cenizas poseen porciones variables de S (posiblemente procedente de alunita, anhídrita o azufre nativo), típico de un medio ácido sulfatado. Se interpreta como un depósito freático o freatomagmático pobre en juveniles (freatovolcaniano).

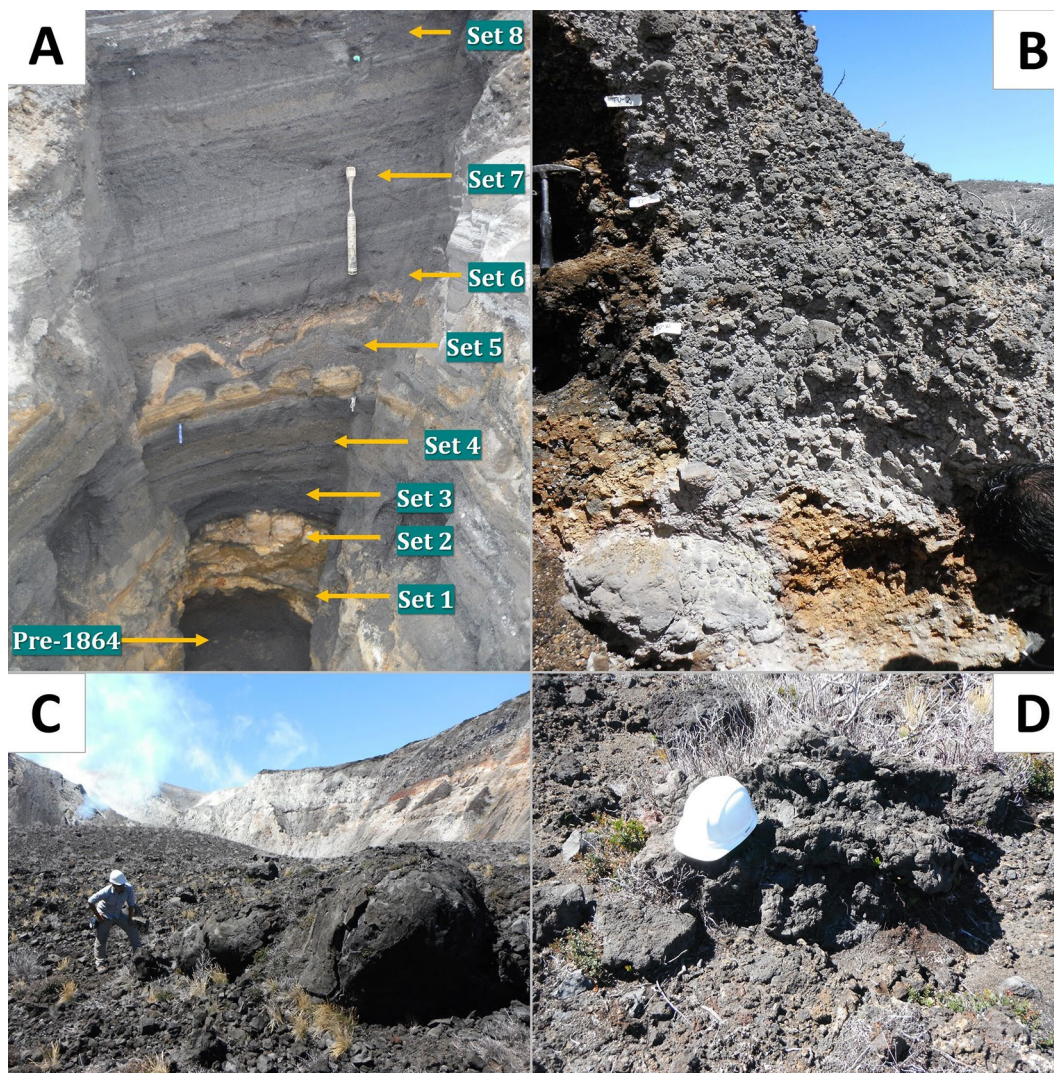


Fig. 7: A) Secuencia explosiva; alternancia de eventos freatomagmáticos, freatovolcanianos y estrombolianos (columna 2, Fig. 6). En el piso de la sección se observa otro nivel de escorias que, sin embargo, es geoquímicamente diferente la secuencia eruptiva de 1864-1866, B) Depósito de bombas y lapilli escoriáceos en el borde del cráter Central (columna 4, Fig. 6; muestras Turri 1 a 5). C y D) Ejemplos de bombas volcánicas y bloques juveniles al tope de la secuencia eruptiva (columna 2, Fig. 6), previo a que las cenizas del 2014-2020 cubrieran estos depósitos.

c) Set 3: Capa de ceniza media vesicular, color negro (22-40 cm de espesor) con lapilli escoriáceo grueso casual. Bajo el MEB, la muestra del nivel A2 (Fig. 6, 7A, 8C) se observa que las cenizas están compuestas mayoritariamente de granos bloccosos vidriosos, con pocas vesículas hasta vesiculares y líticos hidrotermalizados, alterados a minerales secundarios, muchos subredondeados a subangulosos. Posee pocos posibles hialoclastos juveniles frescos, algunos como bloques algo vesiculares y con fracturas concoides; otras son verdaderas escorias, incluso con vesículas elongadas o tubulares, con cantidades variables de minerales de neoformación y de partículas adheridas. Se interpreta como una fase freatomagmática con producción de corrientes de densidad piroclástica diluida (CDPd) en facies de oleadas secas, predominantemente.

d) Set 4: Capa de ceniza fina a media (40-45 cm de espesor) con alto componente juvenil hacia el tope y limitada hacia la base por la intercalación de cenizas anaranjadas a cenizas escoriáceas negras, pobremente estratificadas, algunas con estructuras de deformación plástica. Al analizar las cenizas utilizando el MEB, la muestra A3 presenta muchos granos de cenizas

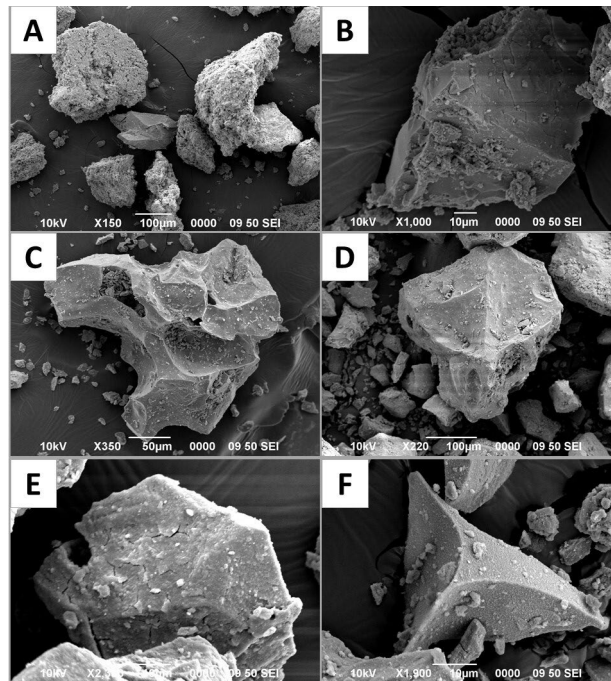


Fig. 8: A) Gran cantidad de fragmentos de ceniza (nivel A0) no juveniles (hidrotermalizados, alterados a minerales secundarios, posiblemente sulfatos), con un grano vidriosos fresco (juvenil?) al centro. B) Grano blocoso de vidrio (nivel A1) con fracturas de hidratación (típico de depósitos freatomagmáticos) y pocos minerales de neoformación y partículas adheridas en su superficie. C) Grano de ceniza blocoso y escoriáceo (nivel A2) con pocos minerales de neoformación y partículas adheridas. D) Granos de vidrios (nivel A3) con forma de bloques poco vesiculares hasta esquirlas de vidrio, con cantidades variables de minerales de neoformación y partículas adheridas; uno de ellos (E) con grietas de hidratación, típico de depósitos freatomagmáticos. F) Hialoclasto juvenil con las cavidades de las vesículas.

con forma de bloques juveniles poco vesiculares, junto con esquirlas de vidrio curvadas y con forma de hueso de pollo, junto a minerales de neoformación y grietas de hidratación. Además, presenta líticos no juveniles y agregados producto de fuerzas electrostáticas (Fig. 6, 7A, 8D, E y F). Se interpreta como una fase freatomagmática con producción de corrientes de densidad piroclástica diluida (CDPd) en facies de oleadas piroclásticas (posiblemente secas y húmedas) con episodios aislados de cenizas y lapilli escoriáceo (fases posiblemente estrombolianas).

e) Set 5: Capa de ceniza fina a media (1-20 cm de espesor) con alto contenido de minerales arcillosos y color anaranjado. Posee estructuras de erosión y relleno (canales en U, Fig. 6, 7A), sobreyacido por lapilli y cenizas juveniles negras. Sobre ellas, en algunos sectores, una nueva capa de cenizas café claro, deformadas. Mediante el MEB, la muestra A4 posee muchos granos blocosos de vidrio poco vesicular, angulares, con grietas de hidratación, junto con esquirlas de vidrio curvadas, ambos hialoclastos con cantidades variables de minerales de neoformación, así como bloques líticos hidrotermalizados subredondeados (Fig. 9A). Mediante el EDS no se determinó la presencia de S (bajo la forma de sulfatos). Se interpreta en su conjunto este set como un depósito freatomagmático con niveles con contenido variable en juveniles (freatovolcaniano), al parecer remodeladas y reenfatizadas por corrientes de densidad piroclástica diluidas.

f) Set 6: Se inicia con un nivel rico en clastos gruesos, muchos no juveniles, con selección mala (20 cm); posiblemente corresponda con un retrabajo. Le sobryace una capa intercaladas de cenizas medias y gruesas (40-80 cm de espesor) color negro, con laminación paralela pero también estructuras de adelgazamiento, niveles de lapilli grueso escoriáceo moderadamente seleccionado y bombas hasta de 12 cm de diámetro. Al analizar la muestra A5 bajo el MEB, se observan cantidades variables de bloques vidriosos subangulares a angulares, poco a nada vesiculares hasta escorias, con fracturas en forma de disco, producto de impacto y su fracturación concoidea. Ambos con diferentes grados de alteración hidrotermal (desde casi frescos hasta algo alterados); los más frescos con superficies cubiertas de minerales de neoformación, agregados y grietas de contracción, mientras que otros poseen vesículas parcialmente rellenas de productos de alteración (Fig. 9B). Se interpreta

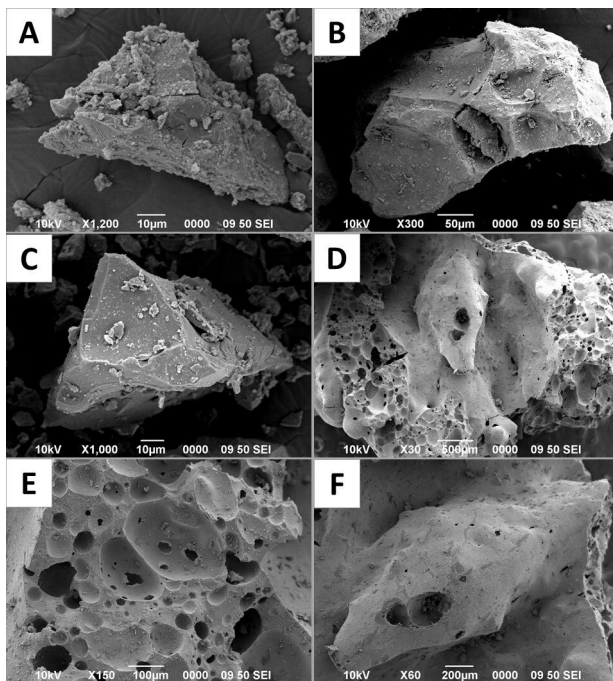


Fig. 9: A) Grano de ceniza vidrioso, angular con grietas de hidratación (nivel A4) con partículas adheridas y minerales de neoformación. B) Grano blocoso de vidrio (nivel A5) con pocas vesículas, partículas adheridas y pocos minerales de neoformación en su superficie. C) Grano de vidrio angular (nivel A6) y algunas grietas de contracción termal. D, E y F) Grano de escoria (nivel A7) con vesículas esféricas y oblongas, a veces coalescentes y superficies lisas, posiblemente por refusión.

como una nueva fase freatomagmática con producción de corrientes de densidad piroclástica diluidas, las cuales alternan con fases estromboliana de caída.

g) Set 7: Capa de ceniza fina a media (20-65 cm de espesor) color gris (claro a oscuro, casi negro), con niveles de lapilli fino a medio, con estructuras de adelgazamiento lateral, así como bombas escoriáceas aisladas. Al analizar bajo el MEB, las cenizas (muestra A6) están enriquecidas en hialoclastos angulares, nada a poco vesiculares, con grietas de contracción, fracturas en disco, al parecer producto de impactos, así como minerales de neoformación y vesículas parcialmente rellenas de minerales secundarios y detritos vidriosos (Fig. 9C). Se interpreta como una fase freatomagmática alterna con estromboliana, concomitante con la producción de corrientes de densidad piroclástica diluidas.

h) Set 8: Capas decimétricas pobremente definidas de lapilli grueso hasta bombas escoriáceas (40-200 cm de espesor) con selección moderada a buena, algo de ceniza gruesa (Fig. 6), cerrando el set con bombas decimétricas hasta métricas al tope y estructuras de impacto. Se interpreta como la fase estromboliana terminal. Las bombas grandes se suelen concentrar al NE del cráter activo, sugiriendo una erupción oblicua (Fig. 7B, C y D). Bajo el MEB, las cenizas de la muestra A7, son en su mayoría vidrios con vesículas esféricas a oblongas (escorias), a veces coalescentes, con algunas fracturas de contracción menores y algunas superficies lisas, posiblemente por refusión. Las superficies tienen adherencias de partículas, pero poco a nada de minerales de neoformación (Fig. 9D, E y F).

