



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ERUPCIONES CON ESCASOS PRECURSORES: FACTORES ASOCIADOS A
LA DURACIÓN DE LA SISMICIDAD PRE-ERUPTIVA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

SEBASTIÁN ANDRÉS ESPERGER BECERRA

PROFESOR GUÍA:

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

SANTIAGO DE CHILE

2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

POR: Sebastián Esperger Becerra

FECHA: 03/05/2017

PROFESOR GUIA: Luis Lara Pulgar

ERUPCIONES CON ESCASOS PRECURSORES: FACTORES ASOCIADOS A
LA DURACIÓN DE LA SISMICIDAD PRE-ERUPTIVA

Las erupciones volcánicas, generalmente, son precedidas por un periodo de reactivación sísmica suficientemente extenso para que los organismos encargados de la seguridad de la población emitan alertas activando el sistema de protección civil. Sin embargo existen casos donde el registro de sismicidad pre-eruptiva es muy acotado, o bien, no reúne las características típicas que permitan prever una inminente erupción. La erupción del volcán Calbuco en abril del 2015 fue antecedida por 3 horas de sismicidad, comprometiendo la seguridad en los poblados aledaños al volcán. Esta erupción motivó este estudio, donde se indagara en los factores asociados a la duración de la sismicidad pre-eruptiva. Algunos estudios previos (Passarelli y Brodsky 2012; Phillipson *et al.* 2013) postulan que la duración de la sismicidad pre-eruptiva es influenciada por factores como la composición del magma, el tiempo que estuvo en reposo el volcán o el volumen de magma eruptado. En este estudio se estudia la duración de la sismicidad pre-eruptiva al correlacionarla con el contenido de sílice de la erupción, la profundidad de la cámara magmática que alimenta la erupción y el tiempo de reposo del volcán previo a la erupción. Se analiza la dispersión de las correlaciones obtenidas a partir de la viscosidad del magma y un modelo simple de propagación de diques. También se indaga sobre las características comunes de erupciones ocurridas después de sismicidad previa menor a un día, postulando algunas causas para estas repentinas erupciones. Particularmente para la erupción del volcán Calbuco se postulan una serie de mecanismos gatillantes que permitieron la inesperada erupción.

Para llevar a cabo este estudio se incluyeron erupciones de todo el planeta, que hayan ocurrido dentro del periodo 2005-2015 y que estén bien documentadas. El objetivo de este estudio es aportar a la comprensión de erupciones volcánicas repentinas y así alcanzar un mayor control en situaciones de riesgo para la población.

Tabla de contenido

Capítulo 1: Introducción.....	7
1.1.- Formulación del estudio propuesto	9
1.2.- Objetivos del estudio.....	11
1.2.1.- Objetivo general.....	11
1.2.2.- Objetivos específicos	11
1.3.- Hipótesis del trabajo	11
Capítulo 2: Marco Teórico	12
2.1.- Duración y frecuencia de procesos volcánicos	13
2.2.- Gatillantes de una erupción volcánica	17
2.2.1.- Gatillantes internos	19
2.2.2.- Gatillantes externos.....	21
2.3.- Sismicidad volcánica	22
2.3.1.- Sismos de alta frecuencia o volcano - tectónicos (VT).....	23
2.3.2.- Sismos de baja frecuencia o de largo periodo (LP).....	23
2.3.3.- Tremor volcánicos	23
2.3.4.- Sismos explosivos.....	23
2.3.5.- Sismos de muy largo periodo (VLP).....	23
Capítulo 3: Metodología.....	25
3.1.- Calculo del tiempo de actividad precursora y periodo de reposo	25
3.2.- Análisis estadístico.....	26
3.3.1.- Coeficiente de correlación de Pearson.....	26
3.3.2.- Línea de tendencia	26
3.3.3.- Histogramas de actividad precursora	27
Capítulo 4: Resultados	28
4.1.- Gráficos de correlación	28
4.1.1.- Correlación entre la sismicidad pre-eruptiva y el tiempo de reposo	28
4.1.2.- Correlación entre la sismicidad pre-eruptiva y el porcentaje de sílice.....	30
4.1.3.- Correlación entre la sismicidad pre-eruptiva y la profundidad del reservorio magmático	31
4.1.4.- Correlaciones al sumar la base de datos de Passarelli y Brodsky (2012)	32
4.2.- Algunos aspectos sobre la duración de la sismicidad pre-eruptiva.....	33
4.3.- Erupciones con periodos sísmicos pre-eruptivos menores o iguales a un día.....	33
Capítulo 5: Discusiones.....	40
5.1.- Análisis de la dispersión en las correlaciones desde el punto de vista de la viscosidad	40

5.2.- La erupción del volcán Calbuco	42
5.3.- Posibles explicaciones a erupciones con sismicidad previa menor a un día.....	46
5.3.- Limitaciones, alcances y mejoras del método.....	47
Capítulo 6: Conclusiones	49
Capítulo 7: Bibliografía.....	51
Capítulo 8: Anexos.....	56
8.1. Histogramas del coeficiente de correlación.....	56
8.2. Gráficos complementarios.....	57
8.3.- Histogramas de duración del periodo sísmico pre-eruptivo.....	59
8.3.1.- Configuración tectónica	59
8.3.2.- Tipo de volcán.....	61
8.4.- Tablas de datos	63

Índice de figuras

Fig. 1. Duración de la sismicidad precursora versus el tiempo de reposo en escala log-log con una varianza del 40% para una relación lineal. Los datos están sub-clasificados de acuerdo al contenido de sílice. Los datos corresponden a 73 erupciones provenientes de 34 volcanes alrededor del mundo. Fuente: Passarelli y Brodsky (2012).....	10
Fig. 2. Duración de la erupción de 3301 casos donde es bien conocido la fecha de inicio y término. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.	14
Fig. 3. Intervalo de tiempo que demora en alcanzar el clímax eruptivo, para 252 erupciones explosivas bien documentadas. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.....	15
Fig. 4. Magnitud y frecuencia de erupciones holocenas. Cantidad de erupciones (normalizadas por 1000) para cada uno de los VEI>1. La mejor línea que se ajusta a los datos es una curva exponencial que usa solo los valores rellenos. Los datos para VEI 7 y 8 son mostrados por triángulos abiertos y fueron obtenidos de Decker 1990. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.....	16
Fig. 5. Explosividad y tiempo transcurrido entre erupciones. El intervalo de tiempo entre erupciones es contabilizado a partir de dos inicios consecutivos. El número de erupciones desde VEI 0 hasta VEI 6 son 446, 677, 2991, 692, 230, 48 y 16 respectivamente. El porcentaje de erupciones con fatalidades también fue incluido para concientizar de la peligrosidad de volcanes sin actividad por miles de años. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.	17
Fig. 6. Variación de la presión interna de un reservorio debido a una inyección magmática versus la profundidad a la que se encuentra. Las curvas de color negro indican la presión crítica donde se comienzan a fracturar las paredes del reservorio. Estas curvas se construyeron para coeficientes de Poisson de las rocas circundantes (ν) igual a 0,25 y 0,5. Modificado de Cañón-Tapia (2014)	21
Fig. 7. Espectros más típicos de la sismicidad volcánica. (A) sismo de alta frecuencia o volcánico – tectónico (VT), volcán Redoubt, Alaska. (B) Evento híbrido, volcán Redoubt, Alaska. (C) sismo de baja frecuencia o de largo periodo (LP), volcán Redoubt, Alaska. (D) tremor volcánico, volcán Redoubt,	

Alaska. (E) sismo explosivo, volcán Pavlof, Alaska. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.	24
Fig. 8. Gráfico de correlación entre la duración se la sismicidad pre-eruptiva versus el tiempo de reposo del volcán. El contenido de sílice del material eruptado se representa mediante la barra de color del lado izquierdo, donde los tonos rojizos representan magmas riolíticos y los tonos azules los basaltos. La dispersión de los datos indica que no existe correlación entre estas variables.	28
Fig. 9. Gráfico de correlación entre la duración del periodo sísmico pre-eruptiva versus el tiempo de reposo, solo para casos donde el tiempo de reposo haya sido de al menos 1000 días.	29
Fig. 10. Gráfico de correlación entre la duración del periodo sísmico pre-eruptivo versus el contenido de sílice del magma. Debido a la alta dispersión de datos, no se encuentra una correlación entre ellos. Una erupción andesítica puede ser antecedida por horas o meses de sismicidad.	30
Fig. 11. Gráfico de correlación entre la duración del periodo sísmico pre-eruptivo versus la profundidad de la cámara magmática subyacente al volcán. Independiente de la profundidad a la que se encuentre el reservorio magmático, una erupción podría ser antecedida por horas o años de sismicidad.	32
Fig.12. En este grafico se encuentran los 123 datos del periodo 2005 – 2015 que se pudieron recopilar, más los 73 casos estudiados por Passarelli y Brodsky (2012). Existe una correlación positiva con un coeficiente de correlación de Pearson de 0,05 y una curva de tendencia potencial con un $R^2 = 0,12$	32
Fig. 13. Sismograma registrada durante el 22 y 23 de abril del 2015. Los gráficos (de arriba hacia abajo) corresponden a las magnitudes de los eventos registrados, cantidad de sismos VT, LP y HB. Los 3 gráficos inferiores muestran un análisis sobre la señal continua registrada en el volcán, donde se muestran valores de RSAM, desplazamiento reducido y SSAM. Las dos líneas verticales negras coinciden con los dos pulsos eruptivos que caracterizaron este evento. Fuente: Valderrama et al. (2015).....	34
Fig. 14. Sismograma de los eventos registrados durante el periodo 1 de enero del 2010 hasta el 21 de abril del 2015. Arriba se muestran las magnitudes de los sismos, en el centro la tasa de actividad sísmica por hora para sismos VT y abajo los sismos LP en periodos de una hora. Un aumento en la sismicidad se deja en evidencia a partir de febrero del 2015 con alrededor de 2 sismos por día en promedio. Fuente: Valderrama et al. (2015).....	34
Fig. 15. Sismograma desde el 23 de agosto hasta el 30 de septiembre. (a) Diagrama de espacio-tiempo con todos los eventos detectados previo y posterior a la erupción freática del 2014, los círculos azules y las estrellas rojas representan los sismos VT y LP respectivamente. El diagrama muestra el tiempo cuando se originó el sismo y la distancia hacia el ducto construido a partir de la lineación de hipocentros. (b) Variaciones de profundidad para los sismos VT detectados. Los círculos están escalados dependiendo de la magnitud y los colores están relacionados a la profundidad, donde los valores positivos son bajo el nivel del mar. (c) Numero de sismos VT acumulados (línea azul) y sismos LP (curva roja). (d) Magnitud versus tiempo. Fuente: Kato et al. 2015	36
Fig. 16. Sismograma que contiene el registro de las 24 horas del día 6 de enero del 2013. Aquel instrumento está instalado a 1.9 kms del cráter del volcán Colima y registra ondas de corto periodo. Las líneas verticales están separadas cada un minuto y las horizontales muestran la hora local (izquierda) y en UTC (derecha). Notar la variedad de intensidades y amplitudes de microsismos previos a la explosión. Fuente: Colima Volcano Observatory (CVO).....	36
Fig. 17. Actividad sísmica registrada por la estación LLAI desde abril del 2007 hasta marzo del 2008. Todos los peaks sísmicos se correlacionan con erupciones. En negro resaltan los 3 sismos VT previos a la erupción del 1 de enero del 2008. Fuente: Basualto et al. 2009.....	38
Fig. 18. Presión al interior de un reservorio magmático debido a la exsolución de gases como función de la profundidad. Basaltos con 5%, 10% y 15% de agua disuelta. La zona amarilla indica la profundidad del reservorio magmático bajo el volcán Calbuco. Modificado de Cañón-Tapia (2014).	44

Fig. 19. Variación de la presión interna de un reservorio magmático debido a la inyección de magma correspondiente al 1% del volumen inicial. La zona amarilla delimita la profundidad a la que se encuentra el reservorio magmático bajo el volcán Calbuco. Modificado de Cañón-Tapia (2014).....	45
Fig. 20. Diagrama subdividido en 4 regiones dependiendo la escala de tiempo dominante. Estas regiones se asocian a diferentes mecanismos gatillantes de una erupción. La región 4 implica altas tasas de inyecciones magmáticas frente a una respuesta elástica de la corteza. Esta región se asocia con el desarrollo de la cámara magmática del volcán Calbuco. Modificado de Degruyter y Huber (2014).	46
Fig. 21. Sismograma registrado en la estación Kibumba (~18 km SE) el 1 y 2 de enero del 2010. Estos registros sísmicos muestran fracturas e infieren apertura de fisuras 30-60 minutos antes de que comenzara la erupción. (Fuente: Tedesco 2010)	47
Fig. 22. Histograma del coeficiente de correlación de Pearson entre los tiempos de sismicidad precursora y de reposo. Se puede observar la tendencia hacia una correlación positiva con la mayoría de los casos rondando el 0. Los subgrupos con mayor correlación no sobrepasarían los 0,3.	56
Fig. 23. Histograma del coeficiente de correlación de Pearson entre el porcentaje de sílice y la duración sísmica precursora. Cualquier subgrupo tendería a un coeficiente en torno a los 0.25.	56
Fig. 24. Gráfico que relaciona los tiempos de actividad precursora y de reposo, con el porcentaje de SiO ₂ como tercera variable. Los puntos azules corresponden a magmas más básicos y los de tonalidades más rojizas son más félsicos.	57
Fig. 25. Grafico que contiene la totalidad de los casos estudiados junto a los de la publicación de Passarelli y Brodsky (2012). El coeficiente de correlación de Pearson es de 0,24 y la dispersión de datos se ajusta a una curva exponencial con un R ² = 0,11.	58
Fig. 26. Aquí se encuentran solo 120 datos recopilados de erupciones ocurridas a partir del 2005 hasta el 2015 debido a la falta de información de 3 casos (1 del Marapi y 2 del Tangkubanparahu), además de los 73 casos recopilados por Passarelli y Brodsky (2012). El coeficiente de correlación de Pearson es de 0,22 y la curva que mejor se ajusta a la dispersión de datos es del tipo potencial con un R ² = 0,12.....	58
Fig. 27. Datos correspondientes a erupciones en zonas de subducción.	59
Fig. 28. Histograma de duración del tiempo precursor para las erupciones ocurridas en contextos geodinámicos de subducción. Se puede apreciar la alta probabilidad de periodos precursores sísmicos de entre 7 días hasta 3 meses.	60
Fig. 29. Histograma de erupciones ocurridas valles de rifts y sus cercanías. Debido a las escasas erupciones correspondientes a esta categoría, se podría deber la poca polarización del histograma. A pesar de esto último se desprende que es más probable tener duraciones entre 1 a 3 meses de actividad precursora.	60
Fig. 30. Histograma con los tiempos de sismicidad precursora de 7 erupciones ocurridas en intraplaca. No es posible apreciar alguna preferencia para estos tiempos, aunque es más probable tener un tiempo precursor mayor a un mes.	61
Fig. 31. Histograma con las erupciones ocurridas en zonas de rifts e intraplaca. Existe una mayor probabilidad de tener tiempos precursores entre 1 a 3 meses. Una alta probabilidad de tener tiempos precursores menores o iguales a un día también es posible observar.....	61
Fig. 32. Histograma de la duración del periodo precursor sísmico de erupciones ocurridas solo en estratovolcanes. El grosor de los datos contempla periodos precursores mayores a una semana y menores a los 3 meses. 10 Erupciones ocurrieron dentro de un día iniciada la actividad sísmica.	62
Fig. 33. Histograma de erupciones ocurridas en calderas volcánicas. No ocurrieron periodos precursores menores o iguales a un día. Ninguna polaridad es apreciable, probablemente por la poca cantidad de erupciones dentro de esta clasificación.	63
Fig. 34. Histograma de los tiempos precursores sísmicos de erupciones ocurridas en volcanes escudo y escudos de piroclastos (Rabaul). Los dos rangos de tiempo con mayor densidad de casos son los tiempos menores o iguales a un día, con 5 casos, y aquellas que duraron entre 1 y 3 meses, con 6 casos.....	63

Fig. 35. Histograma de tiempos precursores sísmicos a erupciones ocurridas en volcanes complejos. Mayor cantidad de erupciones han ocurrido con tiempos de sismicidad precursora mayor. No ocurrieron erupciones con sismicidad previa menor o igual a un día.63

Capítulo 1: Introducción

La distinta escala de tiempo en que se miden la vida de los humanos y la del planeta tierra, hace que sea complejo comprender los procesos geológicos desarrollados en este planeta. Las erupciones volcánicas son uno de los acontecimientos terrestres más sorprendentes e influyentes dentro de los distintos grupos sociales desarrollados en este planeta. La influencia de los volcanes sobre los humanos se evidencia al observar aspectos del ámbito religioso, energético o demográfico. Todos los años hay un promedio de 50 volcanes activos (sobre el nivel del mar) que condicionan las actividades realizadas en distintos poblados alrededor del mundo. Una erupción puede terminar con pueblos completos de forma inmediata, como ocurrió en 1902 en Mount Pelée de Martinica donde un flujo de ceniza y gas mató a más de 28.000 habitantes de pueblo de Saint Pierre, o bien, como ocurrió en Colombia con la erupción del volcán Nevado del Ruiz en 1985 donde fallecieron cerca de 25.000 personas del poblado de Armero.

Uno de los mayores problemas que han acontecido al desarrollo humano es la falta de memoria con la que viven las distintas generaciones, implicando una falta de conciencia sobre los procesos naturales que acontecen en la tierra. Actualmente alrededor del mundo existen unos 47 millones de personas que viven dentro de un radio <5 km de uno de los 1300 volcanes holocenos (Phillipson *et al.* 2013). Hoy en día se culpa a las malas políticas públicas en cuanto a demografía, pero el vivir cerca de volcanes ha sido un escenario constante que se repite a través de distintas culturas. Este fuerte e incomprendido lazo que une a humanos con volcanes, condiciona el desarrollo de la especie al estar día a día vulnerable a los distintos escenarios creados en una erupción volcánica.

En vulcanología una de las principales interrogantes es entender la secuencia de eventos generados a partir de la formación de magma en profundidad debido a procesos de fusión parcial, los que eventualmente, podrían desencadenar en una erupción en superficie si las condiciones del entorno lo permiten. Los sistemas volcánicos tienen un comportamiento muy complejo, ya que en ellos ocurren múltiples procesos en paralelo o de forma sucesiva y continua. Diversos estudios han comprobado que muchos de estos procesos tienen comportamientos no lineales y la interacción entre ellos probablemente sea estocástica (Passarelli y Brodsky 2012; Phillipson *et al.* 2013; Takeuchi 2011; Degruyter y Huber 2014; White y McCausland 2015; Cañón-Tapia 2014). Debido a esto es preferible discutir cualquier aspecto relacionado a erupciones volcánicas en términos probabilísticos mas que de manera determinista. Además estos procesos están gobernados por las leyes de la física, por lo que entender mediante modelos físicos como cada proceso controla y condiciona todo instante del proceso eruptivo, es crucial para mejorar las capacidades predictivas de los centros de monitoreo de volcanes.

Una cámara magmática se define como un cuerpo fundido ubicado en la corteza terrestre y que es capaz de suministrar una erupción volcánica (Becerril *et al.* 2013). Las erupciones volcánicas son precedidas por distintas señales precursoras registradas por instrumentos geofísicos. Antes de una erupción es normal que la sismicidad, la emisión de gases o la deformación superficial aumente en las cercanías del volcán (Passarelli y Brodsky 2012). La intensidad y duración de estas señales varía de un volcán a otro, en algunos estas señales duran años mientras que en otros pueden durar solo un par de horas. La sismicidad que se genera previo a una erupción, tiene su origen en la interacción dinámica entre los fluidos magmáticos y las rocas circundantes (White y McCausland 2015; Passarelli y Brodsky 2012; Phillipson *et al.* 2013; Kilburn 2003).

Los hipocentros de estas señales se vuelven más someros conforme asciende el magma. La génesis de las señales sísmicas no es debido al movimiento de fluidos como tal, sino a fallas quebradizas que se generan por la respuesta frágil de la roca caja al ser sometida a un aumento de la presión interna. La sismicidad es una de las herramientas más estudiadas por vulcanólogos de todo el mundo debido a su efectividad en la predicción de erupciones.

La duración de la sismicidad pre-eruptiva se puede considerar como un registro del ascenso magmático hacia la superficie, por lo que se relacionaría con la movilidad del magma. Magmas de viscosidad alta deberían tener sismicidad pre-eruptiva más duradera, pues la velocidad de propagación del magma es inversamente proporcional a la viscosidad (Passarelli y Brodsky 2012; Rubin 1995). La escala de tiempo a la que se mueve el magma en el interior de la tierra, es controlado por el balance entre la resistencia viscosa del fluido y las fuerzas que impulsan el transporte magmático (Takeuchi 2011). La viscosidad del magma es uno de los factores físicos más importantes de tomar en cuenta para entender los procesos magmáticos desarrollados previo y durante una erupción. La viscosidad determina si un dique puede propagarse hacia niveles más someros, sobreponiéndose a procesos de solidificación (Rubin 1995). El porcentaje de sílice es un factor determinante en la viscosidad de un magma, pero de igual manera lo son: el contenido de agua, la temperatura y el contenido de fenocristales (Takeuchi 2011).

¿Cuándo un cuerpo magmático es capaz de producir una erupción? y ¿con qué frecuencia? Son de las interrogantes más discutidas en vulcanología debido a la complejidad de los sistemas volcánicos, pues existe interacción entre varios procesos no lineales que se desarrollan a distintas escalas de tiempo. La frecuencia con que ocurren erupciones explosivas es inversamente proporcional al volumen eruptado. Esto se debe a la forma en que asciende el magma a través de la corteza, forma un sistema volcánico e interactúa con el entorno (Sigurdsson *et al.* 2015, Degruyter y Huber 2014). Erupciones frecuentes y de menor explosividad están gobernadas por el sistema de ductos que transporta el magma hacia la superficie. Mientras que grandes y explosivas erupciones están controladas por la dinámica interna del reservorio magmático en la corteza (Degruyter y Huber 2014).

Una cámara magmática puede producir una erupción si es capaz de producir y propagar un dique que sea capaz de llegar a superficie. Lo que demora un dique en ascender hasta la superficie se relaciona con la duración de la sismicidad pre-eruptiva (Chouet y Matoza 2012; Passarelli y Brodsky 2012; Phillipson *et al.* 2013). Existen casos donde el ascenso es muy rápido y desafía a los organismos de protección civil encargados del área. Un exceso de sobrepresión al interior de un reservorio magmático es un escenario vulnerable para desencadenar una explosiva erupción. Muchos factores han sido postulados como causantes de alzas en la presión interna de un reservorio: boyancia magmática, exsolución de volátiles, inyecciones de magma en un reservorio pre-existente, expansión termal, terremotos, cambios del nivel del mar o impactos de meteoritos (Cañón-Tapia 2014). El termino gatillante aquí se usa para denotar cualquier proceso que tenga el potencial necesario para desencadenar una serie de eventos que culminan en una erupción volcánica. De manera más específica un gatillante es capaz de producir ruptura en las paredes que delimitan un reservorio magmático. Evidentemente la presencia de factores gatillantes altera la duración del periodo sísmico pre-eruptivo, por lo que es crucial cuantificar la influencia de ellos.

Los volcanes producen una amplia gama de señales sísmicas que se originan en el transporte de magma y fluidos hidrotermales al interactuar con las rocas circundantes. Las señales más típicas incluyen (1) sismos por fallas frágiles que reflejan la respuesta de la roca a los cambios de estrés inducidos por el movimiento de magma; (2) oscilaciones en la presión acompañando la dinámica de líquidos y gases en conductos y grietas; y (3) fracturas y fragmentación del magma (Chouet y

Matoza 2012). El comportamiento oscilatorio dentro de sistemas magmáticos e hidrotermales son la norma y expresan el complejo comportamiento reológico de estos fluidos, además de los procesos asociados con características no lineales desarrollados por la liberación de energía termo-química y gravitacional en el camino de ascenso de fluidos volcánicos (Chouet y Matoza 2012; Takeuchi 2011).

En este trabajo se analizará la duración de la sismicidad pre-eruptiva en distintos tipos de volcanes y de diversas zonas del mundo, con el objetivo de reconocer un comportamiento regular. Se analizarán gráficos de correlación entre la duración sísmica pre-eruptiva con (1) el porcentaje de sílice del material eruptado; (2) la profundidad de la cámara magmática; y (3) con el tiempo de reposo que mantenía el volcán hasta ese momento. Luego se analizará la influencia de la viscosidad en las correlaciones obtenidas, mediante un modelo básico de ascenso magmático. Finalmente se buscará determinar patrones comunes entre las erupciones ocurridas después de periodos sísmicos pre-eruptivos menores o iguales a un día.

1.1.- Formulación del estudio propuesto

Las erupciones volcánicas normalmente son precedidas por una serie de señales sísmicas producidas por el transporte de magma entre las rocas de la corteza, y que son registradas por redes de monitoreo ubicadas en los alrededores de un volcán. Estas señales ayudan a tomar decisiones cuando sea necesario evacuar un área ante una inminente erupción. En abril del 2015 el volcán Calbuco entro en erupción después de un periodo de sismicidad pre-eruptiva de solo una hora y media, comprometiendo la seguridad de los habitantes cercanos al volcán, ya que no existió una alerta temprana de evacuación. Caso contrario fue la erupción del Cordón Caulle en el año 2011, ya que fue precedida por meses de actividad sísmica que fue en ascenso las semanas previas, culminando en una escalada sísmica 8 horas antes del inicio de la actividad volcánica, dejando así un tiempo más que suficiente para la toma de decisiones por parte del sistema de protección civil (Silva *et al.* 2012).

La repentina erupción del volcán Calbuco sirvió de motivación para este estudio, pues existe la necesidad de comprender los factores que influyen en la duración de las señales sísmicas pre-eruptivas, y de esta forma comprender la reactivación repentina de algunos volcanes. En este estudio se analizará la variación de la duración sísmica pre-eruptiva en volcanes que hayan entrado en erupción durante el periodo 2005-2015 y que estén bien documentados. Esto se llevará a cabo mediante un análisis estadístico de la duración sísmica pre-eruptiva de las erupciones incluidas en este estudio. La duración de la sismicidad se contabiliza a partir del registro señales sísmicas anómalas que escapan del comportamiento normal de un volcán, hasta el inicio de la erupción, la que se fija cuando se expulsa material juvenil hacia la superficie.