Aunque en cierto modo aventurado para afirmarse, se puede especular que el nivel del cual tomó muestras Von Seebach, el 9 de marzo de 1865 (plena estación seca), corresponde con el inicio del Set 4. Lo anterior basado en la descripción de las tefras recolectadas por Seebach y analizadas por Lang (1875), donde se describe, que las cenizas eran de grano grueso con fragmentos de color blanco a gris, más raramente marrón. Ello sugiere que las tefras poseían cierto grado de alteración hidrotermal, similares a erupciones freatomagmáticas ricas en componentes no juveniles. De ser esto cierto, los canales en U que forman parte del Set 5, atestiguarían el inicio de la estación lluviosa de 1865, que suele empezar en mayo.

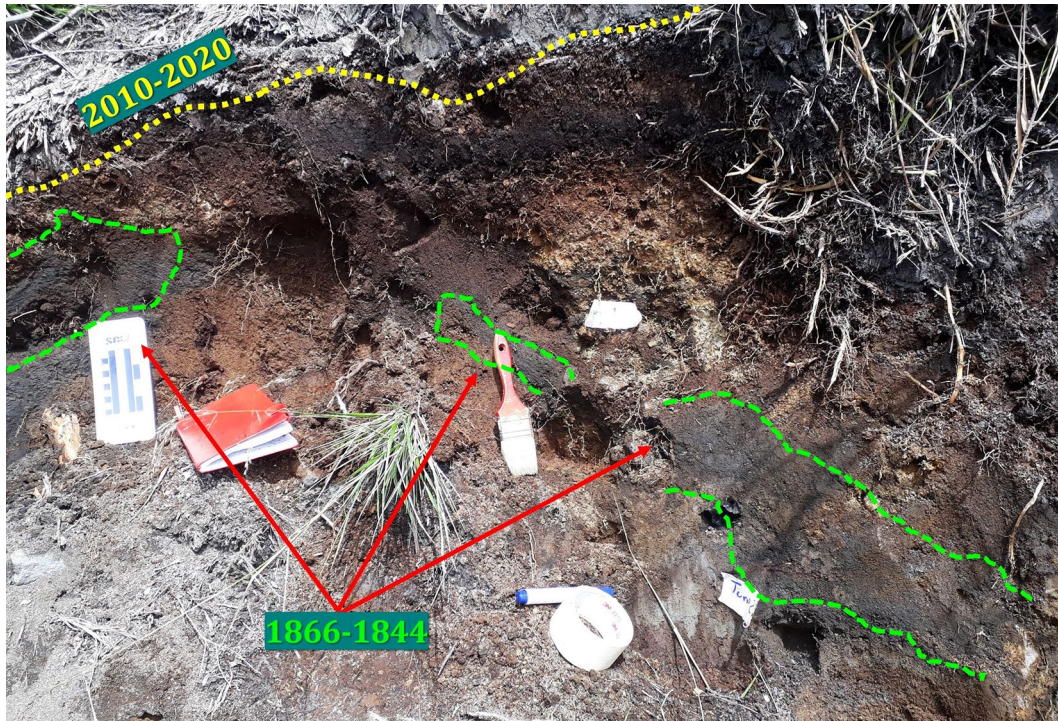


Fig. 10: Depósitos asociados con los eventos eruptivos y antrópicos recientes. A la derecha los lugares donde se tomaron las muestras Turri 1a y 2a. Las cenizas oscuras laminadas asociadas con los eventos de oleadas piroclásticas basálticas del siglo XIX.

Sección estratigráfica SW cráter Central

En la cima del volcán, camino hacia donde se ubica la torre de Recope, así como en el mirador del cráter Central y del cráter Activo, se describieron las capas presentes en los cortes artificiales (columna 5, Fig. 2 y 6), justo aquellas debajo de las cenizas blancuzcas (10-20 cm espesor) correspondientes al presente período eruptivo (2010-2020).

La primera de las capas que se encuentra subyacente a esas cenizas es un suelo café con detritos, en su parte inferior más negruzco, de espesor variable (7-18 cm). Bajo dicho nivel de suelo, se presenta una capa de detritos (clastos volcánicos hidrotermalizados), anaranjados, mal seleccionados (6-15 cm espesor) y con estructuras de deformación y mezcla, nivel que se denomina Unidad 1. Por debajo se vuelve a encontrar otro nivel de suelo café, edafológicamente poco desarrollado (5-15 cm de espesor), de donde se tomó una muestra para datación de radiocarbono (Turri 1a). Este nivel de suelo se desarrolló sobre un nivel de cenizas de grano medio a grueso, laminadas (posibles CDPd u oleadas piroclásticas), color gris (5-20 cm espesor), perturbadas por impactos de bloques hidrotermalizados, que se designará como Unidad 2. Estas cenizas laminadas y bloques sobreyacen a otro nivel de suelo café a café rojizo (8-12 cm de grosor) que también se muestreo, para su datación por radiocarbono (Turri 2a). Este suelo presenta también un bajo desarrollo edáfico y sobreyace a un paquete de cenizas, lapilli y bloques hidrotermalizados y con mala selección, estructuras de impacto, gradación inversa en la base y normal al techo (26-30 cm de espesor), el cual corresponderá con la Unidad 3. Este nivel freático sobreyace a un suelo café (10 cm de espesor) también muestreado para su datación (Turri 3a). Así, se tienen tres unidades previas a la fase eruptiva actual, las cuales fosilizaron tres niveles de suelos que se han datado radiométricamente para determinar la edad máxima del depósito suprayacente.

En orden desde los materiales más recientes a los más antiguos, en primer lugar, se tiene la unidad superior (Unidad 1) que, aunque emula un depósito piroclástico primario, parece corresponder con un nivel antrópico. Así lo indicarían (1) su grado de perturbación o estructura interna caótica y (2) que dichos depósitos hidrotermalizados no se observaban en el fondo

del cráter Central ni en otros cortes realizados por los autores ni en trabajos previos, y (3) su edad muy joven obtenida en el nivel de suelo infrayacente, que ofrece una fecha posterior al *presente* de acuerdo con la técnica del radiocarbono, es decir, 1950 (edad calibrada de 1955-56 A.D. al 95% de probabilidad; Cuadro 2).

La Unidad 2 presenta cenizas gruesas laminadas, oscuras (posiblemente máficas), que pueden tener dos orígenes (Fig. 10). El primero puede ser parte de las últimas fases explosivas del Turrialba durante el periodo de actividad del siglo XIX (1847-1881). Esta afirmación se apoyaría en la datación obtenida en la muestra Turri 2a, que pre-dataría esa unidad. Esta ofrece una edad reciente que calibrada proporciona un rango amplio (al 95 % de probabilidad) entre 1706 y 1955, pero indicando una mayor probabilidad en los periodos 1881-1914 o 1954-1955. Dado que este último se descarta por criterios históricos, el dato más probable sería el de ~1881, el cual supondría el momento de cese de la actividad del Turrialba. Podría suponer un evento puntual explosivo que cerraría esa fase pero, del cual, no existen registros históricos. La edad obtenida presenta, sin embargo, una gran incertidumbre como lo indica el rango de edades posibles y no puede utilizarse como único criterio cronológico, aunado al hecho que tampoco en el piso cratérico se observó un nivel freático bien desarrollado. En ese caso, se está en un rango de edad donde la técnica del radiocarbono ofrece una baja precisión. Así, la alternativa más viable sería que el depósito correspondiera a las fases explosivas de la erupción de 1864-1866. Pese a que no se observan lapilli escoriáceos característicos de los depósitos de esa erupción, los cuales tapizan los alrededores del cráter Central, la presencia de cenizas oscuras laminadas y las referencias históricas a la erupción pueden apoyar esta afirmación. Por ejemplo, en el diario Gaceta Oficial del 12 de marzo de 1864 (Gaceta Oficial, 1864b), se comenta que durante su ascenso y visita al volcán (previo al clímax eruptivo de agosto de 1864 hasta inicios de 1866), los exploradores reportaron la presencia de “tanto polvo negro” y la mención de “espesa y alta columna de humo”, lo que parece indicar que ya se habían dado erupciones acompañadas de ceniza previo a agosto de 1864. Puesto que el cráter Central no lo reportan activo ni con rasgos de actividad reciente, el foco debió ser el cráter SW.

La Unidad 3 presenta también una importante incertidumbre sobre su edad, dada también por la duda sobre la datación de la unidad suprayacente y por el rango de fechas ofrecidas por la datación radiométrica del paleosuelo que la pre-data (muestra Turri 3a; Cuadro 2). Así, se abren de nuevo un abanico de varias posibilidades de acuerdo con los rangos de edad posibles ofrecidos tras la calibración de la edad ^{14}C obtenida de Turri-3a y su comparación con la información histórica. La primera posibilidad se basa en la curva de calibración de la edad ^{14}C . Lo que indica esta curva es que el periodo más probable se extendería entre 1812 y 1891, justo coincidiendo con la principal fase eruptiva del Turrialba en el siglo XIX. Puesto que no se observa ningún depósito escoriáceo o cenizas basálticas, que sí son abundantes en la mayoría de las secciones descritas previamente en las secciones estratigráficas al NW del cráter Central, sí observables en la Unidad 2 (presuntamente asociada al clímax 1864-1866), entonces la Unidad 3 debería asociarse a una fase eruptiva previa a esta fase estromboliana, lo que abriría varias hipótesis sobre su edad. En ese caso existen dos periodos probables que se extienden de 1681 a 1739 A.D. y de 1802 a 1862 A.D. (previo al primer ascenso de 1864). Así, se podría hipotetizar sobre una actividad inicial generadora de depósitos predominantemente freáticos, localmente seguidos por una pausa de varios años, que permitió el desarrollo del suelo incipiente situado a techo de esa Unidad 3. En ese caso, la pregunta que surge es, ¿corresponde este evento freático a algún momento de la primera mitad del siglo XIX o más bien, de finales del s. XVII, principios del s. XVIII?. Aunque Alvarado (2000) y González et al. (2015) habían especulado con base en reportes aislados de naturalistas, que el volcán pudo estar activo previo a 1864, muy probablemente entre 1847 hasta 1863, las erupciones al parecer fueron de poca monta. Entonces, otra posibilidad es analizar si se trata de un evento previo al siglo XIX (i.e., 1681-1739 A.D.).

La primera vez que se menciona al volcán Turrialba como una montaña eruptiva es en los Documentos para la historia de Costa Rica (tomo VIII, p. 330) donde se lee en el año 1667: “y que al mismo tiempo pueda entrar el enemigo para dicha ciudad de Cartago por el pueblo de Turrialba y por la falda del volcán de dicho pueblo”.