El estudio de Passarelli y Brodsky (2012) relaciona características físicas y temporales de una erupción, y analizan las correlaciones lineales obtenidas para distintas variables. En este trabajo se estudia la variabilidad del tiempo entre el inicio de una señal anómala hasta el comienzo de la erupción, la que fue denominada por ellos como *run-up time*, y da cuenta del camino recorrido por fluidos magmáticos. Se estudió además el tiempo transcurrido entre dos erupciones sucesivas, denominado como tiempo de reposo o *repose time*, y se asocia a tasas de recarga magmática. Este trabajo consta de 73 erupciones en 34 volcanes, y dentro de los productos emitidos se incluyen variados porcentajes de sílice (Fig. 1). La correlación lineal en un espacio log-log entre la duración de la actividad precursora (*run-up time*) y el tiempo de reposo (*repose time*), muestra

una varianza del 40%. Al separar los datos en rangos de sílice todas las relaciones se vieron afectadas por otros procesos no esclarecidos en este estudio. Erupciones con alto contenido de sílice deriva en una alta viscosidad y son asociadas a largos periodos de reposo y a duraderos periodos de actividad precursora.

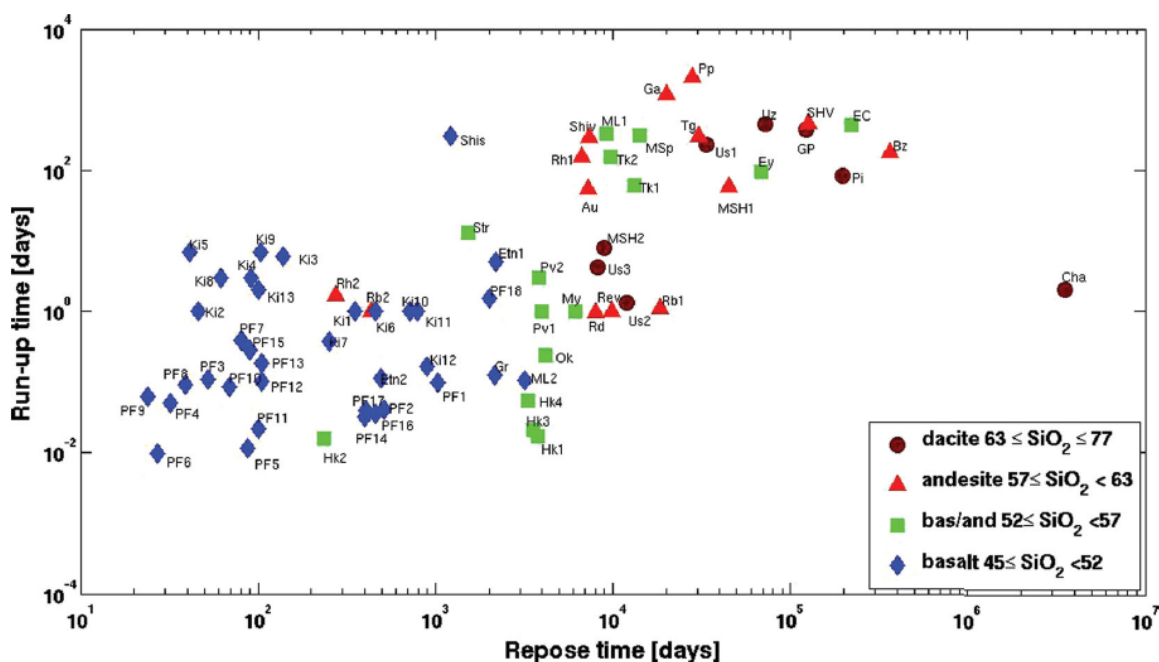


Fig. 1. Duración de la sismicidad precursora versus el tiempo de reposo en escala log-log con una varianza del 40% para una relación lineal. Los datos están sub-clasificados de acuerdo al contenido de sílice. Los datos corresponden a 73 erupciones provenientes de 34 volcanes alrededor del mundo. Fuente: Passarelli y Brodsky (2012)

Existen muchas características no incluidas en ese estudio y algunas de ellas serán introducidas aquí para analizar su influencia, por ejemplo: el ambiente geológico (subducción, intraplaca o rift), la profundidad de la cámara magmática o el espesor de la corteza que subyace al volcán. Cabe recalcar que el universo de datos escogido por Passarelli y Brodsky (2012) contempla erupciones desde 1955 hasta el 2008 con un índice de explosividad volcánica (VEI) entre 0 y 5. Durante ese lapso ocurrieron 1886 erupciones según registros del sitio Global Volcanic Program del Smithsonian Institution, por lo que el total de erupciones estudiadas alcanza solo un 3,87% del total, lo que cuestiona en parte la validez estadística de los resultados expuestos. En este estudio se incluyeron erupciones ocurridas durante el periodo 2005-2015 y que tengan registro de su actividad sísmica pre-eruptiva, con el objetivo de construir una base de datos que represente de buena manera un periodo en específico.

Los estudios basados en bases de datos heterogéneas cargan con un sesgo que es necesario reconocer y está relacionado con la calidad de los datos mismos. Particularmente en este caso depende de factores como la calidad de los instrumentos de medición o la distancia que existe entre el instrumento de monitoreo y el origen de la señal. Como ejemplo está la erupción del volcán Chaitén el 2008 (Carn *et al.* 2008) donde se describe una erupción repentina, pero los registros sísmicos corresponden a una estación lejana al volcán, pues no había una red de monitoreo en la zona en ese tiempo. Esta sería la razón por la cual se detectó sismicidad pre-eruptiva solo horas previo a la erupción.

Los reportes preliminares indicaron que la erupción del volcán Calbuco de abril del 2015 comenzó después de 1 hora y media de sismicidad pre-eruptiva (Valderrama *et al.* 2015). Los datos de interferometría radar no registraron alteraciones de deformación en superficie los días previos (Delgado *et al.* 2015). El enjambre sísmico registrado fue derivando en un nuevo grupo de sismos causados por actividad magmática e hidrotermal, culminando finalmente en una erupción sub-pliniana que alcanzó una columna eruptiva de 15 km de altura. Siendo esta erupción la principal motivación para indagar en los factores que determinan la extensión de la sismicidad pre-eruptiva.

1.2.- Objetivos del estudio

1.2.1.- Objetivo general

Analizar y estimar la influencia de distintos parámetros sobre la duración del periodo sísmico previo a una erupción volcánica

1.2.2.- Objetivos específicos

- Analizar cómo cambia la extensión del periodo sísmico pre-eruptivo frente a variaciones de: (1) porcentaje de sílice del material eruptado; (2) duración del periodo de reposo previo a la expulsión de material; y (3) la profundidad del reservorio magmático que alimenta dicha erupción
- Estimar la influencia de la viscosidad durante el ascenso magmático
- Identificar similitudes y rasgos característicos de las erupciones con periodos sísmicos pre-eruptivos menores a un día, en particular la erupción del volcán Calbuco

1.3.- Hipótesis del trabajo

Las erupciones repentinas o de acotada sismicidad pre-eruptiva serían consecuencia, de al menos, los siguientes factores: (1) cortos periodos de reposo (erupciones recurrentes en el volcán); (2) condiciones tectónicas favorables para el ascenso magmático (grietas, fracturas o fallas que hayan estado activas recientemente); (3) magmas altamente móviles o de baja viscosidad; o bien (4) el efecto de algún mecanismo gatillante que generó un alto grado de sobrepresión que fue liberada repentinamente.

Capítulo 2: Marco Teórico

Las erupciones magmáticas son un fenómeno impactante para todas las especies de este planeta, tanto por lo visual como por la influencia en las condiciones climáticas y ambientales. El poder que han asociado las distintas culturas a los volcanes, es debido a la espectacularidad con que ocurren algunas erupciones magmáticas. Una erupción magmática es la expulsión de magma y/o ceniza desde un centro eruptivo, pero ¿cuánto tarda en desarrollarse una erupción? ¿Cuánto tiempo de reposo alcanza un volcán? o ¿cuánto se tarde en alcanzar el clímax una erupción? Son preguntas con respuestas que se siguen discutiendo hasta hoy.

Al igual que la mayoría de los procesos geológicos, los volcanes se desarrollan a escalas de tiempo promedio muy superior a la de los humanos. Existen volcanes que no han entrado en erupción desde que se comenzó a documentar en la actualidad, estando en un extenso periodo de reposo. Mientras más retrocedemos en el tiempo es más difícil encontrar evidencias de erupciones, ya que los productos volcánicos están sometidos a la misma erosión que el entorno. Se puede decir que mientras más antiguos sean los restos de una erupción más grande tuvo que ser para que mantenga su evidencia hasta hoy. Por otro lado las grandes erupciones son menos comunes que las pequeñas y quizás ha sido así siempre. Algunas de las más grandes erupciones que han sido registradas se asocian al volcanismo de intraplaca, como la caldera de Yellowstone que conserva evidencias de erupciones de hace 2 millones de años, donde se calcula que emitió 10^{12} m³ de material al ambiente.

En términos prácticos el saber definir el inicio y término de una erupción es primordial para la comprensión temporal de estos eventos. La duración promedio de una erupción es de 7 semanas, pero existen casos que escapan notoriamente de este promedio, como lo es el volcán Stromboli de Italia, que ha estado haciendo erupción intermitentemente los últimos 2500 años. Estudios muestran que a mayor periodo de reposo más duradera será la erupción siguiente, pero una sola explosión es considerada una erupción? o una erupción es parte de una serie de explosiones separadas por días o meses de reposo? Por otro lado se asocian depósitos de ceniza con erupciones explosivas, pero hay casos en que la evidencia es un tanto confusa y se prestaría para confusiones. Por ejemplo el vapor producido por la ebullición de aguas subterráneas no es considerado una erupción, pero pudo serlo para exploradores de hace 300 años atrás que observaron estos eventos a distancia. Ahora bien las erupciones freáticas son producidas por el contacto de masas calientes con aguas subterráneas, lo que deriva en fragmentación del material volcánico, siendo este lanzando violentamente en forma de ceniza hacia el exterior. Estos fenómenos si son llamados erupciones, aunque no exista la participación de nuevos pulsos magmáticos. La definición de volcán hoy se aplica a un amplio rango de magnitudes, volcanes desde varios de metros hasta complejos volcánicos de cientos de kilómetros de extensión. En este sentido una opción sería comprender el sistema volcánico en su totalidad, uniendo cada uno de los centros eruptivos a un mismo sistema alimentador en profundidad para adquirir una nueva perspectiva, como ocurre por ejemplo, en el campo volcánico de Auckland en Nueva Zelanda constituido por 53 volcanes.

Los gases representan una parte fundamental dentro de todas las erupciones magmáticas, aunque la continua emisión de gases por sí sola no se considera una erupción. Hay casos donde la emisión de gases ha aumentado considerablemente llegando a causar una serie de problemas. Por ejemplo la erupción de 1979 del complejo volcánico Dieng en Java, produjo un aumento en la

emisión de CO₂ causando la muerte de varias personas en Camerún. Para medir la magnitud de una erupción se utiliza el volumen como primer orden, lo cual no da pistas sobre los niveles de gases emitidos. Para un mismo volumen erupcionado (ceniza + lava) se encontrarán distintas cantidades de gases emitidos y provocará distintos impactos en el ambiente. Por otro lado las emisiones anuales de SO₂ que corresponden a erupciones volcánicas son menores para aquellas grandes y menos frecuentes, en comparación a las erupciones frecuentes de menor volumen, pues estas últimas contribuyen el mayor porcentaje de estos gases al ambiente.

Un factor determinante en la morfología de los volcanes es la cantidad de volátiles presentes en el magma. Al ascender a niveles más someros se produce una disminución en la presión sobre el magma, lo que permite la exsolución de volátiles disueltos, ayudando al ascenso magmático. El contenido de gases y la viscosidad varían de un magma a otro, por una parte se tiene que magmas ricos en volátiles, altos en viscosidad y de baja temperatura (como los producidos en márgenes continentales) tienden a causar violentas erupciones explosivas debido a la fragmentación del líquido en millones de partículas que se enfrían rápidamente al salir expulsadas, pudiendo formar depósitos de tefra volcánica o conos de ceniza. En caso contrario un magma más caliente, de menor viscosidad y de menor contenido volátil, como se presenta en puntos calientes y dorsales oceánicas, genera erupciones más calmadas donde el magma fluye generando morfologías de suaves pendientes. La extensa variedad de morfologías intermedias que pueda presentar un volcán estaría relacionado con el contenido de volátiles presentes, la química del magma y el estilo eruptivo, entre otras.

2.1.- Duración y frecuencia de procesos volcánicos

Las erupciones volcánicas pasan por distintas fases que se caracterizan por variadas duraciones e intensidades. Se tienen registros de erupciones que han durado más de 2500 años como el volcán Stromboli en Italia, ya que sigue emitiendo material volcánico de forma esporádica hasta el día de hoy. En la Fig. 2 se muestran las duraciones de 3301 erupciones, el 10% de ellas termina al primer día, la mayoría dura alrededor de 3 meses, algunas más de 3 años y la media aproximada es de 7 semanas.

Otro tiempo importante de tomar en cuenta es lo que demora una erupción en llegar a su clímax eruptivo. Algunas erupciones llegan a su clímax después de meses de moderada actividad volcánica, como por ejemplo la erupción del Pinatubo en 1991 o el Mount St. Helens en 1980. En la Fig. 3 se muestra el tiempo que transcurrió desde el inicio hasta el clímax de 252 erupciones, la mayoría explosivas. Se observa que la mayoría brinda un tiempo suficiente para que se alcance a alertar a la población, pues el 42% alcanza el clímax durante el primer día de erupción y más de la mitad dentro de la primera semana.

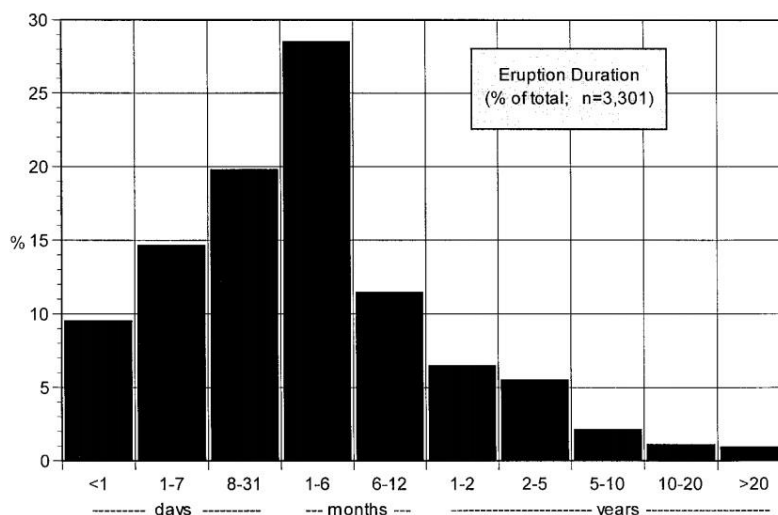


Fig. 2. Duración de la erupción de 3301 casos donde es bien conocido la fecha de inicio y término. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.

También existen casos donde el clímax es alcanzado rápidamente, como la erupción del Hekla en 1947 o la del Shiveluch de 1964, donde en menos de una hora se alcanzó el punto de máxima intensidad eruptiva. Existen casos que escapan notoriamente del comportamiento esperado como lo fue el Tambora en 1815, el cual presentó moderada actividad eruptiva durante 3 años la que fue seguida por una erupción con una columna de 33 km de altura. Luego 5 días más tarde un nuevo pulso magmático fue expulsado, con una columna de hasta 44 km, más de 60000 personas murieron a causa de esa erupción. En el GVP (Global Volcanic Program) se define el término de una erupción cuando no hay actividad alguna durante 3 meses, mientras que el inicio se fija cuando existe emisión de material piroclástico hacia el exterior, pero casos extraordinarios como el del Tambora hacen que se cuestionen parte de estas definiciones.

La duración de la actividad precursora de una erupción se podría interpretar, de forma simplista, como el tiempo que tarda el magma en ascender desde una cámara magmática hasta la superficie. El periodo precursor contempla desde que se recibe una señal anómala hasta el inicio de la erupción, y bajo esta definición es que surgen ciertas interrogantes que es necesario responder. En primer lugar que se entiende por señal anómala? Es una señal captada que escapa del comportamiento estadístico normal o *background*, de los registros de un determinado fenómeno. Este puede ser de carácter sísmico, termal, de deformación o gravimétrico. El inicio de la señal anómala es un parámetro difícil de homologar entre todos los centros de monitoreo debido a la variación interpretativa e instrumental que se presenta. Sumado a esto existen duraderos periodos entre eventos sísmicos sin erupciones intermedias, lo que complica la delimitación del periodo precursor. Por ejemplo para la erupción del volcán Koryaksky del 23 de diciembre del 2008, se registró un evento sísmico en diciembre del 2003 y el siguiente ocurrió en marzo del 2008. Cabe la duda de si es correcto afirmar que el evento del 2003 corresponde a una señal precursora o si corresponde a un evento aislado sin relacion alguna con la erupción del 2008. Estos periodos podrían ser interpretados como un largo periodo precursor, o bien restringirse a la última señal sísmica, que es como se hizo en este estudio.

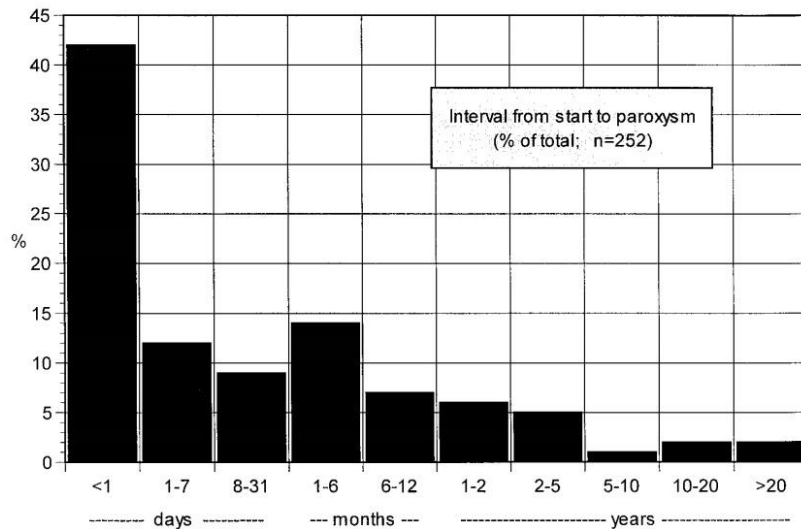


Fig. 3. Intervalo de tiempo que demora en alcanzar el clímax eruptivo, para 252 erupciones explosivas bien documentadas. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.

Pareciera ser que la frecuencia con que ocurren las erupciones magmáticas varía acorde al índice de explosividad volcánica (VEI). Erupciones más grandes donde gran cantidad de material es eruptado ocurren esporádicamente, mientras que las pequeñas se producen a mayor frecuencia (Fig. 4). Se desprende de la figura 6 que erupciones con un $VEI \geq 2$ se produzcan una vez cada pocas semanas, mientras que erupciones como la de 1985 en el volcán Ruiz ($VEI = 3$) se producirían severas veces en un año. Erupciones que produzcan más de 1 km^3 de material volcánico, como el monte St. Helens en 1980, sería probable que ocurran dentro de 10 años, y aquellos macro eventos como la erupción del Krakatau en 1883 con más de 10 km^3 emitidos, ocurrirían cada 100 años aproximado. El caso más grande del que se tienen registros fue el de la caldera Yellowstone hace 2 Ma atrás, con 2500 km^3 de magma y 10^{12} m^3 de material eruptado, alcanzando así un $VEI = 8$, este fenómeno se repetiría cada 100.000 años.

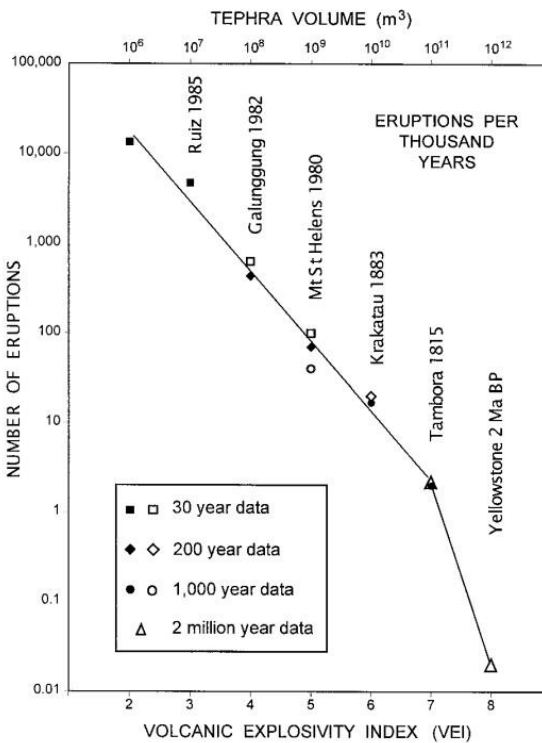


Fig. 4. Magnitud y frecuencia de erupciones holocenas. Cantidad de erupciones (normalizadas por 1000) para cada uno de los VEI>1. La mejor línea que se ajusta a los datos es una curva exponencial que usa solo los valores rellenos. Los datos para VEI 7 y 8 son mostrados por triángulos abiertos y fueron obtenidos de Decker 1990. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.

Hay particular interés en saber cuánto tiempo estará dormido un volcán y que características tendrá la erupción que lo active. Estadísticamente hablando mientras más tiempo está en reposo un volcán, más explosiva sería la erupción que lo saque de tal estado. Esto no es bueno a razón de la poca memoria que contenemos los humanos en cuanto a los eventos catastróficos que han azotado al planeta. Volcanes donde no hay registros de erupciones generalmente se consideran inactivos, pero podrían estar en etapa de reposo pudiendo entrar en erupción en cualquier momento. En la Fig. 5 se muestra la relación entre el tiempo de reposo y el índice de explosividad (VEI) de la erupción. Erupciones de baja explosividad son precedidos por tiempos de reposo entre 1 a 10 años, mientras que un tiempo de reposo mayor a 100 años podría provocar erupciones de VEI ≥ 5 . Generalmente las erupciones más catastróficas son precedidas por tiempos de reposo largos, y debido a los nulos registros de actividad observada históricamente se han producido los eventos con más fatalidades que se tienen registro. Basta recordar casos como el del volcán Chichón en México, donde la primera erupción registrada históricamente mató a más de 2000 personas.

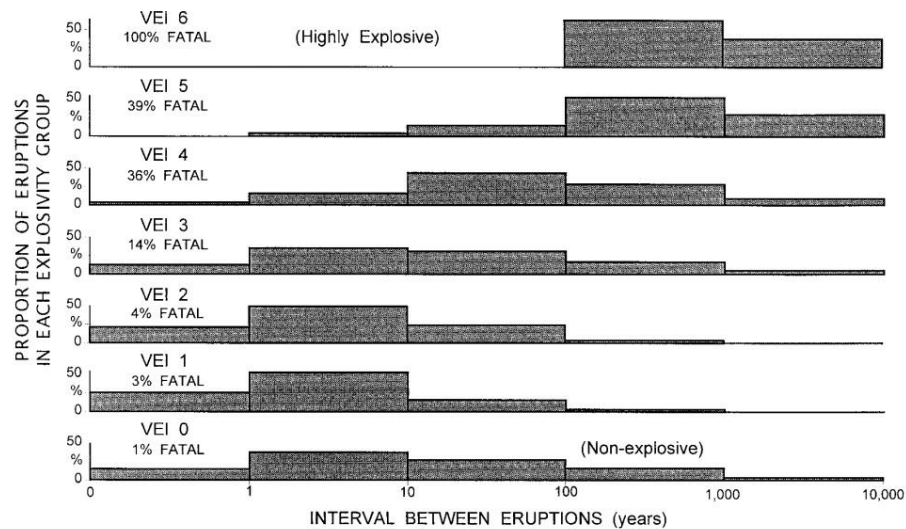


Fig. 5. Explosividad y tiempo transcurrido entre erupciones. El intervalo de tiempo entre erupciones es contabilizado a partir de dos inicios consecutivos. El número de erupciones desde VEI 0 hasta VEI 6 son 446, 677, 2991, 692, 230, 48 y 16 respectivamente. El porcentaje de erupciones con fatalidades también fue incluido para concientizar de la peligrosidad de volcanes sin actividad por miles de años. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.

La causa de este incremento en el VEI algunos autores lo atribuyen a que mayores tiempos de reposo implicarían mayores tiempos de diferenciación magmática, lo que causa magmas más evolucionados y más explosivos (De la Cruz-Reyna *et al.* 2008; Thelen *et al.* 2010). El porcentaje de sílice de un magma implica determinados estilos eruptivos, ambientes geotectónicos o incluso entrega pistas acerca de la evolución magmática previa a la erupción. Se sabe que la sílice de un magma se relaciona de manera directa con la viscosidad, relación positiva pero no lineal (Takeuchi 2011). La viscosidad se relaciona con variables como el porcentaje de cristales, el contenido de agua y con la concentración de volátiles. Esos parámetros incrementan o disminuyen la viscosidad, llegando incluso a variar en órdenes de magnitud. La viscosidad sería un factor determinante en cuanto a la velocidad de ascenso de diques dentro de un volcán, lo que se traduciría en un periodo precursor sísmico mayor. Por otro lado relaciones positivas entre el tiempo de reposo y el contenido de sílice de una erupción (Passarelli y Brodsky 2012) sustentarían una erupción mucho más explosiva en volcanes que han permanecido dormidos por miles de años, a diferencia de aquellos que han estado en erupción constante durante los últimos años.