La segunda mención como volcán, dista 54 años, la cual proviene de la breve mención del gobernador español Diego de la Haya en 1721: “el volcán nombrado Turrialba rajado y reventado ha muchos años el cual humea por tiempos sin hacer daño alguno en sus contornos” (Alvarado, 2009, p. 232).

Estas expresiones dejan entrever tres aspectos; a) los españoles ya lo tenían catalogado como un volcán, al menos desde 1667, pese a lo difícil de su acceso (como ya se había mencionado, su cima fue formalmente alcanzada y descrita en 1862); b) se puede deducir que habían observado varias veces actividad eruptiva (“humea por tiempos”) y, c) que ocurrió hace un tiempo relativamente prolongado (“ha muchos años”); en posible correspondencia con algún evento a finales del siglo XVII o inicios del siglo XVIII.

Sin embargo, varios problemas adicionales surgen:

1) El desarrollo de paleosuelos entre eventos explosivos, aunque poco evolucionado desde el punto de vista edafológico, posee espesores variables, pero por lo general ronda en una decena de centímetros, que puede hablar de algunas décadas de años de pausa eruptiva.

2) Los niveles freáticos son bastante gruesos con balística incorporada, indicador que ¿o los eventos explosivos fueron importantes (aunque poco registrados por la escasa población en los alrededores), o que la fuente de origen estaba más cerca que la posición actual del cráter Activo, es decir, el cráter Central?

A modo de ejemplo reciente, entre el Mirador de los cráteres y la torre de Recope, el espesor de las cenizas recientes (2010-2020, predominantemente, 2014-2017), es de 10-20 cm y no presentan impactos balísticos. El suelo infrayacente (7-18 cm de espesor), desarrollado con seguridad posteriormente a 1866, es decir a lo largo de unos 140 años, sugiere un desarrollo edafológico a razón de 0,5-0,14 mm/año. Dado que el espesor de suelo, presumiblemente asociado al evento de 1864-1866 en esta localidad es de 8-12 cm, se puede tener un rango muy variable en el lapso de formación del suelo, pero que puede ser tan bajo como unas pocas décadas. Sin embargo, el mayor problema es la abundancia de balísticos en la Unidad 3 que sugieren una fuente cercana. Puesto que las primeras descripciones no mencionan actividad secundaria (intensa actividad exhalativa) relevante en el cráter Central, se podría pensar que la Unidad 3 obedece a los posibles eventos someramente citados por el gobernador español don Diego de la Haya y que podrían corresponder con la apertura del cráter Central varias décadas antes.

En síntesis, la unidad 3 estudiada mediante radiocarbono permite plantear que el volcán Turrialba:

1) pudo tener durante el siglo XIX eventos eruptivos adicionales previo al ya registrado de 1864-66 o

2) hubo una fase eruptiva previa entre finales del s. XVII y principios del s. XVIII, que no ha sido registrada de manera concreta en los documentos históricos.

Los autores de este trabajo se decantan por la segunda opción, posiblemente a fines del siglo XVII (ca. 1690) apoyándose en la coherencia de los datos cronológicos y estratigráficos y el conocimiento histórico-geográfico de la región. No obstante, sea como fuere, los nuevos datos señalan que a lo largo de los últimos tres siglos hubo al menos un evento eruptivo en el Turrialba adicional a los ya conocidos. Tras su penúltima fase eruptiva del siglo XIX entró en una pausa de unos 130 años hasta su reactivación en el 2010. Algo similar presentó el Irazú en el siglo XX, donde estuvo muy activo (erupciones en 1917-21, 1924, 1928-1930, 1933, 1939-1940, 1962-1965), para entrar en una pausa de 55 años al día de hoy.

Secciones estratigráficas flanco W y SW del Turrialba

En el flanco SW del Turrialba, entre La Central y la quebrada Paredes, tanto Reagan (1987, p. 244 y 246) como Soto (2012, p. 48) describen depósitos escoriáceos asociados con los eventos de 1864-1866, con espesores de 40-150 cm en el camino finca Central-La Picada.

Sin embargo, mediante la interpretación de los nuevos levantamientos de diversos cortes estratigráficos revelan que estos depósitos escoriáceos espesos no corresponden con la erupción de 1864-1866, sino que se remonta a un evento eruptivo previo, e incluso al parecer localmente existe otro entre ambos (Fig. 3, 11 y 12). En dichas secciones se observan las capas de cenizas recientes (principalmente del lapso 2014-2017) al tope con su característico color gris blancuzco y espesores de 4 hasta 15 cm, sobreyaciendo al suelo pre-2010 con espesores entre 18 y 23 cm, por lo general rondando los 20 cm. Bajo este suelo se encuentra un nivel de cenizas gris oscuro, a veces gris claro a café, grano medio, localmente con lapilli fino milimétrico hasta de 1 cm de diámetro, con estratificación pobremente definida, en ocasiones con laminación paralela e inclinada; su espesor varía entre 8 y 20 cm (Fig. 11 y 12). Este es el nivel que se interpreta acá como asociado con la erupción de 1864-1866. Esta capa histórica sobreyace a un suelo café, bajo el cual a veces se observa un nivel de ceniza gris a beige, grano medio a grueso, que solo se le observa en ciertas columnas (Fig. 12, columnas 4 y 5), dado que posiblemente dicho evento eruptivo menor fue erosionado. Por lo general, lo que se presenta bajo esta capa local y del suelo, es un paquete espeso de multi-eventos explosivos centimétricos a decimétricos de cenizas gris oscuras a gris claro, a veces pardas, con estratificación irregular, laminación paralela e inclinada, niveles de erosión y relleno, estructuras de impacto con lapilli y bombas escoriáceas entre 1 y 9 cm de diámetro. Posee algunos niveles con concentraciones de hidróxidos de hierro, ya sea como pequeñas capas de 1 cm de grosor o diseminado en el paleosuelo. El espesor total de esta fase eruptiva prolongada varía entre unos 60 cm y casi el metro de grosor, sobreyaciendo a otro paleosuelo.



Fig. 11: Corte estratigráfico (columna 8, Fig. 12). Al tope, en el zacate, se observan las cenizas grises claro recientes. Bajo estas un suelo poco desarrollado e inmediatamente una capa de cenizas grises laminadas asociadas a la erupción de 1864-1866. Le sigue un paleosuelo café y un espeso paquete de cenizas laminadas freatomagmáticas y freatovolcanianas que corresponden con un periodo eruptivo previo.

Cuadro 2

Dataciones de radiocarbono tomadas camino a la torre de Recope en la cima del volcán Turrialba (Cuadro 1).

Muestra	Descripción	Edad ^{14}C (años a. P.)	Mediana + 95.4 % rango de edad calibrada	Comentario
Turri 1a	Nivel de detritos antrópico (6-15 cm espesor) bajo un suelo pre-2010 (7-18 cm) y sobre el paleosuelo datado (5-15 cm)		cal AD 1955-1956 0.9	Esta edad es tan joven que solo indica que es un suelo que se sale del límite de detección del ^{14}C
Turri 2a	Paleosuelo café rojizo datado (8-12 cm) sobre capa laminada de cenizas grises (5-20 cm) con impactos		cal AD 1881-1956 0.9	Esta edad es tan joven que solo indica que es un suelo que prácticamente se sale del límite de detección del ^{14}C . Este nivel debe de corresponder con el clímax de la erupción de 1864-1866 puesto que posee cenizas oscuras. Podría formar parte de un depósito de un evento ocurrido al final del siglo XIX no registrado.
Turri 3a	Paleosuelo (10 cm), localmente con nivel freático (26-30 cm) de bloques gris a amarillento a la base	110 ±30	cal AD 1835 1802-1938 0.7 1681-1739 0.3	Puede también corresponder con un evento explosivo de inicios del siglo XIX (1835?) o con uno alrededor del año 1690.

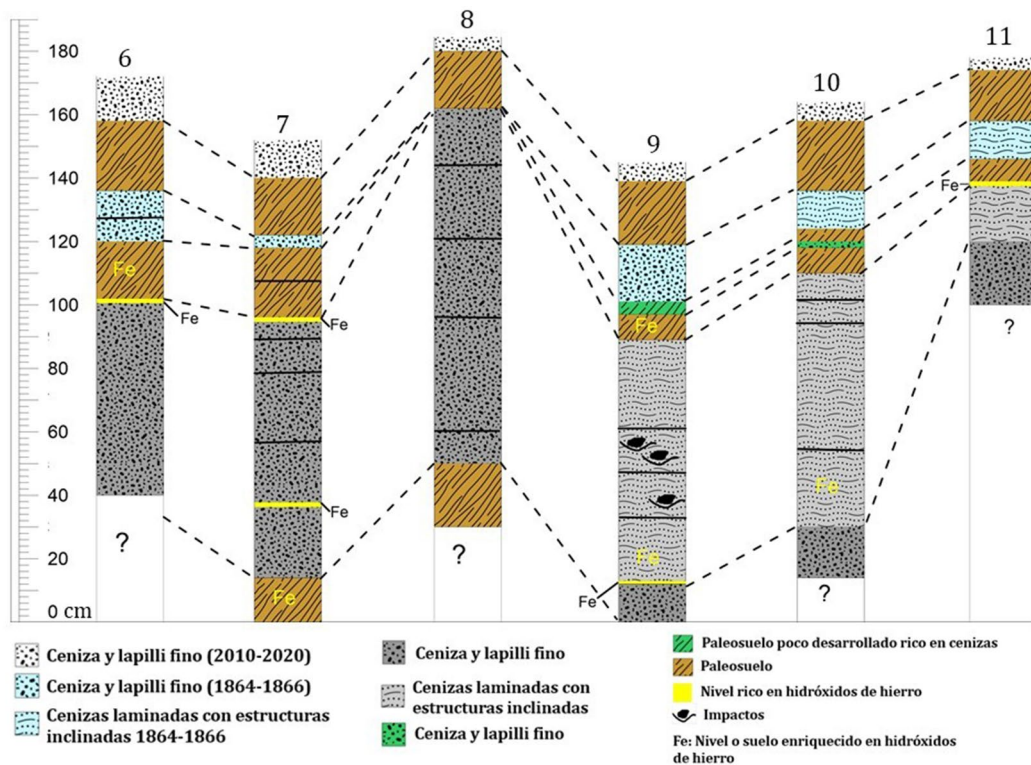


Fig. 12: Correlación estratigráfica en el flanco W y SW del Turrialba (ver Fig. 3 y Cuadro 1 para ubicación).

Volumen

Reagan (1987) y Reagan et al. (2006) concluyen que el volumen eruptado en 1864-1866 fue $\leq 0,03 \text{ km}^3$, mientras que González et al. (2015) consideran que ese volumen debió de ser menor y estiman un Índice de Explosividad Volcánica (VEI por sus siglas en inglés) = 2 (Newhall and Self, 1982). Aunque los datos de espesores son pocos y no se prestan para dar un mapa de isopacas adecuado, una estimación grosera, tomando la poca información y sumándolo el estimado de las cenizas distales (basado en la formulación empírica de Campos y Alvarado, 2018), la información *grosso modo* es de $0,014 \text{ km}^3$.

Petrografía

La primera mención en Costa Rica del término andesita, corresponde a von Seebach para los volcanes Tenorio y Turrialba (Seebach, 1865). Lang (1875) describe las cenizas recolectadas por Seebach, como de grano grueso con fragmentos de color blanco a gris, más raramente marrón. La observación microscópica evidenció que consistían generalmente en fragmentos de bordes agudos, a menudo de forma irregular, con esquirlas de vidrio que presentaban ruptura concoidea, en cáscaras planas o abovedadas, de color café a marrón, algunos oscurecidos por microlitos, particularmente de minerales opacos. La meteorización generó bordes rojizos a café rojizos. Se describen hornblendas rodeadas de vidrio, feldespatos incoloros, tipo ortoclasa (sanidina) y plagioclasas, así como nefelina de color gris azulado y augitas; cuarzos aislados y la presencia de apatito no se pudo demostrar. Las cenizas se clasificaron como traquitas ricas en sanidina, producto de la fragmentación de rocas ya solidificadas (Lang, 1875).

Hoy día se sabe que algunos de los minerales que se menciona (sanidina, ortoclasa) no están presentes en dichas cenizas y menos en la cantidad abundante a la que se refieren; del mismo modo, los cuarzos y hornblendas pudieron ser xenocristales

o más probablemente fueron confundidos con plagioclasas y piroxenos, como muchas veces pasa cuando utilizan una lente de mano. Interesante es que habla de fragmentos alterados blancuzcos y gris, raramente marrones, indicativos de componente hidrotermal dentro de las cenizas. Del mismo modo, describe esquirlas de vidrio de bordes agudos, irregulares, con ruptura concoide, en cáscaras planas o abovedadas, de color café a marrón, algunas oscurecidas por microlitos de minerales opacos. La meteorización generó bordes rojizos a café rojizos, probablemente por el óxido de hierro. Todo ello es indicador de la presencia de diferentes tipos morfológicos de grano de vidrio, tales como de tipo compacto (*blocky, equant*), tipo musgo (*moss-like convolute*), de placas (*plate*), así como vesiculares. Los diferentes colores del vidrio, indica la presencia de sideromelana y de taquilita. Las geoformas de tipo bloque y placa se cree que se generan por fractura frágil del fundido cuando está sometido a fuertes ondas de tensión, mientras que la de musgo se producen probablemente por inestabilidades las interfaces agua-fundido (Wohletz y Heiken, 1991).

Los estudios geoquímicos de las bombas claramente relacionados con los productos de 1864-1866, se clasifican mayoritariamente como basaltos transición a andesitas basálticas, algunas traquiandesitas, con contenidos de SiO_2 50,57-53,20 wt% (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006; Di Piazza, 2013; Di Piazza et al., 2015; presente trabajo). Los vidrios comagmáticos (tanto en las cenizas como en las inclusiones dentro de los minerales), presentan rangos de variaciones más amplios en sílice y álcalis dentro de la serie calcoalcalina con tendencia alcalina: desde basaltos, andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas, traquidacitas e incluso dacitas y riolitas, patrones geoquímicamente muy similares a los del siglo XXI. Estas variaciones geoquímicas tan amplias se pueden deber a mezcla de magmas y por alteración hidrotermal de los vidrios (de Moor et al., 2016; Rizzo et al., 2016; DeVitre et al., 2019).

La mineralogía y la petrografía están basadas en Reagan (1987), Di Piazza (2013) y DeVitre et al. (2019). Las bombas y lapilli escoriáceos poseen vesículas redondeadas (12-56 % vol.) y una textura hipocristalina porfirítica (30-40 % vol. fenocristales) con listones de plagioclasas (14-27 % vol.), euhedrales y con zonación normal, variando desde bytownita a labradorita (An_{88-51} hasta An_{69-60}), clinopiroxeno (~20 % vol., Wo_{37-46} - En_{42-46} - Fs_{7-15}) del tipo augita, hasta sus miembros más cálcicos (endiópido, diópido y salita), aunado a olivino con zonación normal (~10 % vol., Fo_{88-75} - Fo_{75-70}) en una alta proporción, por lo que lo muchas muestras corresponden con basaltos, en una matriz con las mismas fases mineralógicas, tales como microlitos de labradorita (An_{50-68}), olivinos más fallalíticos (Fo_{71-75}), minerales opacos (magnetita cromífera) y poco ortopiroxeno (<1 % vol.).

Los análisis geoquímicos realizados para el presente trabajo, de las muestras correspondientes a los niveles freatomagmáticos (A2) o freatomagmáticos alternantes con fases magmáticas (A3, A5 y A6), o bien, con fases magmáticas secas de tipo estromboliano (A7), son bastante parecidos entre sí, dado que se enmarcan en un mismo campo restringido en los basaltos (Fig. 13). Los análisis de las muestras de los eventos freatovolcanianos (A0, A1 y A4) evidencian que son material alterado (bajo total wt% de los mayores), apoyado por el análisis cuantitativo de los elementos mayores y, también, cualitativo para detectar otros componentes como el azufre (SO_3), el cual aparece elevado para estas 3 muestras. Por eso no se incluyeron en los diagramas.

Se observó la parte superior de un depósito de escorias (muestra A-1, a la base de la columna 2 de la Fig. 6) que infrayace al Set 1 (muestras A0 y A1), geoquímicamente es una andesita traquibasáltica que parece no estar asociada con la secuencia eruptiva principal del siglo XIX (Fig. 13), dado los contenidos diferentes de aluminio, potasio y sodio, tal y como se había deducido en el trabajo de campo (Fig. 7A). Este depósito escoriáceo pre-1864 no está claramente descrito en Reagan et al. (2006), por lo que podría ser un evento que pudo perfectamente haber ocurrido al tiempo de la Conquista. Sin embargo, este evento estromboliano y freatomagmático se observa localmente en algunos de los cortes estratigráficos realizado en la parte media del volcán (flanco W y SW, Fig. 12), e incluso, bajo él, existe un espeso paquete de niveles freatomagmáticos básicos, que se prestó para confusión en trabajos previos con aquellos asociados con la erupción de 1864-1866; no obstante, no afloran en el Mirador de los cráteres.

ANÁLISIS DE LA GRANULOMETRÍA Y FRAGMENTACIÓN SECUENCIAL DE LAS CENIZAS

La base del método SFT es que el proceso de fragmentación genera una distribución de Weibull (parecida a una gaussiana) caracterizada por una moda ϕ (en unidades de Phi) y una dispersión γ , que cumple el rol de la desviación standard σ según el análisis teórico de una fragmentación fractal propuesto en Brown (1984), lo que provee una base científica sólida. A partir

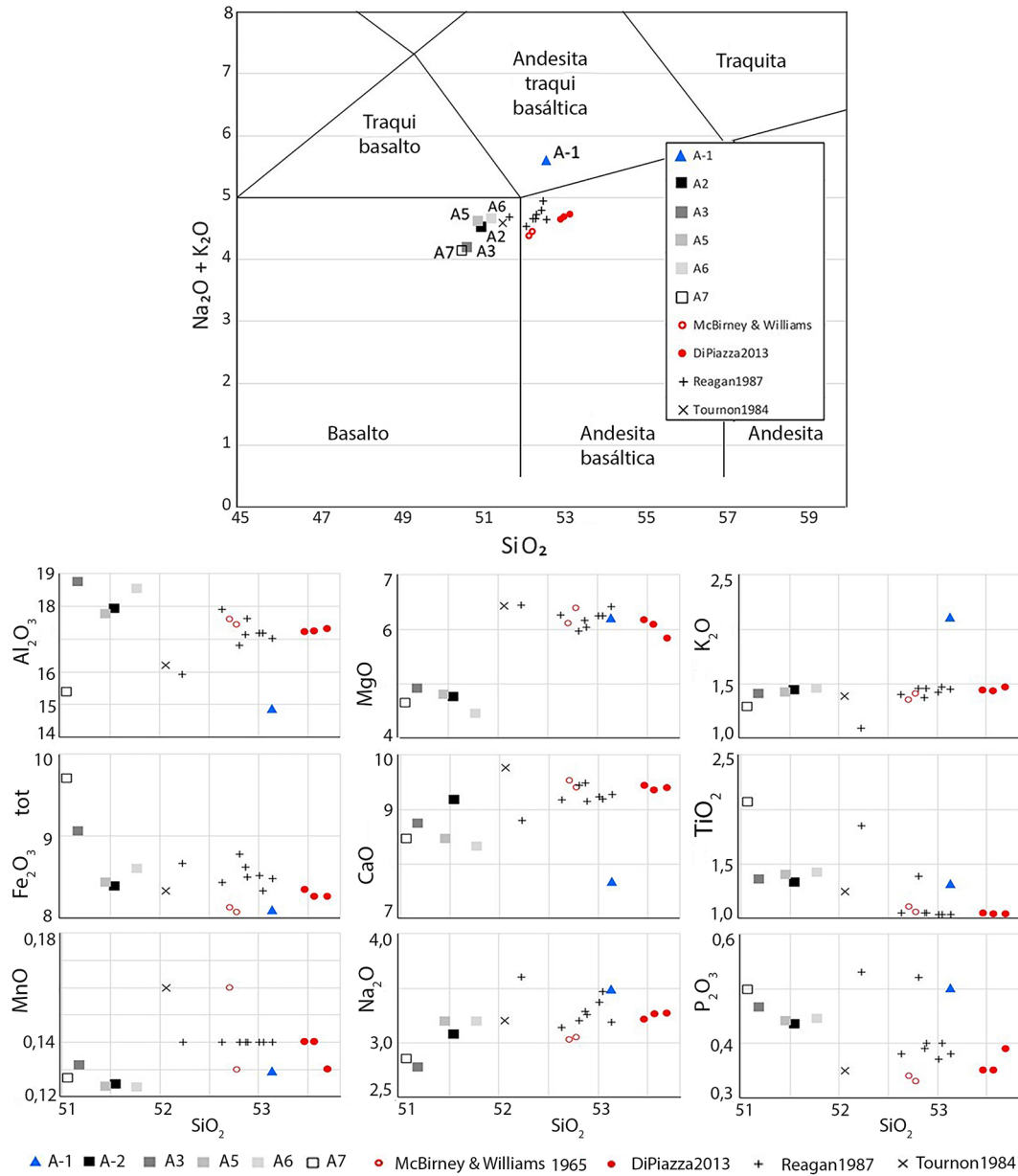


Fig. 13: Diagrama de variación álcalis versus silicio (en porcentaje por peso) y diagramas de variación de Harker en posición estratigráfica, de las muestras analizadas en el presente trabajo y comparadas con las de otros autores. La muestra A-1 corresponde con un nivel de lapilli escoriáceo precedente, no relacionado geoquímicamente con la secuencia eruptiva del siglo XIX.

de ahí es posible proponer que cada granulometría es la suma de distribuciones de Weibull cada una con su propia moda y dispersión, cuya representatividad en la muestra se mide en el % que cada distribución respecto al total (Wohletz et al., 1989; Sheridan, Wohletz y Dehn, 1987). En el Cuadro 3, se muestran los resultados de aplicar la metodología SFT a la serie de muestras A-0 a A-7 descrita previamente, obtenidos con ayuda del programa de cómputo SFT (<https://en.freownloadmanager.org/Windows-PC/KWare-SFT-FREE.html>). Sheridan et al. (1987) propusieron que cada grupo de distribuciones con modas similares reflejan un proceso de transporte determinado. Estas ideas se han ampliado en un modelo fractal al que se hará referencia según se requiera en el análisis.

Se considera prudente indicar que el término dispersión, tal y como se usa en Wohletz, puede inducir a error. La dispersión de una distribución de Weibull γ puede ser negativa, algo que la desviación standard σ nunca puede ser. Además, la dispersión γ naturalmente tiene un límite mínimo de -1. Más aún, una distribución gaussiana es más aguda tanto más la σ se acerca a 0, su menor valor posible. Muy al contrario, una distribución de Weibull con una $\gamma = -1$, su menor valor posible está completamente indefinida y no acotada, mientras se va volviendo más aguda conforme su valor se acerca a 0, indicando que las tefras fueron sometidas a un mayor número de ciclos de comunicación (Wohletz et al., 1989).

Serie A0 a A7

En el Cuadro 3 se muestran los resultados obtenidos a partir de SFT, donde Φ_n es la moda, en unidades Φ , γ_n es la dispersión y % es la fracción de cada distribución de Weibull que componen cada muestra, asociadas a una Sub-población n.

A continuación, presentaremos el análisis tan amplio como nos lo permitió el hecho de tener pocas muestras y no poder visitar el lugar de recolección pues ha quedado cubierto por los siguientes eventos eruptivos.

La muestra A4 es básicamente unimodal dado que un 94 % tiene una moda de 2Φ (ceniza media) y una dispersión $\gamma = -0,74$, que corresponde a una subpoblación evolucionada (*sensu* Wohletz et al., 1989), lo que significa que fue sometida a más procesos de fragmentación resultando en una mayor selección. La muestra A5 es también unimodal pues un 80 % posee una moda $1,5\Phi$ (cenizas medias a gruesas). Lo anterior está de acuerdo en que corresponden con depósitos con una componente freatomagmática, posiblemente con una mejor selección por CDPd (Cuadro 4).

Cuadro 3

Resumen de los valores de la moda, dispersión γ y % en peso de cada una de las distribuciones de Weibull obtenidas por SFT, asociadas a cada una de las muestras, donde la A0 es la muestra estratigráficamente inferior y la A7 la más superior.