2.2.- Gatillantes de una erupción volcánica

El termino gatillante aquí se utiliza haciendo referencia al suceso de un evento que implica la ocurrencia de otro suceso al poco tiempo después. Cuando un evento es gatillante de otro, es equivalente decir que el primer evento es una condición necesaria, suficiente y proximal del segundo evento. Una clara estimación de la importancia relativa entre los distintos gatillantes de una erupción se ha dificultado debido a la falta de un modelo general que permita una comparación cuantitativa entre ellos. En este trabajo se utilizará el esquema jerárquico propuesto por Cañón-Tapia (2014), donde están incluidos los factores gatillantes más relevantes de una erupción volcánica (Tabla 1). Dentro de esta clasificación un gatillante de primer orden

corresponde a cualquier mecanismo físico que por si solo sea capaz de inducir fracturamiento en la roca que rodea al reservorio magmático. Los gatillantes de segundo orden son aquellos que tienen la capacidad de iniciar fracturas en las paredes del reservorio pero solo si actúan acopladamente a otros factores. Los de tercer orden son aquellos que no tienen la capacidad de quebrantar las paredes de un reservorio incluso si estos actúan en conjunto con otros procesos, pero pueden contribuir durante el ascenso magmático mediante la propagación de fracturas que ya están en movimiento.

Si un gatillante de primer orden tiene la capacidad de propagar fracturas desde el reservorio hasta la superficie, provocando la expulsión de material magmático, entonces se define como un gatillante fundamental. Estos gatillantes son los únicos considerados necesarios y suficientes para la ocurrencia de una erupción. Los procesos de exsolución de volátiles y fusión tienen esta capacidad, por lo que son de mayor importancia para este estudio.

Tipo de gatillante	Clasificación	Condiciones especiales
Internos		
Inyección de magma	Primer orden/tercer orden	Amplio rango de profundidades
Diferenciación	Primer orden/tercer orden	Depende de la especie volátil y es efectivo solo en reservorios someros (<50 km)
Second boiling	Primer orden/tercer orden	
Vesiculación	Primer orden/tercer orden	
Expansión termal	Primer orden/tercer orden	Solo para reservorio muy someros, en magmas andesíticos a riolíticos
Fusión de roca	Primer orden	Fracción crítica de material fusionado se incrementa con la profundidad
Boyancia	Segundo orden/tercer orden	Requiere conexión continua de melt en la dirección vertical
Externos		
Colapso de sector volcánico	Primer orden	Solo en reservorios someros
Descarga de hielo	Segundo orden	Efecto a largo plazo con influencia en la frecuencia de erupciones más que efecto gatillante
Terremotos	Segundo orden	Efecto asociado a específicos procesos de desestabilización
Interacción magma – agua	Primer orden/tercer orden	Solo si el magma está bajo un gran acuífero y no excede los 5 km de profundidad
Ciclos hidrológicos	Segundo orden	Improbable
Mareas	Segundo orden	Improbable
Impacto de meteorito	No	Efecto en reservorios de profundidades <50 km
Erosión del viento	Segundo orden	Improbable

Tabla 1. Lista de gatillantes de una erupción volcánica y su clasificación según la jerarquización de Cañón-Tapia (2013)

2.2.1.- Gatillantes internos

En términos generales, los gatillantes internos promueven la ruptura de las paredes que rodean a una cámara magmática. Un aumento en la presión interna del reservorio es capaz de generar grietas y/o fallas en las paredes que lo rodean (Cañón-Tapia 2014). Un incremento en la presión interna de una cámara se puede generar, al menos, por estas 3 razones: a) incremento en el volumen de magma contenido en el reservorio; b) exsolución de volátiles; y c) expansión térmica del magma existente en el reservorio. Estos 3 procesos pueden desarrollarse de forma simultánea entre ellos, pero sus efectos deben ser cuantificados de forma individual, debido principalmente a las distintas escalas de tiempo en que se desarrollan (Degruyter y Huber 2014; Cañón-Tapia 2014).

2.2.1.1.- Melting (fusión)

Una de las principales causas para un incremento en la presión interna de un reservorio magmático, es la fusión que ocurre en las paredes del reservorio. Cuando el proceso de fusión se desarrolla a una escala de tiempo menor a la del desplazamiento de las rocas circundantes, se produce un aumento en la presión interna debido al cambio de fase. Cuando un material cambia de sólido a líquido se produce un aumento en el volumen de este, esto implica un incremento en la presión ejercida sobre el borde del cuerpo fundido (Cañón-Tapia 2014). El aumento de la presión es proporcional al módulo de compresibilidad del líquido formado, K , y al strain volumétrico que experimenta la roca sólida del borde del cuerpo magmático, Δ .

El módulo de compresibilidad, K , de cualquier material es definido por:

$$K = P/\Delta \quad (1)$$

Donde P es el incremento de la presión inducido por el strain volumétrico Δ . Por otro lado el strain volumétrico se relaciona con el cambio de las densidades del líquido (ρ_l) y del sólido (ρ_s), mediante la expresión:

$$\Delta = \frac{\rho_s}{\rho_l} - 1 \quad (2)$$

Combinando las ecuaciones (1) y (2) es posible estimar la variación en la presión debido a la expansión volumétrica causada por fusión parcial. De esta forma el incremento de presión debido a la fusión de una fracción X de la roca ($X = 1$ indica que el total de la roca se fusionó), puede ser calculado de la siguiente manera:

$$P_{fusión} = XK \left(\frac{\rho_s}{\rho_l} - 1 \right) \quad (3)$$

Cuando un 25% de la roca circundante es fundida ($X=0,25$) se podrían, eventualmente, fracturar las paredes del reservorio, si el techo está a profundidades menores a 40 km (Cañón-Tapia 2014). La cantidad exacta de material que necesita ser fusionado es variable, pero un 30% usualmente es suficiente para iniciar un proceso de ruptura para cámaras magmáticas relativamente someras (<30 km). Una mayor cantidad de roca fusionada sería necesario para romper las paredes de reservorios más profundos, pero en esos casos la sobrepresión sería incluso capaz de impulsar el magma durante todo el camino hasta la superficie.

2.2.1.2.- Diferenciación, second boiling y vesiculación del magma

Los magmas dentro de sus componentes cuentan con una serie de volátiles disueltos, siendo los más importantes: H₂O, CO₂, S₂, Cl₂ y F₂. Un aumento en la temperatura o una disminución de la presión a la que está sometida el cuerpo magmático, podría desencadenar una exsolución de estos volátiles si las condiciones lo permiten. Procesos de convección magmática, formación de cristales o inyecciones de magma podrían conducir a la exsolución, especialmente si el nivel de volátiles disueltos aumenta mediante alguno de estos procesos. Uno de los efectos transversales a los procesos asociados a exsolución de volátiles (diferenciación, second boiling o vesiculación) es la contribución al incremento de la presión interna debido al cambio de fase.

En el trabajo de Cañón-Tapia (2014) solo se estima la influencia del agua y el dióxido de carbono como potencial gatillante de una erupción, ya que son los volátiles más comunes y se encuentran en cantidades suficientes para generar ruptura (Wallace y Anderson 2000). El aumento de presión debido a la exsolución de volátiles no tiene efecto considerable a profundidades mayores de 45 km, incluso al considerar un contenido de volátiles de 15%. Si bien el CO₂ comienza a exsolver a profundidades mayores que el agua, el rol como gatillante de una erupción es considerable solo en reservorios someros <50 km de profundidad. En reservorios más profundos (no más de 100 km bajo la superficie), el CO₂ puede generar un grado de sobrepresión que unido a otros factores podría, eventualmente, generar ruptura en las paredes del reservorio, proceso que no sería capaz de desencadenar en solitario. En reservorios más profundos que 100 km este mecanismo es relativamente inefectivo.

2.2.1.3.- Inyección de magma en un reservorio existente

La inyección de magma en una cámara produce un aumento en el volumen de melt contenido en el reservorio. El aumento de presión generado a partir de un aumento de volumen ΔV es determinado mediante la ecuación:

$$P_{inj} = \frac{K\Delta V}{V_i} = \Delta V/V_i(K_0 + K'_0\rho gH) \quad (4)$$

Donde K_0 es el módulo de compresibilidad medido en condiciones de superficie, K'_0 es la presión derivativa y ρgH denota la carga de la columna de roca sobre el reservorio magmático.

En la Fig. 6 se puede observar el aumento de presión generado por una inyección de magma en un reservorio pre existente. Todas las curvas representan una inyección de melt del 1% del contenido original. Las curvas 1-2 implican un $K_0 = 1,15 * 10^{10} Pa$ y las curvas 3-4 un $K_0 = 2 * 10^{10} Pa$. Además las curvas 1-3 son con $K' = 4$ y las 2-4 con $K' = 7$. El efecto de este proceso podría causar la ruptura de las rocas circundantes a reservorios más bien someros de no más de 10 km de profundidad. Una inyección magmática en combinación con la forma en que los estreses son transmitidos en profundidad, resultan en grandes variaciones de la profundidad a la que se alcanzan las condiciones para fracturar las rocas alrededor de un reservorio, pero deja de tener efecto en reservorio a profundidades >100 km.

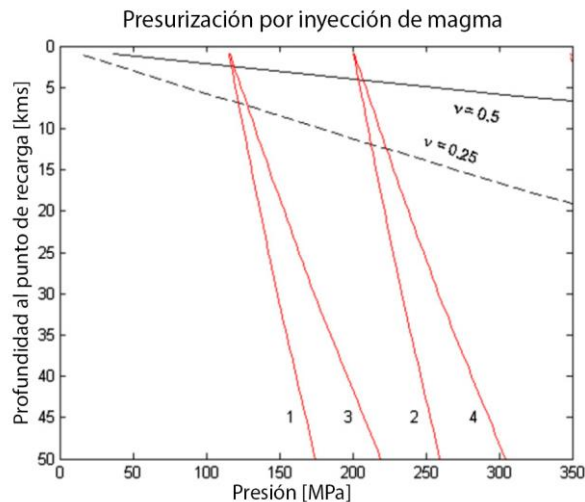


Fig. 6. Variación de la presión interna de un reservorio debido a una inyección magmática versus la profundidad a la que se encuentra. Las curvas de color negro indican la presión crítica donde se comienzan a fracturar las paredes del reservorio. Estas curvas se construyeron para coeficientes de Poisson de las rocas circundantes (ν) igual a 0,25 y 0,5. Modificado de Cañón-Tapia (2014)

2.2.2.- Gatillantes externos

En contraste con los gatillantes internos, la mayoría de los gatillantes externos detallados en la Tabla 1, no tienen el potencial para iniciar un proceso de ruptura de las paredes de una cámara magmática si son considerados independiente de todos los otros procesos. Los únicos dos procesos que se podrían considerar de primer orden son la interacción con agua externa y los colapsos de sectores volcánicos, pero incluso en esos casos existen numerosas condiciones necesarias. Por esta razón es que todos los gatillantes externos se consideran de tercer orden. A pesar de esto se detalla la forma de actuar de algunos de estos procesos.

2.2.2.1.- Colapso de un sector volcánico, deshielo, disminución del nivel del mar y erosión

Los 4 gatillantes considerados en esta sección contribuyen de manera similar en una erupción volcánica, mediante la disminución de la carga total a la cual está sometida la litosfera donde se encuentra el reservorio magmático. Todas pueden ser descritas mediante el mismo enfoque de ideas. El tamaño de la región y la influencia en su entorno, depende de cada uno en particular por lo que sería necesario explicitar cada escenario. Una baja en la presión total a la que está sometida una cámara magmática podría gatillar una erupción, por ejemplo, si la disminución de presión es tal que produce un alto grado de vesiculación del magma, pudiendo generar grietas a través de la roca circundante. Al remover material se produce una reducción en la presión de la componente vertical de stress. Esta disminución está en el rango de 9-32 MPa, para el caso de quitar una columna de 1 km de hielo o 1 km de roca, con densidades de 1770 y 3300 kg/m³ respectivamente (Cañón-Tapia 2014).

2.2.2.2.- Terremotos

La capacidad de los terremotos de generar erupciones volcánicas ha sido sospechada por largo tiempo, aunque solo últimamente ha comenzado a ser cuantificado. La interacción entre volcanes y terremotos depende de la escala espacial y temporal considerada. A gran escala la conexión entre estos dos parámetros está ligada a la acción de las placas tectónicas. A menor escala la

conexión se podría establecer si la distancia entre el volcán y el epicentro del terremoto es similar al tamaño de la falla asociada al movimiento telúrico (Cañón-Tapia 2014).

Un terremoto podría gatillar una erupción mediante dos posibles escenarios. Primero se tiene que un terremoto podría modificar los stresses alrededor del reservorio magmático, o bien, las ondas producidas durante el terremoto podrían inducir cambios en las condiciones físicas del magma que es contenido en el reservorio (Cañón-Tapia 2014). Los cambios fuera el reservorio magmático podrían incluir variaciones de los estreses locales cerca de fallas, activación de fracturas pre-existentes, remoción de cargas en superficie o fluctuaciones en la presión de poros sobre áreas geotermales (Cañón-Tapia 2014). Los cambios dentro del reservorio magmático podrían generar un aumento de exsolución de volátiles, proceso que se ve favorecido, ya sea por la difusión de burbujas previamente existentes, o por nucleación de nuevas burbujas. La nucleación podría ser causada por una alteración en el nivel de saturación de volátiles, o mediante un rápido ascenso de magma saturado hacia las zonas más someras del reservorio debido al colapso del techo de la cámara (Cañón-Tapia 2014).

2.2.2.3.- Interacción entre magma y agua externa

La interacción del magma o sus volátiles, con agua externa puede producir una serie de eventos, dentro de los cuales se encuentran las erupciones volcánicas, pero además existen otros procesos más complejos de definir. Estos eventos se pueden dividir entre aquellos donde agua y vapor son expulsados hacia la superficie pero sin presencia de material juvenil, y aquellos donde agua externa y material juvenil son expulsados de forma simultánea. Esta división suele verse complejizada cuando un evento comienza de una forma y desencadena de otra. Estos procesos se desencadenan cuando un magma que asciende de manera acelerada se encuentra con napas subterráneas o agua superficial, permitiendo complejos procesos de intercambio calórico y fragmentación (Cañón-Tapia 2014). La fragmentación puede suprimirse si la presión a la que se desarrolla el contacto es relativamente grande (fondos oceánicos o bajo gruesas capas de hielo), pero incluso en esos casos los depósitos formados tienen evidencia de presencia de agua al momento de la erupción, pudiendo identificar un posible mecanismo gatillador.

2.3.- Sismicidad volcánica

Los sismos volcánicos se generan a partir de fenómenos ocurridos al interior de un sistema volcánico. Las zonas volcánicas se caracterizan por tener elevada sismicidad, debido a las interacciones del magma con rocas circundantes. Estos sismos ocurren generalmente entre 1-9 km de profundidad y se presentan de forma numerosa dentro de un área. Las intensidades no varían mucho y los más grandes no superan los 6° Richter, por lo que no son relevantes para la población por sí mismos. Estos sismos se frecuentan antes y durante una erupción volcánica, o bien cuando hay transporte de magma a través de los ductos. La sismicidad volcánica tiene registros diferentes a la de origen tectónico como tal, y debido al aumento sísmico previo a una erupción, se considera una de las principales herramientas para monitorear la actividad volcánica. Los registros de señales sísmicas de un volcán se catalogan de acuerdo a su forma espectral, donde cada una de ellas implica un origen y significado distinto.

2.3.1.- Sismos de alta frecuencia o volcano - tectónicos (VT)

El transporte de magma y volátiles que existe en un sistema volcánico a través de ductos, disminuye la estabilidad de la roca circundante, pudiendo ocasionar grietas o colapsos. Estos episodios de inestabilidad se ven reflejados en la sismicidad volcánica, ya que estas señales se originan por procesos de interacción dinámica entre gases, líquidos y sólidos (pertenecientes al sistema volcánico en si, como también del exterior). La geometría de los ductos condiciona el comportamiento del flujo magmático, existiendo zonas donde la variación de presión y momentum es transmitida de óptima forma a las rocas circundantes, generando una serie de fallas, fracturas o colapsos en la estructuras (Chouet y Matoza 2012). Este fenómeno provoca señales sísmicas que se denominan sismos de alta frecuencia o volcano-tectónicos (VT) (Fig. 7), estas señales tienen una clara onda P y S, con frecuencias dominantes entre 5-15 Hz.

2.3.2.- Sismos de baja frecuencia o de largo periodo (LP)

Dentro de las señales sísmicas producidas por la dinámica de fluidos magmáticos o hidrotermales, se encuentran los sismos de baja frecuencia o de largo periodo (LP). La mayoría de estos sismos son causados por sobrepresión de fluidos, como por ejemplo la formación de burbujas que forjan el espacio entre grietas o fallas. El espectro de estos sismos se compone de una emergente onda P y una ausente onda S, además de tener frecuencias entre 1–5 Hz (Fig. 7). Estos espectros suelen originarse también en geiseres o áreas geotermales.

Algunos eventos comparten las características entre sismos de baja y alta frecuencia, son denominados eventos híbridos (Fig. 7). Se piensa que representan un acoplado de procesos volcánicos, como por ejemplo un sismo acompañado de relleno de fracturas. También se cree que los eventos híbridos son sismos de baja frecuencia someros, por lo que sería más detectable el espectro de alta frecuencia, a diferencia de los profundos donde la energía sería disipada por el material rocoso.

2.3.3.- Tremor volcánicos

Los tremors volcánicos, al igual que los sismos de baja frecuencia, son producidos por interacciones de fluido-roca al interior de ductos. Tienen frecuencias entre 1 – 5 Hz (Fig. 7) por lo que hacen pensar que los tremor son una serie de sismos de baja frecuencia separados por intervalos de segundos (Chouet y Matoza 2012). Muchas veces se ha observado que sismos LP y tremors ocurren simultáneamente y tienen un espectro similar, siendo la duración la única diferencia remarcable entre ellos, esto podría indicar un mismo origen de estas señales.

2.3.4.- Sismos explosivos

Los sismos explosivos ocurren junto con las erupciones explosivas y su característica más distinguible es la presencia de ondas de aire en los sismógrafos. La energía expulsada en un sismo explosivo se divide en las fases que viajan por tierra y la que lo hace por aire. Las ondas que viajan por aire vuelven a tierra donde son detectadas por los sismógrafos (Fig. 7).

2.3.5.- Sismos de muy largo periodo (VLP)

Con el avance tecnológico se logró captar un mayor rango de frecuencias. Estos sismos denominados de muy largo periodo (VLP) presentan periodos de 3 a 20 segundos, con hipocentros someros de hasta 1,5 km de profundidad. Estos sismos fueron detectados por primera

vez en volcanes como Kilauea, Stromboli, Aso, Sakurajima y Satsuma-Iwojima, y han sido asociados en principio a fuerte actividad fumarolica.

Estructuralmente se necesitarían extensas grietas y/o fallas para producir ondas de altos periodos. Algunos modelos han postulado que estos sismos podrían ser producidos por el movimiento de magma a través de estructuras taponeadas por viejos diques o sills. El largo periodo de estos sismos se podría explicar por la duración de la inyección magmática necesaria para mantener el magma en movimiento.

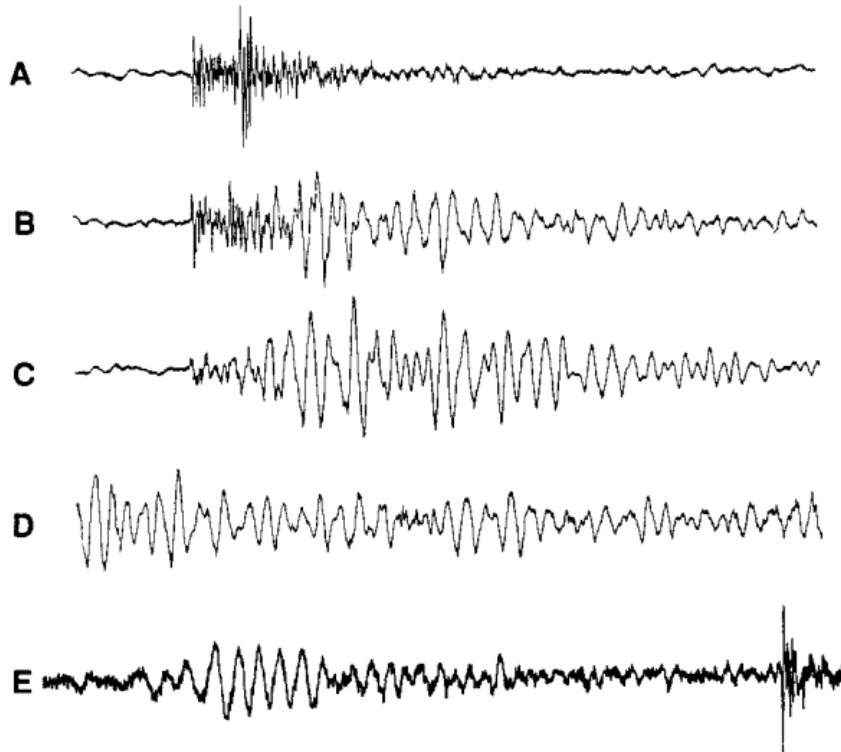


Fig. 7. Espectros más típicos de la sismicidad volcánica. (A) sismo de alta frecuencia o volcano – tectónico (VT), volcán Redoubt, Alaska. (B) Evento híbrido, volcán Redoubt, Alaska. (C) sismo de baja frecuencia o de largo periodo (LP), volcán Redoubt, Alaska. (D) tremor volcánico, volcán Redoubt, Alaska. (E) sismo explosivo, volcán Pavlof, Alaska. Fuente: Sigurdsson, Haraldur, et al., eds. The encyclopedia of volcanoes. Elsevier, 2015.

Capítulo 3: Metodología

Parte de las labores de personas dedicadas a las ciencias es encontrar patrones desconocidos dentro de la naturaleza que permitan extender los límites del conocimiento actual. Una forma de encontrar patrones que se repiten, es mediante comparaciones entre distintos escenarios y visualizar semejanzas y/o diferencias intrínsecas. Por su lado los volcanes se pueden comparar a través del porcentaje de sílice de sus erupciones o bien por el volumen emitido, estas comparaciones permiten crear grupos con características similares y así entender de mejor forma el comportamiento de un volcán. Las variables temporales de un volcán (sección 2.1) se basan en diversas características difícilmente homologables a volcanes de todo el mundo. En este estudio se propuso agrupar características temporales de cientos de volcanes de todas partes del mundo, para buscar regularidades entre todos ellos. En primer lugar se propuso construir una base de datos con erupciones de todo el mundo dentro del periodo 2005-2015, y con la ayuda del sitio del Smithsonian Institution Global Volcanic Program (GVP) se obtuvo el detalle de las erupciones ahí registradas. El tiempo de actividad sísmica precursora es el eje de este trabajo, por lo que fue utilizado como primer filtro de los casos utilizados. La cantidad de erupciones durante este periodo llega a un total de 399, dentro de las cuales se mantuvieron tan solo 127, disminución causada principalmente por la falta de registro de señales precursoras sísmicas. Sumado a esto se incluyeron 74 erupciones estudiadas por Passarelli y Brodsky (2012).

Para complementar la información de las erupciones documentadas se obtuvieron variados datos que permitirían agrupar los datos. Desde el sitio del GVP se obtuvo información referente al tipo de volcán, configuración tectónica e índice de explosividad (VEI). Por otro lado el porcentaje de sílice de cada erupción se obtuvo en su mayoría del sitio “www.earthchem.org” junto a una revisión bibliográfica de publicaciones relacionadas. El espesor cortical proviene de una extensión de *Google Earth* llamada *VisualCrust*, la cual tiene una resolución de 1° x 1° en coordenadas geográficas. Finalmente los datos de la profundidad de la cámara es una recopilación de diversas publicaciones que pueden ser consultadas en bibliografía. Para los casos en que la profundidad de la cámara magmática está dada por un rango de valores, se escogió el valor más cercano a la superficie.

3.1.- Calculo del tiempo de actividad precursora y periodo de reposo

Para fijar el tiempo de actividad precursora de una erupción se midió el tiempo transcurrido desde la recepción de las primeras señales sísmicas hasta el inicio de la erupción. Los registros de sismicidad fueron obtenidos, en su mayoría, de los reportes semanales y/o boletines mensuales del sitio del GVP además de publicaciones referentes a las erupciones estudiadas.

El cálculo del run-up time se hizo en Excel mediante la siguiente expresión:

$$\text{DIAS360} (\text{fecha inicio sismicidad}; \text{fecha inicio erupción}) - [\text{hora sismicidad}/24] - [\text{minutos sismicidad}/1440] + [\text{hora inicio}/24] + [\text{minuto inicio}/1440]$$

La función DIAS360 devuelve la cantidad de días entre dos fechas basándose en un año de 360 días (12 meses de 30 días) y solo puede ser utilizada para fechas post 1900. Para los casos de registros de erupciones previas al 1900 se calculó la diferencia de años, donde cada año está

formado por 360 días. Por su parte para el tiempo de reposo entre erupciones se midió el tiempo transcurrido entre dos inicios de erupciones sucesivas. Se hizo de esta forma debido a la dificultad de definir el término de una erupción magmática (sección 2.1). El cálculo del tiempo de reposo se realizó de forma análoga mediante la siguiente expresión:

$$DIAS360 \text{ (fecha erupción anterior; fecha inicio erupción)} + [hora inicio/24] + [minuto inicio/1440]$$

3.2.- Análisis estadístico

Una vez creada la base de datos, se construyeron una serie de gráficos para estudiar las distintas correlaciones propuestas. Se graficó la relación que existe entre la duración sísmica precursora con las distintas variables incluidas. En primer lugar se construyeron gráficos que representan análisis bivariados, donde existen variables independientes y variables dependientes. El método de las estadísticas bivariadas ayuda a describir la fuerza de la relación que existe entre dos variables mediante el coeficiente de correlación de Pearson para relaciones lineales, o mediante una ecuación obtenida por el análisis de una regresión. La ecuación tiene la capacidad de predecir valores para la variable dependiente, esto es muy valioso cuando uno de los parámetros es difícil de medir o estimar.

3.3.1.- Coeficiente de correlación de Pearson

Los coeficientes de correlación son comúnmente utilizados en las etapas iniciales de un estudio de relación entre dos variables. El coeficiente más utilizado para correlaciones lineales, es el de Pearson y se define como:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n - 1)s_x s_y}$$

Con $r=1$ para una perfecta correlación positiva, $r=0$ donde no hay correlación y $r=-1$ para una perfecta correlación negativa. Además se tiene que n es el número de pares de datos (x,y) , y (s_x, s_y) son las desviaciones estándar univariantes. Este coeficiente de correlación es muy sensible para anomalías dentro de un set de datos bivariados es por esto que también se utilizará un método que amortigua esa sensibilidad, este método es llamado de “*Bootstrap*” y consiste en escoger un conjunto arbitrario y con remplazo, de subconjuntos con N puntos cada uno. El promedio de estos valores estadísticos entregan una mejor información que aquellos que se obtienen del conjunto de datos completo, además de entregar información acerca de los coeficientes de correlación que más se repiten en los distintos subconjuntos creados.