	Φ_2	Φ_3	Φ_4	Φ_5	% 2	% 3	% 4	% 5	γ_2	γ_3	γ_4	γ_5
A7	-2,91	0,81			62	38			-0,84	-0,92		
A6		0,7	1,56	3,37		8	56	36		-0,89	-0,58	-0,3
A5		-0,46	1,45	3,4		15	80	4		-0,72	-0,71	-0,09
A4		-0,94	1,97			6	94			-0,77	-0,74	
A3	-0,7	0,15	1,46	3,45	4	58	35	2	0,02	-0,89	-0,38	0,14
A2		-0,82	1,53	3,27		38	56	5		-0,71	-0,39	-0,34
A1	-1,97	-0,53	0,73		47	27	26		-0,91	-0,77	-0,69	
A0		-0,46	1,75	3,36		3	76	20		-0,31	-0,78	-0,29

Cuadro 4

Comparación de observaciones en campo con los valores de moda obtenidos por SFT, donde la A0 es la muestra estratigráficamente inferior y la A7 la más superior.

Nivel	Observación de campo	Resultados de SFT
A7	Lapilli escoriáceo fino hasta bombas, fase estromboliana	60 % con $-2,9\Phi$; 40 % con $0,8\Phi$
A6	Ceniza fina a media negra, fase freatomagmática- estromboliana	56 % con $1,6\Phi$; 36 % con $3,4\Phi$
A5	Ceniza media a gruesa negra estratificada y laminada, fase freatomagmática – estromboliana	80 % con $1,5\Phi$; 15 % con $-0,5\Phi$
A4	Ceniza fina a media anaranjada rica en arcilla, depósito freático o freatomagmático	94 % con 2Φ
A3	Ceniza fina a media anaranjada a negra, algo estratificada, fase freatomagmática	58 % con $0,2\Phi$; 35 % con $1,5\Phi$
A2	Ceniza media negra, fase freatomagmática	56 % con $1,5\Phi$; 38 % con $-0,8\Phi$
A1	Ceniza fina con bloques color amarillento a anaranjado, mal seleccionado, freático o freatomagmático	47 % con -2Φ ; 26 % con $0,7\Phi$; 27% con $-0,5\Phi$
A0	Ceniza fina amarillenta a anaranjada rica en arcilla, freático o freatomagmático	76 % con $1,8\Phi$; 20 % con $3,4\Phi$

La muestra A7 está compuesta por dos subpoblaciones, un 62 % de material grueso (moda -3Φ y dispersión $-0,84$, parcialmente evolucionada) y un 32 % con moda 1Φ y dispersión $-0,92$ (poco evolucionada) que pueden asociarse a un proceso de tracción por su moda (Wohletz, 1999) con una componente de caída estromboliana.

Las distribuciones de Weibull presentes en la muestra A1 son las mismas presentes en la A7. El análisis de SFT muestra la mitad (47 %) con una moda de -2Φ (lapilli medio) mal seleccionada (dispersión $-0,91$); 27% con moda de $-0,5\Phi$ (ceniza muy gruesa) y 26 % con moda de $0,5\Phi$ (ceniza gruesa) más evolucionada (dispersiones $-0,77$ y $-0,69$; respectivamente). Ello está acorde con lo observado en el campo, donde se presenta una mala selección, pero con una componente de mayor fragmentación (Cuadro 4).

Como ya se mencionó, el SFT considera que cada granulometría es la suma de varias distribuciones de Weibull, cada una caracterizada por tres parámetros: la moda, la dispersión y un % que es la fracción que esa distribución representa del total.

Según se hace notar en Sheridan (1971) y Sheridan et al. (1987), empíricamente se ha encontrado que las modas de las distribuciones de Weibull, aquellas que componen diversas granulometrías de material volcánico, suelen presentar valores muy similares, lo que se ha interpretado como indicadores de un proceso de transporte determinado. A medida que las tefras van siendo sometidas a un proceso de comunicación, las diferencias en tamaño de los fragmentos van disminuyendo, pues todos se acercan al mismo valor. Así la distribución de Weibull va evolucionando (*sensu* Wohletz, 1989), volviéndose la curva más aguda y con moda de menor valor, o sea, los fragmentos se hacen más finos. Puesto que la moda y la dispersión están entonces relacionadas entre sí, como se explica en Wohletz, Orsi y de Vita (1995), se puede definir un coeficiente de fragmentación (moda/dispersión, ϕ/γ) con ayuda del cual, en un gráfico de coeficiente de fragmentación versus moda, cada segmento lineal se asocia a un proceso de transporte específico como se aprecia en la Fig. 14. El conjunto de las distribuciones de Weibull que originan ese segmento lineal se conoce como sub-población.

Para establecer correctamente cada uno de esos procesos, deben cumplirse uno o varios de los siguientes criterios: a) para cada muestra no se puede asociar más de una distribución a un segmento lineal específico. En la Fig. 14, por ejemplo, aunque la distribución de moda $-2,91\Phi$ de la muestra A7 y la distribución de moda $-1,97\Phi$ de la muestra A1 generan puntos que caen en la recta Sub3, no pueden formar parte de esa subpoblación 3 por cuanto ya hay otra distribución de dichas muestras A1 y A7 que forman parte de esa subpoblación 3. Por ello, forzadamente deben de ser incluirlas en una nueva subpoblación (Sub2), b) Para generar la Fig. 14 solo se usaron las distribuciones con dispersiones negativas (fragmentaciones primarias). Por eso se ha dejado por fuera las distribuciones con dispersiones de $0,14$ (fragmentación secundaria) y de $0,02$ (fragmento “efusivo”), ambas asociadas a la muestra A3, c) Para determinar los segmentos lineales asociados a cada subpoblación, las dispersiones negativas deben separarse en aquellas asociadas a procesos magmáticos (dispersiones en el rango de -1 a $-0,5$), de aquellas de carácter freatomagmático (dispersiones en el rango de $-0,5$ a 0). Más información puede encontrarse en Brenes (2013) y Brenes y Alvarado (2013).

Se informa al lector que en la Fig. 14 también se omitió la distribución de moda $3,4\Phi$ y dispersión $-0,09$ de la muestra A3, por considerársela un valor atípico, pues su inclusión rebaja apreciablemente el R2 de la Sub5; esta omisión no afecta las conclusiones pues representa solo un 4 %.

Tal y como se puede observar en la Fig. 14, la aplicación de estos criterios permite discriminar 5 segmentos lineales posibles, 4 de ellos con dispersiones en el rango de -1 a $-0,5$ (carácter magmático) asociadas a las sub-poblaciones 2, 3, 4 y 5, mientras que otra generado solo por dispersiones en el rango $-0,5$ a 0 (carácter freatomagmático), que para distinguirlo se ha denominado Gama (Cuadro 5). La numeración fue escogida para permitir la comparación con las sub-poblaciones que se discriminaron en la serie TU1 a TU5.

En el Cuadro 5 se ha resumido, para cada segmento lineal identificado en la Fig. 14, el ámbito de moda en que es válido, así como la pendiente, intercepto y R2 que lo define.

Usando de guía lo propuesto en Wohletz et al. (1995), los datos de los fragmentos entre -1Φ a 2Φ se hubieran unido con una sola recta, a pesar de que se ha hecho énfasis en que cada distribución de Weibull corresponde a un proceso de transporte. Por ello, a pesar de que las pendientes e interceptos son muy similares en este trabajo se han mantenido separadas.

Sheridan et al. (1987) proponen asignar un transporte balístico a tamaños de -3Φ o mayores, un transporte por rodamiento a -1Φ y -2Φ ; uno de rodamiento y saltación a $+1\Phi$; uno de saltación a 3Φ ; y uno de suspensión a 4Φ y tamaños menores. Según ese criterio, la moda ($-2,91\Phi$) de la A7 implicaría balística (lo cual corresponde con lo observado en el campo), mientras que la moda $-1,97\Phi$ de la A1 se asociaría a rodamiento, lo que podría implicar un cierto grado de retrabajo sedimentario. Esta última distribución presenta una dispersión de $\gamma = -0,91$, cercana a lo que Wohletz et al. (1987) definen como distribución

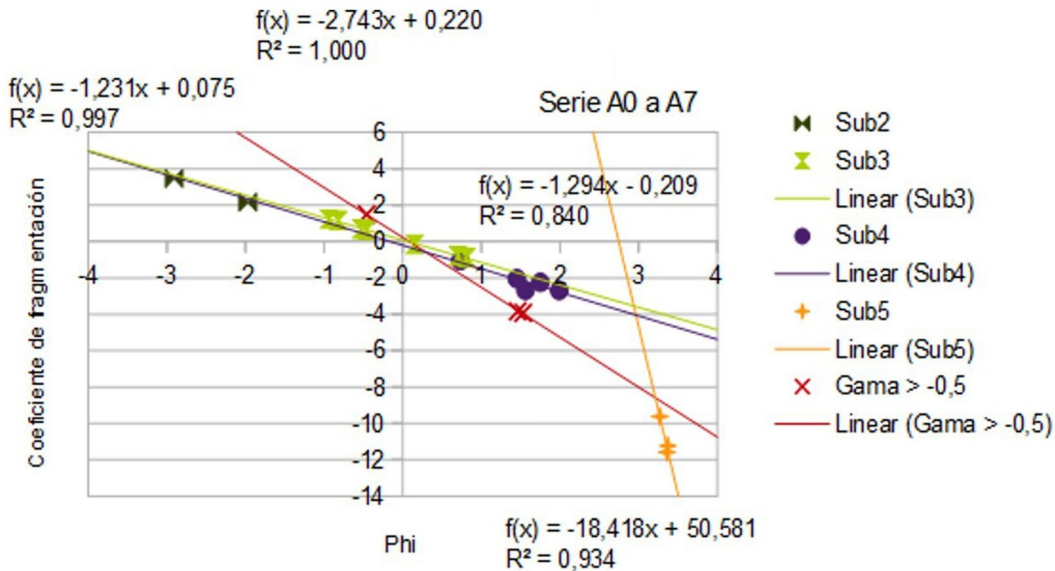


Fig. 14: Gráfico de los diversos procesos que se deducen al graficar el coeficiente de fragmentación versus la moda en unidades Φ. Serie A= a A7.

inicial tanto para un proceso magmático ($\gamma = -0,94$, Mount Saint Helens, EE.UU.) como uno hidrovulcánico ($\gamma = -0,95$, cráter Elegante), lo que debe entenderse como la distribución que se obtiene justo al momento de salir del cráter.

Se debe recordar que las muestras fueron recolectadas de 100 a 250 m del borde del cráter, por lo que es razonable considerar que no tuvieron ninguna fragmentación secuencial posterior por haber sido eyectados balísticamente y en caída eólica. El segmento de -1Φ a $+1\Phi$ sería entonces de rodamiento debido a la elevada pendiente y los finos (Sub-población 5) corresponderían a una saltación.

En este trabajo se explorará también si es posible obtener más información dividiendo las dispersiones negativas en dos conjuntos: aquellas en el rango de -1 a $-0,5$, correspondientes a distribuciones con carácter magmático, mientras que aquellas que están en el rango de $-0,5$ a 0 , podrían estar asociadas a distribuciones con carácter freatomagmático (Brenes y Alvarado, 2013). Como una primera aproximación, a cada distribución se le asignará un carácter magmático (M) o freatomagmático (FM) según la dispersión negativa asociada, sumando luego los porcentajes asociados a M y a FM.

En el Cuadro 6, por ejemplo, 5FM indica un 5 % con carácter freatomagmático y así sucesivamente. El % es la fracción de una distribución de Weibull respecto al total, que es equivalente a la fracción en peso si todos los fragmentos tienen la misma densidad. La suma de los porcentajes en una granulometría puede no sumar el 100 % sea por el carácter aproximado de la

Cuadro 5

Valores de la pendiente y el intercepto, así como el de R2, de las relaciones lineales asociadas a cada una de los 5 procesos asociados a las muestras A0 a A7.

Proceso	Ámbito de moda	Pendiente	Intercepto	R ²
2	-3Φ a -2Φ	-2,74	0,22	1
3	-1Φ a 1Φ	-1,23	0,08	0,98
4	1Φ a 2Φ	-1,29	-0,21	0,84
Gama	$-0,5\Phi$ a $1,5\Phi$	-2,74	0,22	1
5	$3,2\Phi$ a $3,4\Phi$	-18,42	50,58	0,93

solución utilizada en el software SFT, o bien porque en el software se impuso un máximo de 6 distribuciones de Weibull, pues se encontró que es el menor número de distribuciones necesario para explicar el 99 % de la varianza (Wohletz et al., 1989).