3.3.2- Línea de tendencia

Existen infinitas líneas de tendencia capaces de ajustarse a un determinado set de datos, estas pueden ser de carácter lineal, exponencial, logarítmico, polinómico, etc. Y se utilizan en la predicción de valores complejos de saber, a partir de otros más accesibles de estimar. Se construyen en base a minimizar el error que provoca la dispersión de los datos bivariados, es decir, se minimiza el área encerrada entre un punto cualquiera y la curva que representa a la dispersión. Como ejemplo de esto se tiene el caso particular de una regresión lineal, donde para construir la ecuación $y = b_0 + b_1x$ es necesario minimizar el producto $0,5\Delta x\Delta y$ para cada punto

de la muestra, lo que es análogo a minimizar la desviación Δy entre los pares de datos x, y , o bien la siguiente expresión:

$$\sum_{i=1}^n (\Delta y_i)^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - (b_0 + b_1 x_i))^2$$

Derivando parcialmente el lado derecho e igualando a cero nos permite obtener una ecuación para el primer coeficiente de la regresión b_1 , obteniendo así:

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

Finalmente podemos obtener b_0 mediante:

$$b_0 = \bar{y} - b_1 \bar{x}$$

3.3.3.- Histogramas de actividad precursora

Con el objetivo de centrar el estudio caso a caso para encontrar características comunes en erupciones con cortos periodos de reactivación sísmica, se crearon histogramas de frecuencia con porcentaje acumulado. Los intervalos del histograma muestran la duración del tiempo de actividad sísmica precursora, para los siguientes intervalos en días: [0,1], (1,7], (7,30], (30,90], (90,360], (360,∞). Los histogramas fueron separados por tipos de volcán y configuración tectónica. Así se evidenciaría si existiese preferencia alguna para determinadas duraciones en la actividad precursora a una erupción.

Capítulo 4: Resultados

4.1.- Gráficos de correlación

A continuación se detallan los gráficos de correlación construidos en base a los datos de erupciones ocurridas entre el 2005 y 2015 (Tabla 5). Se utilizaron las erupciones con disponibilidad de información en línea acerca de: (1) registro de actividad sísmica previo a la erupción; (2) porcentaje de sílice del material eruptado; (3) tiempo de reposo que llevaba el volcán previo a la erupción; y (4) profundidad del reservorio magmático. Todas las erupciones incluidas tienen información sobre las características (1), (2) y (3), pero la profundidad a la que se encuentra el reservorio magmático está disponible solo para 54 de las 90 erupciones incluidas aquí. De manera preliminar se recalca que en los distintos gráficos la duración de la sismicidad pre-eruptiva varía hasta en 6 órdenes de magnitud y mantiene un comportamiento difuso en cada correlación establecida.

4.1.1.- Correlación entre la sismicidad pre-eruptiva y el tiempo de reposo

En la Fig. 8 se observa la correlación entre la sismicidad pre-eruptiva y el tiempo de reposo. La dispersión de puntos se ajusta mediante una curva exponencial en un espacio log-log con $R^2 \approx 0$, lo que implica nula correlación entre estas variables, al menos cuando se analiza la dispersión construida con todas las erupciones de la Tabla 5. La dispersión de puntos en el grafico implica que independiente del tiempo de reposo, la sismicidad pre-eruptiva se podría prolongar por minutos o años de forma indistinguible. Un volcán en reposo por 100 años puede generar sismicidad previa por solo minutos, de forma análoga un volcán que ha presentado frecuentes erupciones en la última década podría generar sismicidad que se prolongara por meses. Al separar los datos según el tipo de volcán o contexto tectónico no hubo ninguna mejora relevante en las correlaciones obtenidas (Fig. 27).

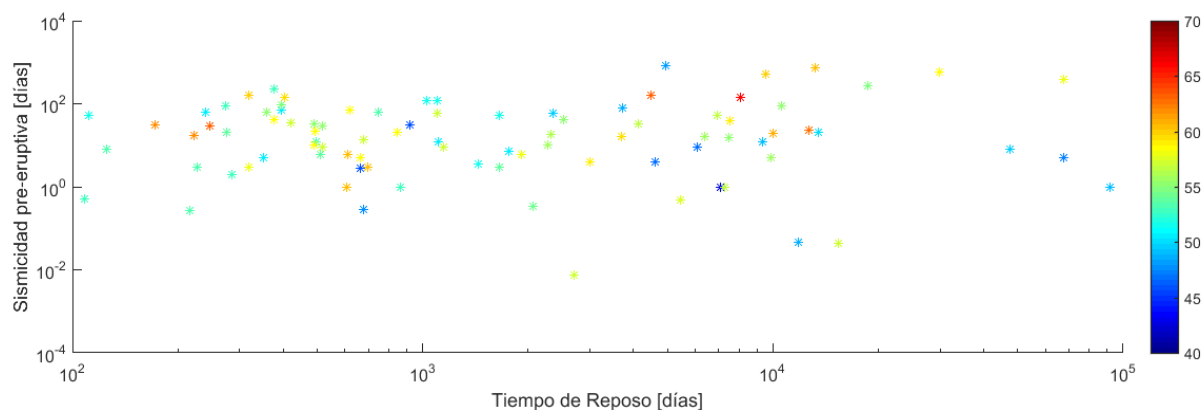


Fig. 8. Gráfico de correlación entre la duración de la sismicidad pre-eruptiva versus el tiempo de reposo del volcán. El contenido de sílice del material eruptado se representa mediante la barra de color del lado izquierdo, donde los tonos rojizos representan magmas riolíticos y los tonos azules los basaltos. La dispersión de los datos indica que no existe correlación entre estas variables.

De la Fig. 8 se desprende que aproximadamente el 50% de las erupciones ocurrieron luego de no más de 3 años desde la erupción pasada, a razón de que los volcanes que tienen mayor frecuencia de erupciones, son precisamente los que cuentan con mejores redes de monitoreo local, por ende, mayor información disponible en línea. Precisamente para erupciones ocurridas después de periodos de reposo entre 100 y 1000 días, se encuentra el mayor grado de dispersión de puntos, ya que los ductos que conectan los reservorios con la superficie, están contantemente activos por lo que se facilitaría el ascenso magmático, pudiendo disminuir o ausentar la sismicidad durante el transporte.

Debido a la dificultad de incluir un criterio común para todas las erupciones, se propuso analizar que ocurría con la correlación al analizar solo erupciones con periodos de reposo mayores a 1000 días (Fig. 9), además se excluyeron los casos donde ocurrieron erupciones repentinas de no más de 1 día de sismicidad previa, pues serán analizados posteriormente de forma individual. En el gráfico de la Fig. 9 se puede constatar un progresivo aumento en la sismicidad pre-eruptiva conforme aumenta el tiempo de reposo, especialmente sobre los 10000 días (28 años aprox.). El 20% de los datos se correlaciona de buena forma mediante la curva $y = 0,1084x^{0,676}$, además la sismicidad pre-eruptiva varía en 3 órdenes de magnitud.



Fig. 9. Gráfico de correlación entre la duración del periodo sísmico pre-eruptiva versus el tiempo de reposo, solo para casos donde el tiempo de reposo haya sido de al menos 1000 días.

Los intervalos de confianza al 95% ($\alpha=5\%$) para la dispersión de datos de sismicidad pre-eruptiva, fueron calculados en base a una distribución t-student con el objetivo de cuantificar la dispersión de los datos. Se observa en la Tabla 2, que el tiempo de reposo fue separado en los tramos 100–1000 días, 1000–10000 días y 10000–100000 días, para obtener un mayor detalle de la dispersión. Del primer tramo se desprende que el 95% de los datos serían correlacionados de buena forma por una regresión lineal si se considera un rango de error de 18 días sobre la duración de la sismicidad pre-eruptiva. Para el segundo y tercer tramo es necesario considerar un error de 60 y 224 días respectivamente, para que la dispersión pueda ser correlacionada linealmente de buena forma.

	Primer tramo	Segundo tramo	Tercer tramo
Tamaño	45	33	12
Media	35,55	52	122,77
Desviación estándar	31,3	97,09	185,14
Límite inferior	26,66	22,12	10,89
Límite superior	44,45	81,88	234,64
Rango de error	18	60	224

Tabla 2. Límites de confianza al 95% con una distribución t-student para la dispersión de datos entre la duración sísmica pre-eruptiva y el tiempo de reposo.

4.1.2.- Correlación entre la sísmicidad pre-eruptiva y el porcentaje de sílice

El gráfico de correlación entre la sísmicidad pre-eruptiva y el porcentaje de sílice (Fig. 10), incluye una línea de tendencia exponencial con un $R^2=0,038$. La distribución de los datos en el gráfico indica, por ejemplo, que erupciones de material andesítico (57-63% SiO_2) pueden ser precedidas por sísmicidad que dure desde minutos hasta un par de años, y lo mismo ocurre en erupciones basálticas o dacíticas, por lo que no existiría una correlación lineal entre estas variables. Al separar los datos según el tipo de volcán o tectónica no hubo ningún cambio relevante en las correlaciones obtenidas.

La baja correlación entre el porcentaje de sílice y la sísmicidad pre-eruptiva puede ser consecuencia de los cambios drásticos en las propiedades reológicas del magma durante el ascenso desde el reservorio hasta la superficie. Conforme asciende el magma hacia la superficie se promueve la exsolución de volátiles y la cristalización debido al cambio de presión, además estos dos procesos tienden a incrementar la viscosidad del magma (Passarelli y Brodsky 2012; Takeuchi 2011). Esta débil correlación también indica que la sísmicidad pre-eruptiva asociada a procesos de transporte de magma, no estaría controlada solo por la química del magma, sino que también por procesos de fricción o fallas quebradizas en los bordes de los ductos alimentadores (Costa *et al.* 2007; LaVallée *et al.* 2008).

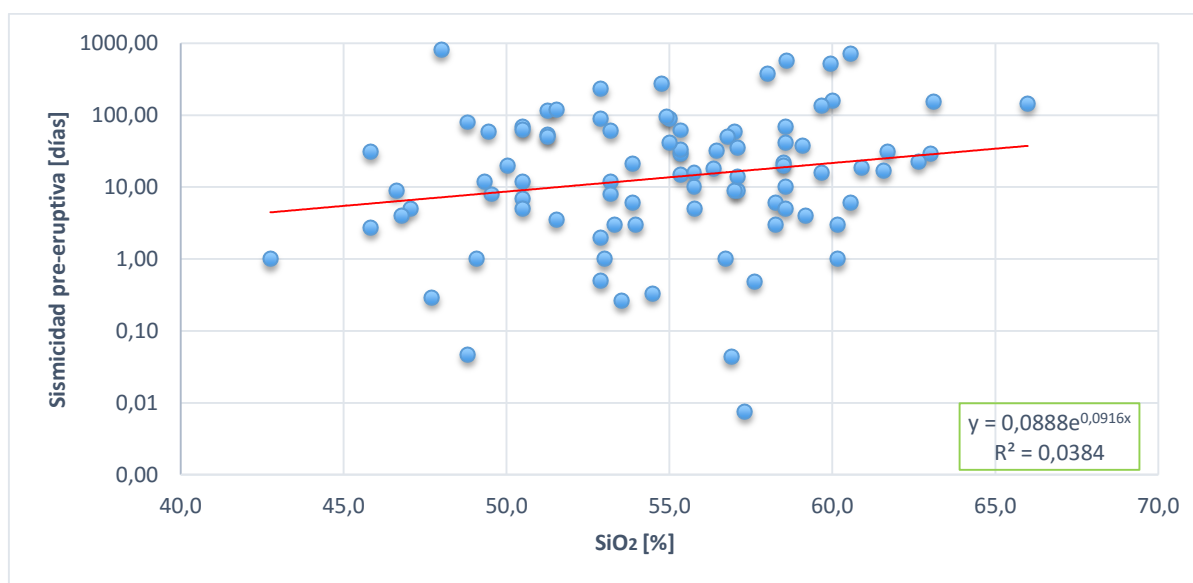


Fig. 10. Gráfico de correlación entre la duración del periodo sísmico pre-eruptivo versus el contenido de sílice del magma. Debido a la alta dispersión de datos, no se encuentra una correlación entre ellos. Una erupción andesítica puede ser antecedida por horas o meses de sísmicidad.

Luego se calcularon los límites de confianza de la dispersión de datos de la Fig. 10 al 95% ($\alpha=5$) para una distribución t-student. Los resultados de la Tabla 3 están divididos en 2 tramos según el porcentaje de sílice, el tramo 1 consta de erupciones entre 40-55% SiO₂ y el segundo 55-65% SiO₂. El tramo 1 podría estar bien representado por una correlación lineal si se considera un error de 26 días sobre la sismicidad pre-eruptiva. Mientras que el tramo 2 necesitaría un error de 22 días para alcanzar el 95% de confianza.