Del Cuadro 6 se observa que hay coincidencia en la A2, en la A6 y en la A7. Esta coincidencia parcial puede estar afectada tanto porque el número de muestras no es representativo, como porque el tamizando debió de ser más fino, en pasos de $0,5 \Phi$.

Las pocas muestras disponibles, como la imposibilidad de muestrear el sitio más densamente, por estar ahora cubierto de cenizas provenientes de nuevos eventos eruptivos, nos imposibilitan presentar alguna posible explicación de la falta de coincidencia de las muestras A1, A3, A4, A5.

Serie TU-1 a TU-5

Las cinco muestras de la serie TU-1 a TU-5, fueron analizadas de la misma manera. Los valores obtenidos de la aplicación del SFT se muestran en el Cuadro 7. A partir de los datos del Cuadro 7 es posible elaborar la Fig. 15, de manera similar a como se hizo con la otra serie de muestras cercana al cráter activo en ese entonces.

Según se hace notar en Wohletz et al. (1987), al aumentar la dispersión hay un mayor procesamiento y selección, lo cual se refleja en una distribución más aguda, es decir, una dispersión más grande. Por lo tanto, se esperaría que la dispersión aumente conforme el tamaño decrezca, justo lo opuesto a lo que se encuentra, como se evidencia en la Fig. 15.

Se observa que la distribución de los finos, sobre todo en el caso de la TU1 y TU4, prácticamente corresponde a la distribución inicial (*sensu* Wohletz et al., 1987) como se indicara líneas arriba, indicando que estos fragmentos fueron eyectados sin estar casi sometidos a comunicación. Por su parte, los gruesos son más evolucionados: dispersiones entre $-0,8$ y $-0,75$. Estas 5 muestras se interpretan como producto de eventos recurrentes en que la tefra pudo ser reciclada dentro de la fase estromboliana cercana al cráter activo en ese entonces.

Del Cuadro 7 se extrae que más del 75 % de las muestras TU3 y TU4 son básicamente unimodales, constituidas por una sola distribución de moda alrededor de $-4,25\Phi$ con la misma dispersión de $-0,8$, lo que sugiere fueron originadas por un mismo y sostenido evento eruptivo estromboliana de caída.

La distribución porcentual de las muestras TU1 y TU2 son muy parecidas, dado que en ambas la Sub1 representa un 51 %. Sin embargo, se observa que los porcentajes de 45 % y 4 % de la TU1 cambian a 39 % y 10 % de la TU2 y, simultáneamente, las dispersiones de $-0,94$ y $-0,97$ (básicamente las iniciales, Wohletz et al., 1987) de la TU1 varían en $-0,82$ y $-0,89$ en la TU2, lo que se interpreta que la TU2 es una muestra más evolucionada con una mayor selección, quizás asociada con un proceso de caída afectada por la balística proximal.

Porcentualmente, la muestra TU5 es una meseta, en que las 3 Sub-poblaciones están igualmente representadas. Las dispersiones 1 y 2 son iguales, no así la 3, que muestra una mayor selección en la TU5 y la moda 2 de TU1 se redujo drásticamente de -3Φ a -1Φ de la TU5. Esto se interpreta como un proceso de deslizamiento o rodamiento por la pendiente, en que los fragmentos de la Sub2 van siendo sometidos a comunicación.

La aplicación *sensu stricto* del criterio de Wohletz (1998), donde los tamaños mayores a -4Φ se asocian a balísticos implicaría que las distribuciones de las muestras TU1, TU3 y la TU4, con modas de alrededor de $-4,3\Phi$ y dispersiones muy similares con valores entre $-0,8$ y $-0,78$, fueron producto de una erupción de características constantes sostenida por un periodo de tiempo, lo que no parece probable dado que la TU3 muestra una componente freatomagmática (dispersión de $-0,27$) baja de tan solo 6 % (Cuadro 7). Se sugiere, más bien que el rango de -5Φ a -4Φ es un traslape de balísticos con tracción contemporánea y, que esta última, causó la muy buena selección en tamaño.

En el Cuadro 7 se nota que 14 de las 15 distribuciones generadas por las cinco muestras son de carácter magmático (= estromboliano), pues sus dispersiones están en el rango entre -1 y $-0,5$, excepto la Sub2 (no incluida en la Figura 13) que posee al parecer una componente freatomagmática ($\gamma = -0,27$), que representa el 6 % de la TU3. El predominio de fragmentaciones con carácter magmático es consistente con la asociación a procesos eruptivos estrombolianos finales efectuada a partir de observaciones en campo.

Por su parte, en el Cuadro 8 se ha resumido para cada segmento lineal identificado en la Fig. 16, el ámbito de moda que es válido, así como la pendiente, intercepto y R^2 que lo define.

Cuadro 6

Posible concordancia del carácter magmático (M) o freatomagmático (FM) propuesto por el modelo fractal y el observado en campo, donde la A0 es la muestra estratigráficamente inferior y la A7 la más superior.

Nivel estratigráfico	% 2	% 3	% 4	% 5	Mtot	FMtot	Según campo
A7	62M	38M			100		fase estromboliana
A6		8M	56M	36FM	64	36	fase freatomagmática- estromboliana
A5		15M	80M	4FM	95	4	fase freatomagmática – estromboliana
A4		6M	94M		100		depósito freático o freatomagmático
A3		58M	35FM	2FM	58	37	fase freatomagmática
A2		38M	56FM	5FM	38	61	fase freatomagmática
A1	47M	27M	26M		99		freático o freatomagmático
A0		3FM	76M	20FM	76	23	freático o freatomagmático

Cuadro 7

Resumen de los valores de la moda, dispersión γ y % en peso de cada una de las distribuciones de Weibull obtenidas por SFT, asociadas a cada una de las muestras, donde la TU5 es la muestra estratigráficamente inferior y la TU1 la más superior.

Muestra	$\Phi 1$	$\Phi 2$	$\Phi 3$	% 1	% 2	% 3	$\gamma 1$	$\gamma 2$	$\gamma 3$	Descripción de campo
TU1	-4,29	-3,01	0,23	51	45	4	-0,78	-0,94	-0,97	Estromboliano
TU2	-4,35	-2,98	0,5	51	39	10	-0,74	-0,82	-0,89	Estromboliano
TU3	-4,23	-1,34	0,89	86	6	8	-0,8	-0,27	-0,87	Estromboliano
TU4	-4,47	-2,89	-1,25	75	1	25	-0,8	-0,9	-0,96	Estromboliano
TU5	-4,87	-1,06	1,06	30	32	38	-0,79	-0,94	-0,72	Estromboliano

Cuadro 8

Valores de la pendiente, intercepto y R2 de los 3 segmentos lineales de la Figura 16.

Proceso	Ámbito de moda	Pendiente	Intercepto	R2
1	-5Φ a -4Φ	-1,14	0,62	0,72
2	-3Φ a -1Φ	-1,17	-0,11	0,97
3	-1Φ a 1Φ	-1,15	-0,07	0,99

CONCLUSIONES

Los pocos y escuetos documentos dan cuenta que el Turrialba pudo presentar no solo una intensa actividad exhalativa entre 1847 e inicios de 1864, sino también la salida esporádica y en pequeña cantidad de cenizas; es decir, un paulatino reactivar eruptivo. También, las dataciones de radiocarbono indican que otro evento explosivo, que probablemente pudo darse a fines del s. XVII, del cual apenas quedó una brizna en la memoria del tiempo durante la Colonia. La actividad exhalativa (salida de gases y vapores) y de cenizas casuales entre 1847 e inicios de 1864, al parecer fue similar a que presentó el Turrialba desde marzo del 2007 hasta setiembre del 2013 (Cuadro 10). La principal actividad eruptiva se manifestó el 17 de agosto de 1864, a lo largo de todo el año 1865 y se extendió hasta al menos febrero y quizás marzo o incluso mayo de 1866. Entre junio de 1866 y 1881 se reportó fuerte actividad fumarólica y quizás erupciones casuales y pequeñas de ceniza.

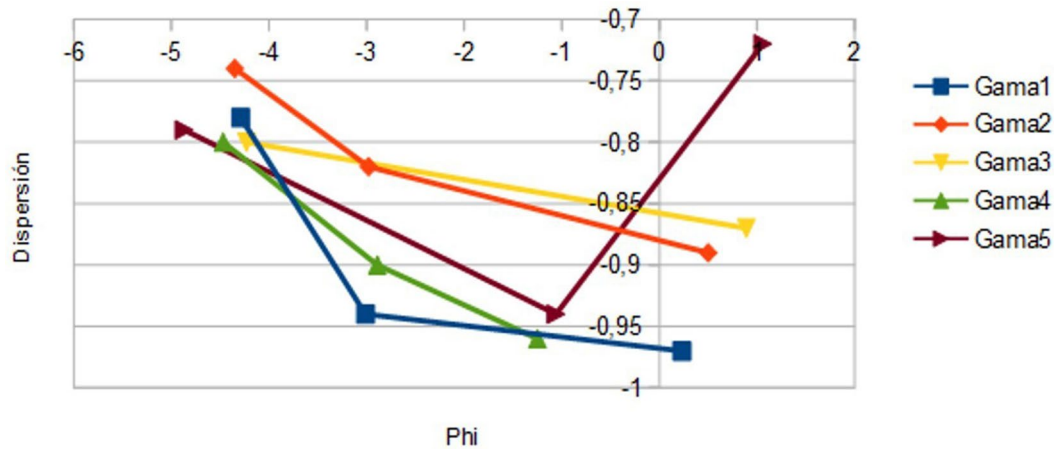


Fig. 15: Gráfico de la dispersión de cada una de las distribuciones asociadas a las 5 muestras TU1 a TU5.

Los depósitos iniciales de la erupción del siglo XIX, posiblemente fueron freatovolcanianos, pobres en fragmentos juveniles, con incremento paulatino de los juveniles en el tiempo, presentándose corrientes de densidad piroclástica (mayoritariamente secas), alternando con fases estrombolianas menores. La actividad paroxísmica culmina en 1866 con una fase estromboliana rica en balística y posiblemente con una componente o chorro oblicuo. Aunque el inicio de las erupciones en 1864 (o incluso antes) y del año de 2010 fueron ambas freatovolcanianas pobres en juveniles, seguidas por freatomagmáticas ricas en juveniles, donde hacia el final de ambas predominó el componente estromboliano, la fase estromboliana fue mucho más intensa (depósitos más espesos y gruesos) en la de 1866 con respecto a la del año 2017. Quizás la elevada profundidad del cráter en el siglo XXI (230 m máxima; hoy día unos 150 m) pudo inhibir de cierto modo, la salida de material más abundante y grueso.

Del análisis de muestras granulométricas utilizando algunos de los recursos generados por el Modelo Fractal, se desprende que las dispersiones en el rango de -1 a -0,5 (asociadas a eventos con carácter magmático), de las muestras de la serie TU1 a TU5, se asociaron a erupciones estrombolianas, en concordancia con lo observado en campo (Cuadro 9). En el caso de la serie A0 a A7 la coincidencia fue solo parcial. El pequeño número de muestras y el grosor de hasta varios metros de las capas en que se recolectaron las muestras permite descartar que la causa de esa diferencia entre lo observado en el campo (visión más amplia) y lo que se detecta vía SFT (visión más local), haya sido un jet eruptivo altamente inestable que fluctuó entre un régimen completamente laminar y uno completamente turbulento (Wohletz, 2001), lo que solo permitiría establecer el factor de arrastre (entrainment factor) de manera local (cf. Carazzo, Kaminski y Tait, 2006).

Los componentes juveniles de la fase eruptiva de 1864-1866 son de composición predominantemente basáltica/andesítico basáltica con variaciones amplias en el espectro cuando se analizan los vidrios, desde andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas e incluso riolitas (Di Piazza, 2014), Di Piazza et al., 2015; Rizzo et al., 2016). El magma

Cuadro 9

Posible concordancia del carácter magmático (M) o freatomagmático (FM) propuesto por el modelo fractal, y el observado en campo.

Muestra	% 1	% 2	% 3	Total M	Total FM	Descripción de campo
TU1	51M	45M	4M	-0,78	-0,94	Estromboliano
TU2	51M	39M	10M	-0,74	-0,82	Estromboliano
TU3	86M	6FM	8M	-0,8	-0,27	Estromboliano
TU4	75M	1M	25M	-0,8	-0,9	Estromboliano
TU5	30M	32M	38M	-0,79	-0,94	Estromboliano

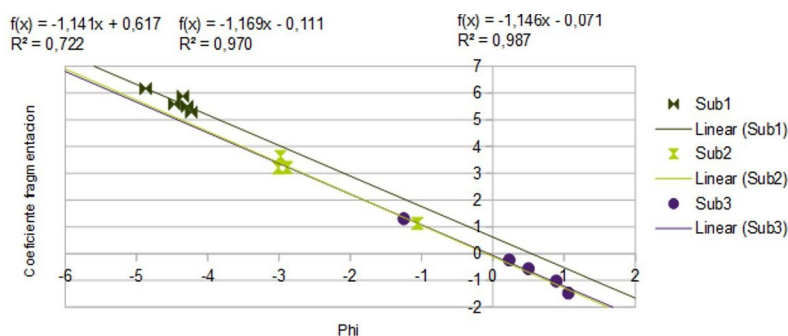


Fig. 16: Procesos de transporte evidenciados por los segmentos lineales asociados a cada Sub-población. Serie TU1 a TU5.

asociado a las erupciones de 1864-1866 es geoquímica (incluyendo las inclusiones fluidas) y mineralógicamente muy similar o el mismo al de las erupciones del 2014-2015, es decir, en términos generales un magma básico (Di Piazza et al., 2015; de Moor et al., 2016; Rizzo et al., 2016).

Mediante un recálculo grosero de los productos eruptados en 1864-1866, basado en las medidas de los autores del presente trabajo, permiten estimar un volumen de $\sim 0,014 \text{ km}^3$. A modo de comparación, las estimaciones preliminares del volumen total combinado (proximal y distal) de piroclastos emitidos por el Turrialba entre el 2010 y el 2018 (Jiménez y Avaró, 2018; Campos y Alvarado, 2018), se desprende que la cantidad de cenizas es del orden de $\sim 0,021 \text{ km}^3$. Ambas erupciones rondan órdenes de magnitudes de volúmenes emitidos similares. La cantidad y tipo de gas emitido por el Turrialba durante 2010-2020, sugiere la intrusión de un volumen ($0,3 \text{ km}^3$), del mismo orden de magnitud que de la erupción 1864-1866, debido a que los magmas calcoalcalinos típicamente liberan aproximadamente un orden de magnitud más de gas que aquel suministrado por la cantidad de magma (De Moor et al., 2016). Claramente, la cantidad de magma expulsado fue inferior en ambos eventos eruptivos.

Resulta un hecho, que los diferentes estudios utilizaron como modelo las diferentes fases, tipos y distribución de los productos eruptivos de 1864-1866, de lo que se podría esperar para un reactivar del Turrialba (Reagan et al., 2006, Soto, 2012b y Di Piazza, 2013), por lo que fueron utilizados para la gestión del riesgo durante la crisis eruptiva del 2010 al 2020, particularmente al compararse con los productos del 2014-2015 (Di Piazza et al., 2015; de Moor et al., 2016; Rizzo et al., 2016). Dichos estudios fueron muy valiosos para prever lo que podía acontecer y extrapolar escenarios. De hecho, aunque existen varias similitudes en el desarrollo y temporalidad de ciertos estadios (Cuadro 10), como en los depósitos (Cuadro 11), también se notan diferencias. En tal caso, todo este modelo o patrón del siglo XIX al XXI apoya mucho la interpretación de que los últimos dos reactivares eruptivos del Turrialba fueron del tipo de agitación o despertar lenta (*slow unrest*) según lo define Stix (2018). Ello sugiere, a su criterio, que estos magmas, ricos en cristales (por lo tanto, más viscosos) y pobres en volátiles (cantidad de volátiles $< 5 \text{ wt. \% H}_2\text{O}$), se movilizan desde su reservorio profundo intermedio (quizás unos 10 km bajo el nivel de mar, debajo del Irazú, según Muller, 2018), hasta llegar a un sistema de bombeo a través de una red complicada de fracturas y fallas, intruidas por el magma (diques, sills interconectados), que producen un avance lento del magma, muchas veces, con un reactivar eruptivo no tan violento en su fase inicial. Este tipo de proceso de despertar lento, de mantenerse, va a facilitar aún más el análisis y pronóstico para el próximo período eruptivo importante del Turrialba (quizás en la primera mitad del siglo XXII). Para ese entonces, el conocimiento de la vulcanología, los equipos y su tecnología, aunado a las experiencias previas, resumidas en el presente trabajo y en las citadas correspondientes a la reciente actividad eruptiva, servirán de una base mucho mejor en la gestión del riesgo.

Cuadro 10

Comparación entre la actividad volcánica del Turrialba durante el siglo XIX con las de finales del siglo XX e inicios del XXI. Las primeras señales premonitoras (sismicidad, nuevas fumarolas, cambios en la química de los gases), se dieron en marzo de 1996 hasta finales del 2009 (13,6 años), pero claramente, estos signos no pudieron notarse en el siglo XIX por la poca accesibilidad y la inexistencia de tecnología en vigilancia volcánica.

Proceso volcánico	Siglo XIX	Duración	Siglo XX y XXI	Duración
Señales premonitoras del despertar, actividad exhalativa y erupciones menores y aisladas	1847- inicios 1864: Columna de gases vista desde la distancia, vegetación quemada (lluvia ácida y cenizas), llamas, ruidos	~17 años	Marzo 2007-Octubre 2014: Columna de gases vista desde la distancia (marzo 2007), vegetación quemada (lluvia ácida y cenizas: 2010, 2011, 2012, 2013), llamas, ruidos, caída casual de ceniza en Cartago. Si se toma en cuenta que el despertar del Turrialba se dio a partir de 1996, entonces su duración sería mayor, aunque sin signos evidentes a la distancia	6,5 años
Actividad eruptiva principal con caída de ceniza notoria en la capital	17 de agosto 1864 - febrero (¿marzo o mayo?)1866: Erupciones importantes con caída de cenizas en el Valle Central, Puntarenas y, quizás, Nicaragua. Se presentaron lahares.	~18 meses	29 de octubre 2014-19 de setiembre 2016: Erupciones importantes con columnas de cenizas y caída de cenizas en el Valle Central de forma notoria. Se presentaron lahares	22 meses
Actividad eruptiva baja y exhalativa	Junio 1866 - 1881	15 años	20 de setiembre 2016- enero 2021 y continúa: Columna de gases (intensa actividad exhalativa) y en ocasiones incandescencia vista desde la distancia, a veces ruidos, caída casual de ceniza (la última el 5 de agosto del 2020) en las cercanías y muy diluida en el Valle Central	≥3,5 años

Cuadro 11

Comparación entre los depósitos del Turrialba de 1864-1866 con los del 2010-2020.

Período eruptivo	1864-1866	2010-2020	Comentario
Geoquímica predominante	Basalto hasta andesita basáltica	Basalto hasta andesita basáltica	Geoquímicamente similares, aunque no se han realizado estudios mineralógicos de detalle a las bombas del 2017-2020 y su comparación con 1864-1866.
Volumen eruptado km ³	≥0.014	~0.021	Son estimaciones groseras, pero en orden de magnitud similares
Tipo de depósito proximal predominante	Predominancia de los depósitos estrombolianos y vulcanianos (freatomagmáticos) oscuros, estratificados (principalmente CDPd secas) a masivos, con niveles locales freatovulcanianos anaranjados a blancuzcos	Predominancia de depósitos vulcanianos (freatomagmáticos) claros (gris a café), estratificados (principalmente CDPd secas y húmedas) con niveles locales de bombas y escorias estrombolianas	Al parecer los depósitos de 1864-1866 fueron más secos o bien, cuando hubo interacción agua/magma, el vapor fue sobrecalentado. El cráter era menos profundo en ese entonces. Los del 2010-2020 fueron más freatomagmáticos con mayor condensación de agua y una gran profundización y erosión del cráter; los estrombolianos están subordinados, quizás por una mayor profundidad del cráter
Tipo de depósito parte media (flanco W y SW) predominante	Ceniza (8-20 cm espesor) media a gruesa, laminadas o no, con lapilli casual color gris negruzco, a veces gris claro a café	Ceniza (4-15 cm) fina a media, poco laminada, color gris claro a gris blancuzco	Ya el color y la granulometría habla de una fase más magmática seca en el siglo XIX con respecto al siglo XXI, que presenta una mayor fragmentación
Paisaje intracaldérico	El piso era gris negruzco irregular, tapizado de bloques y bombas	Piso es gris claro a café, con pequeñas dunas, suavizado, con un acusado patrón erosivo dendrítico	Paisaje volcánico producto de las diferencias en la granulometría superficial

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la bibliotecóloga Ana Rivera de la Biblioteca de la Escuela Centroamericana de Geología (Universidad de Costa Rica), a Carlos M. Alvarado I. y Waldo Taylor, por colaborar en la búsqueda de información bibliográfica. El Ovsicori, el ICE y la CNE aportaron la logística del transporte y los laboratorios. El Laboratorio Nacional de Nanotecnología (Lanotec) del Centro Nacional de Alta Tecnología (Cenat) colaboró en los análisis con el microscopio electrónico de barrido. Los personeros del parque nacional volcán Turrialba no escatimaron su disposición y apertura para colaborar. Las dataciones de radiocarbono se realizaron a cargo del programa “Ramón y Cajal” (RYC-2017-23335) del Ministerio de Ciencia e Innovación de España. El colega Theofilos Toulkeridis revisó el trabajo y aportó correcciones importantes que lo mejoraron.

REFERENCIAS

- Alvarado, G. E. (1993). *Volcanology and petrology of Irazú volcano, Costa Rica* (Tesis inédita de doctorado). Universidad de Kiel, Kiel, Alemania.
- Alvarado, G. E. (2009). *Los volcanes de Costa Rica: Geología, historia, riqueza natural y su gente* (3a edición); San José: EUNED.
- Alvarado, G. E., Brenes-André, J., Barrantes, M., Vega, E., de Moor, J.M., Avarad, G., Dellino, P., Mele, D., DeVitre, C., Di Piazza, A., Rizzo, A. L. y Carapezza, M. L. (2016). Actividad explosiva del Turrialba (Costa Rica) en el 2010-2016. *Revista Geológica de América Central*, 55, 7-60. doi: 10.15517/rgac.v55i0.26965
- Attwood, G. (1882). On the Geology of a part of Costa Rica: With an Appendix by Hudleston, W.H., Esq., M. A., F. G. S., F. C. S., & c. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 38, 328-336. doi: 10.1144/GSL.JGS.1882.038.01-04.35
- 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. *Revista Geológica de América Central*, 48, 63-85. doi: 10.15517/rgac.v0i48.12236
- Brenes-André, J. (2014). Aplicación del modelo de fractura fractal de Balankin al modelo fractal de la actividad volcánica. *Revista Geológica de América Central*, 50, 83-98. doi: 10.15517/rgac.v0i50.15109
- Brenes, J. y 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. *Revista Geológica de América Central*, 48, 87-98. doi: 10.15517/rgac.v0i48.12237
- Campos, D. y Alvarado, G. E. (2018). Análisis de la distribución espaciotemporal de la caída de cenizas del volcán Turrialba (2010-2018), Costa Rica: su frecuencia, volumen y afectación. *Revista Geológica de América Central*, 59, 23-59. doi: 10.15517/rgac.v59i0.34154
- Campos-Durán, D. y Alvarado, G.E. (2019). La percepción del riesgo volcánico por la actividad del Turrialba (2010-2019) en las comunidades de La Pastora y el Tapojo, Costa Rica. *Geo UERJ*, 35, 1-26.
- Carazzo, G., Kaminski, E. y Tait, S. (2006). The route to self-similarity in turbulent jets and plumes. *Journal of Fluid Mechanics*, 547, 137-148.

- De Moor, J. M., Aiuppa, A., Avaró, G., Wehrmann, H., Dunbar, N., Muller, C., Tamburello, G., Giudice, G., Liuzzo, M., Moretti, R., Conde, V. y Galle, B. (2016). Turmoil at Turrialba Volcano (Costa Rica): degassing and eruptive processes inferred from high-frequency gas monitoring. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 5761-5775.
- DeVitre, C. L., Gazel, E., Allison, C. M., Soto, G., Madrigal, P., Alvarado, G. E. y Lücke, O. H. (2019). Multi-stage chaotic magma mixing at Turrialba volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381, 330-346. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.06.011
- Di Piazza, A. (2013). *The evolution of Turrialba volcano plumbing system (Costa Rica)* (Tesis inédita de doctorado). Università Degli Studi Di Roma Tre, Roma, Italia.
- Di Piazza, A., Rizzo, A. L., Barberi, F., Carapezza, M. L., De Astis, G., Romano, C. y Sortino, F. (2015). Geochemistry of the mantle source and magma feeding source and magma feeding system beneath Turrialba volcano, Costa Rica. *Lithos*, 232, 319-335.
- Duarte, E. y Fernández, E. (2011). Callejones de acidificación en tres volcanes activos de Costa Rica. *Revista Geográfica*, 47, 127-130.
- Fernández, R. (1922). Un volcán olvidado. *Revista de Costa Rica*, III(4-5), 110-120.
- Frantz, A. von (1861). Beiträge zur Kenntniss der Vulkane Costarica's. Petermann's Geographische Mittheilungen. *Helt IX y Helt X*, Gotha: Justus Perthes, 5, 329-338, 6: 381-385.
- Fuchs, K., (1884, 4 ed.). *Les volcans et les tremblements de terre*. Paris: Ancienne Librairie Germer Bailliére et Cie.
- Gabb, W.M. (1874). On the Geology of the Republic of Costa Rica. U.S.Geol. Survey. Trad. Español en: Informe sobre la exploración en Talamanca verificada durante los años de 1873-74. Anales del Instituto Físico-Geográfico Nacional, Tipografía Nacional, V: 67-92. Transcripción del original en inglés por Lücke, O. H., Gutiérrez, V. y Soto, G., 2007: *Revista Geológica de América Central*, 37, 103-118. doi: 10.15517/rgac.v0i37.4210
- Gaceta Oficial (16 de enero de 1864a). "Tribus spes" Una!. *Gaceta Oficial*, año 5, semestre 9, número 250, p. 4.
- Gaceta Oficial (26 de febrero de 1864b). Ascensión al volcán Turrialba, en Costa-Rica. *Gaceta Oficial*, 12-III-1864, año 5, semestre 9, número 258, pp. 2-3.
- Gaceta Oficial (25 de septiembre de 1864c) Nota sobre la lluvia de ceniza. *Gaceta Oficial*, año 6, semestre 10, número 285, pp. 2-3.
- Gaceta Oficial (2 de octubre de 1864d). Nota sobre la lluvia de ceniza. *Gaceta Oficial*, año 6, semestre 10, número 286, p. 4.
- Gaceta Oficial (9 de octubre de 1864e) El volcán de Turrialba y sus cenizas. *Gaceta Oficial*, año 6, semestre 10, número 287, p. 4.
- Gaceta Oficial (4 de febrero de 1865). Lluvia de ceniza. *Gaceta Oficial*, año 6, semestre 11, número 303, p. 2.
- Galve, J. P., Alvarado, G. E., Pérez-Peña, J. V., Mora, M. M., Booth-Rea, G. y Azañón, J. M. (2016). Megafan formation driven by explosive volcanism and active tectonic processes in a humid tropical environment. *Terra Nova*, 28(6), 427-433. doi: 10.1111/ter.12236

- González, C. (1910). *Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica; 1608-1910*. San José: Tipografía de Avelino Alsina, MCMX 8; San José. Primera reimpresión, ETCR, 1994.
- González, G., Mora-Amador, R., Ramírez, C., Rouwet, D., Alpízar, Y., Picado, C. y Mora, R. (2015). Actividad histórica y análisis de la amenaza volcánica del volcán Turrialba, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 52, 129-149, doi: 10.15517/rgac.v0i52.19033.
- Hilje, L. (2008). Un ascenso histórico al volcán Turrialba. *Revista Herencia*, 21(2), 79-89.
- Hilje, L. (2018, Comp.). *Turrialba en la mirada de los viajeros*. Cartago: ETCR.
- Hoffmann, K. (1856). Eine Excursion nach dem Volcan de Cartago in Central-America. *Bonplandia, Zeitschrift für die gesammte Botanik. Jahrgang*, VI(3), 27-34.
- Hoffmann, K. (1858). Excursion nach den Barba-Vulcan in Costa Rica. *Bonplandia*, 4(16-17), 302-32.
- Jiménez, C. y Avaró, G. (2018). Tasa de extrusión magmática emitido por el volcán Turrialba. En L. Núñez, H. Vega, M. León, G. Barrantes, R. Araya y C. Mesén (eds), *Congreso nacional de gestión del riesgo y adaptación al cambio climático (4to: 2018 : octubre 10 y 11: San José, Costa Rica)* (pp. 49-50). Disponible en CD.
- Lang, O. (1875). Vulkanische Asche von Turrialba, Costa Rica. *Nachrichten Gesell. Wissen.*, 14, 397-441.
- Marr, W. (1863). *Reise nach Central-Amerika*. Hamburgo: O. Meissner.
- McBirney, A. R. y Williams, H. (1965). Volcanic history of Nicaragua. *University of California Publications in Geological Sciences*, 55, 1-65.
- Meagher, T. F. (1859-1860). *Holidays in Costa Rica*. *Harper's New Monthly Magazine*. New York: Harper & Brothers, Publishers: diciembre: 18-38, enero; 145-164 y febrero: 304-325.
- Mercalli, G. (1907). *Vulcani Attivi della Terra. Morfologia – dinamismo – prodotti – distribuzione geografica – cause*. Milano: Ulrico Hoepli, Ed. Libraio della Real Casa.
- Montessus de Ballore, F. (1884). *Temblores y erupciones volcánicas en Centro-América con un apéndice meteorológico*. San Salvador: Imprenta del Dr. Francesco Sagrini.
- Mooser, F., Meyer-Abich, H. y McBirney, A. R. (1958). *Catalog of Active Volcanoes of the World including Solfataras Fields of Central America*. Nápoles: International Volcanological Association.
- Muller, C. (2018). Volumen de magma almacenado y eruptivo del volcán Turrialba. L. Núñez, H. Vega, M. León, G. Barrantes, R. Araya y C. Mesén (eds), *Congreso nacional de gestión del riesgo y adaptación al cambio climático (4to: 2018 : octubre 10 y 11: San José, Costa Rica)* (pp. 99-100). CD.
- Oersted, A. S. (1863). *L'Amérique Centrale. Recherches sur sa flore et sa géographie physique. Resultats d'un voyage dans les états de Costa Rica et Nicaragua execute pendant les années 1846-1848*. Copenague: Premiere Livraison.
- Paniagua, S., (1984). *Contribución al conocimiento de la geología y petrología del vulcanismo Plioceno-Cuaternario de la Cordillera Central de Costa Rica* (Tesis inédita de maestría). Universidad Chile, Santiago, Chile.

- Peraldo, G. y Mora, M. (2008). Enseñanzas de la actividad histórica de los volcanes Irazú y Turrialba, Costa Rica, América Central. En G. Virginia (coord.), *Historia y desastres en América Latina* (Vol. III, pp. 115-162). México: Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social (Ciesas), Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina (La Red).
- Pittier, H. (1889). Apuntaciones sobre el clima y la geografía de la República de Costa Rica. Observaciones y exploraciones efectuadas en el año de 1888. *Boletín del Instituto Meteorológico Nacional*, Tomo I, pp. xx-xx.
- Reagan, M. K. (1987). *Turrialba volcano, Costa Rica: Magmatism at the Southeast Terminus of the Central American arc* (Tesis inédita de doctorado). University of California, Santa Cruz, California, Estados Unidos.
- Reagan, M. K., Duarte, E., Soto, G. J. y Fernández, E. (2006). The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions. En W. I. Rose, G. J. S. Bluth, M. J. Carr, J. W. Ewert, L. C. Patino y J. W. Vallance (eds), *Volcanic Hazards in Central America* (Geological Society of America, Special Paper, 412, 235-257). Geological Society of America: doi: 10.1130/SPE412
- Rizzo, A. L., Piazza, A., de Moor, J. M., Alvarado, G. E., Avaró, G., Carapezza, M. L. y Mora, M. M. (2016). Eruptive activity at Turrialba volcano (Costa Rica): Inferences from $3\text{He}/4\text{He}$ in fumarole gases and chemistry of the products ejected during 2014 and 2015. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17. doi: 10.1002/2016GC006525
- Sapper, K (1902). *Mittelamerikanische Reisen und Studien aus den Jahren 1888 bis 1900*. Braunschweig: Vieweg & Sohn.
- Sapper, K. (1913). *Die mittelamerikanischen Vulkane*. Gotha: J. Perthes.
- Sapper, K. (1925). *Los volcanes de la América Central. Estudios sobre América Central y España, Serie Extra 1*. Niemeyer: Halle/Saale.
- Seebach K. von (1865). *Seebach's Besteigung des Vulkans Turrialba in Costa-Rica*. Gotha: Petermann's Geogr. Mittheilungen, IX, 321-324 + lámina 9.
- Seebach K. von (1892). *Über Vulkane Zentralamerikas. Aus den nachgelassenen Aufzeichnungen von Karl von Seebach*. Göttingen: Dieterichsche Verlags-Buchhandlung.
- Sheridan, M. F., Wohletz, K. H. y Dehn, J. (1987). Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, 15, 367-370.
- Sheridan, M. (1971). Particle-size characteristics of pyroclast tuffs. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5627-5632
- Soto, G. J. (agosto, 1988). Estructuras volcano-tectónicas del Volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. En Universidad de Chile, V Congreso Geol. Chileno (Actas III (I), 162-175). Universidad de Chile: Santiago.
- Soto, G. J. (2012, coord.). *Preparación de mapas de peligros volcánicos y restricción de uso de la tierra en el volcán Turrialba*. Fundevi, UCR. Recuperado de https://rsn.ucr.ac.cr/images/Noticias/2012_11/Informe_final_peligros_VTurrialba-Fundevi_a_CNE_2012.pdf
- Stix, J. (2018). Understanding Fast and Slow Unrest at Volcanoes and Implications for Eruption Forecasting. *Frontiers in Earth Sciences*, 6, 56, doi: 10.3389/feart.2018.00056

- Stix, J. y de Moor, J. M. (2018). Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth, Planets and Space*, 70(83). doi: 10.1186/s40623-018-0855-z
- Tournon, J. (1984). *Magmatismes du Mesozoique a l' Actuel en Amerique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Ophiolites aux Andesites* (Tesis inédita de doctorado). Université Curie, París, Francia.
- Tristán, J. F. (1922). Karl von Seebach y sus estudios sobre Costa Rica. *Liceo de Costa Rica*, 9, 1-46.
- Tristán, J. F. (1923). The activity of volcano Irazú in Costarica. *Zeitschrift für Vulkanologie*, 7(2), 93-113.
- Trollope, A. (1859). *The West Indies and the Spanish Main*. Londres: Chapman and Hall.
- Wagner, M. y Scherzer, K. (1856). *Die republik Costa Rica in Central-Amerika: mit besonderer berücksichtigung der naturverhältnisse und der frage der deutschen auswanderung und colonisation. Reisestudien und skizzen aus den jahren 1853 und 1854 von dr. Moritz Wagner und dr. Carl Scherzer*. Dresde: Arnoldische buchhandlung.
- Wohletz, K. H., Sheridan, M. F. y Brown, K. (1989). Particle Size Distribution and the Sequential Fragmentation/Transport Theory Applied to Volcanic Ash. *Journal of Geophysical Research*, 94, 15 703-15 721.
- Wohletz, K. H., Orsi, G. y de Vita, S. (1995). Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical and granulometric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67, 263-290.
- Wohletz K. H. (1999). Pyroclastic surges and two-phase compressible flow. En A. Freundt y M. Rosi (eds), *From Magma to Tephra. Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions* (pp. 247-312). Amsterdam: Elsevier.
- Zeledón, E. (2014). *Viajes por Costa Rica* (Tomo II, Colección Por los caminos de Costa Rica 1). San José: EUNED.