	Tramo 1	Tramo 2
Tamaño	44	46
Media	35,55	31,97
Desviación estándar	51,44	38,47
Límite inferior	22,8	20,92
Límite superior	48,5	43,02
Rango de error	26	22

Tabla 3. Valores obtenidos para los límites de confianza al 95% de la sismicidad pre-eruptiva mediante una distribución t-student. El tramo 1 abarca el intervalo 40-55% SiO₂ y el tramo 2 de 55-65% SiO₂.

4.1.3.- Correlación entre la sismicidad pre-eruptiva y la profundidad del reservorio magmático

Existen múltiples métodos para calcular la profundidad de un reservorio magmático bajo un volcán (Bonali *et al.* 2013; Koulakov *et al.* 2012; Gudmundsson *et al.* 2014; Preece *et al.* 2014; Jeffery *et al.* 2012; Kimura y Yoshida 1999). Algunos de los métodos aquí utilizados son la geotermobarometría, la magnetotélúrica e hipocentros sísmicos, siendo esta última la más utilizada. Cada uno de estos métodos conlleva un error asociado que es muy difícil de cuantificar en un estudio de este tipo. Sumado a esto se tiene que bajo un mismo volcán puede existir más de un reservorio magmático (Hobden *et al.* 2005; Lavallée *et al.* 2009) los que actúan de manera permanente o de forma pasajera. La duración de la sismicidad pre-eruptiva, en la mayoría de los casos, se asocia a las cámaras más someras pues es más probable captar ondas sísmicas, pero dentro de los datos aquí expuestos no siempre se considera la cámara más superficial. Por ejemplo el volcán Ubinas en Perú tiene la cámara magmática principal a una profundidad de 20 kms, pero existe evidencia de cámaras más someras (Lavallée *et al.* 2009).

En la Fig. 11 se muestra la correlación entre la sismicidad pre-eruptiva y la profundidad de la cámara magmática, con una línea de tendencia exponencial y un $R^2=0,04$ en un espacio log-log. La dispersión de datos del gráfico implica, por ejemplo, que una erupción alimentada por un reservorio magmático ubicado a 3 kms de profundidad, podría ser antecedida por sismicidad que dure desde unos minutos hasta varios años.

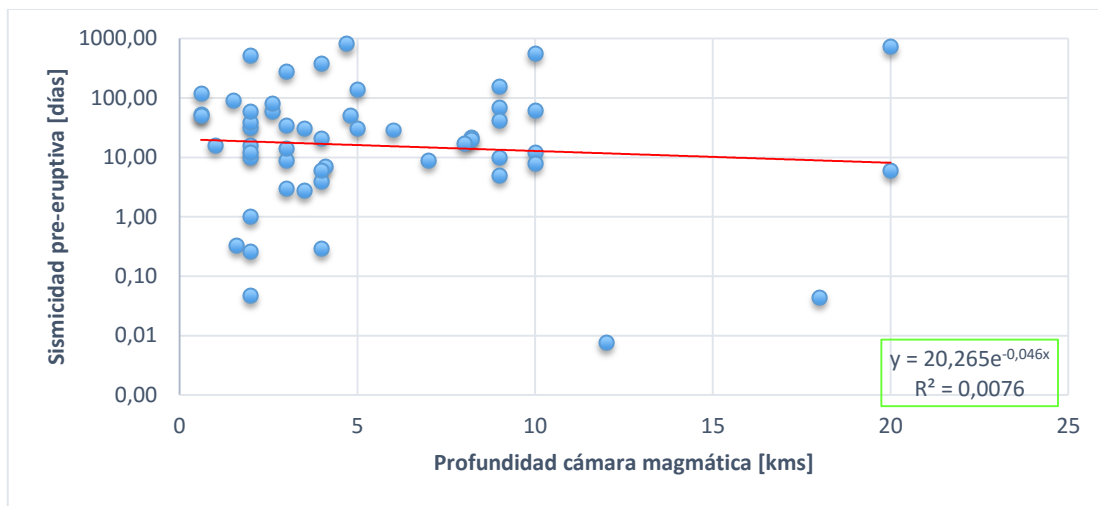


Fig. 11. Gráfico de correlación entre la duración del periodo sísmico pre-eruptivo versus la profundidad de la cámara magmática subyacente al volcán. Independiente de la profundidad a la que se encuentre el reservorio magmático, una erupción podría ser antecedida por horas o años de sismicidad.

4.1.4.- Correlaciones al sumar la base de datos de Passarelli y Brodsky (2012)

Al unir la base de datos de Passarelli y Brodsky (2012) con la de este trabajo (Fig. 12) se observa que las correlaciones obtenidas por dichos autores no se reforzaron en ningún caso (Fig. 25 y 26). La heterogeneidad de las erupciones aumentó al incluir los casos aquí estudiados, por lo que no existe cabida a parcialidades. En la publicación de Passarelli y Brodsky (2012) se analizaron 73 erupciones en volcanes de todas partes del planeta, dentro de estas existen 13 del volcán Kilauea y 18 del Pitón de la Fournaise. Al quitar estos datos las correlaciones disminuyen entre la sismicidad pre-eruptiva y el tiempo de reposo ($R^2 = 0,28$). En cualquier caso, aquellas correlaciones no fueron potenciadas con la inclusión de los datos analizados en este estudio.

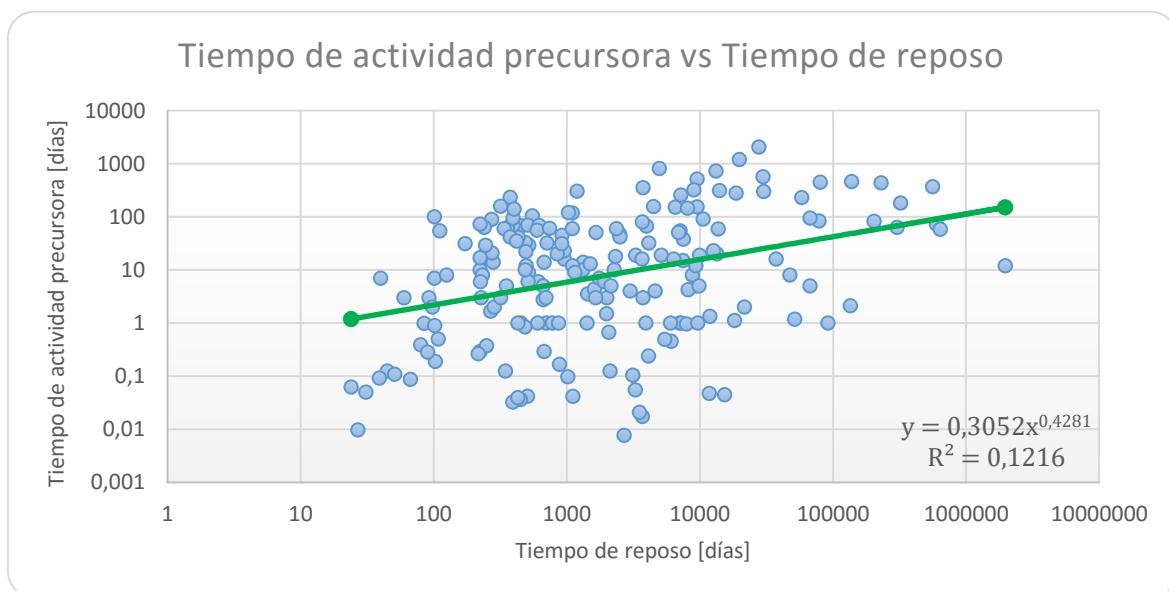


Fig.12. En este grafico se encuentran los 123 datos del periodo 2005 – 2015 que se pudieron recopilar, más los 73 casos estudiados por Passarelli y Brodsky (2012). Existe una correlación positiva con un coeficiente de correlación de Pearson de 0,05 y una curva de tendencia potencial con un $R^2 = 0,12$.

4.2.- Algunos aspectos sobre la duración de la sismicidad pre-eruptiva

Hoy en día la sismicidad pre-eruptiva es la principal herramienta para prever una erupción magmática. Los datos aquí expuestos indican que la sismicidad pre-eruptiva puede durar menos de un día hasta incluso años, donde la gran mayoría de los sismos se registra entre semanas y meses previos a la erupción. Las erupciones con un $VEI \geq 4$ se produjeron en centros volcánicos que estaban en estado de reposo por al menos 20 años, con las excepciones de las erupciones ocurridas en los volcanes Okmok (2008), Merapi (2010), Grimsvotn (2011) y Kelut (2014), ya que estos volcanes habían presentado actividad dentro de los 20 años previos. Todas las erupciones con $VEI \geq 4$ tuvieron marcada sismicidad pre-eruptiva que permitió tomar las medidas del caso, con la salvedad de la repentina erupción del volcán Calbuco, la que será discutida más adelante. De acuerdo a lo observado, se destaca que la sismicidad pre-eruptiva es una gran herramienta de alerta temprana para erupciones explosivas ($VEI \geq 4$), ya que según los datos aquí recopilados, se desprende que las señales sísmicas comenzaron a registrarse al menos con 38 días de anticipación en todos los casos.

Las erupciones ocurridas en volcanes en estado de reposo por más de 20 años, casi siempre son precedida por marcados episodios de sismicidad pre-eruptiva (White & McCausland 2016). Con respecto a aquellas erupciones explosivas ($VEI \geq 4$) en volcanes que han tenido actividad más frecuente, u ocurrencia de erupciones dentro de los 20 años previos, se tiene que 3 de 4 tuvieron fuerte sismicidad pre-eruptiva. Las erupciones con sismicidad pre-eruptiva menor a un día no sobrepasaron un $VEI=3$ en 13 de 16 casos, y solo 5 de estas 16 erupciones ocurrieron luego de 20 años de reposo. Las 11 erupciones restantes tuvieron actividad volcánica durante ese periodo, es decir, el ~70% de las erupciones con sismicidad pre-eruptiva acotada a menos de un día, tuvieron periodos de reposo menores a 20 años.

4.3.- Erupciones con periodos sísmicos pre-eruptivos menores o iguales a un día

Dentro de las erupciones aquí estudiadas existen alrededor de 15 volcanes que habrían entrado en erupción después de un periodo sísmico precursor de no más de un día (Tabla 4). Se detallaran cada una de estas erupciones a continuación.

El inicio de la erupción del volcán Calbuco fue el 22 de abril del 2015 a las 21:04 UTC, y según los reportes del OVDAS-SERNAGEOMIN el inicio de la actividad sísmica anómala comenzó a las 18:00 UTC del mismo día. Por su lado en el estudio de Valderrama *et al.* (2015) se detalla un sismograma que abarca un rango de tiempo más extenso. Donde se observa que la sismicidad previa a la erupción comenzó el 22 de abril a las 18:11 UTC, con un enjambre sísmico (Fig. 13) conformado por 223 sismos VT y se extendió por 2 horas, con magnitudes menores a 2,5. Posteriormente a las 19:34 UTC se registraron los primeros sismos LP seguidos de eventos híbridos de intensidad moderada, culminando con el primer pulso eruptivo.

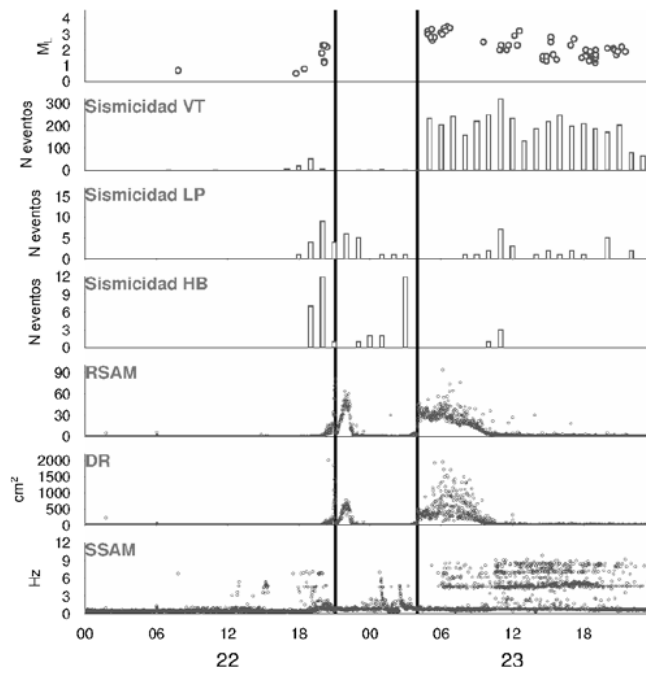


Fig. 13. Sismograma registrada durante el 22 y 23 de abril del 2015. Los gráficos (de arriba hacia abajo) corresponden a las magnitudes de los eventos registrados, cantidad de sismos VT, LP y HB. Los 3 gráficos inferiores muestran un análisis sobre la señal continua registrada en el volcán, donde se muestran valores de RSAM, desplazamiento reducido y SSAM. Las dos líneas verticales negras coinciden con los dos pulsos eruptivos que caracterizaron este evento. Fuente: Valderrama *et al.* (2015)

Al observar los registros de la sismicidad precursora del volcán Calbuco durante los años previos a esta erupción (Fig. 14), se ve que durante el periodo 2010-2014 habrían ocurrido 108 eventos sísmicos. Dentro de los cuales 58 corresponden a sismos VT de magnitudes menores a 1.7, y los otros 50 fueron sismos LP de baja energía. Desde el 1 de enero al 21 de abril del 2015 un total de 147 sismos fueron registrados, con 142 VT y 5 sismos LP. En febrero del 2015 el volcán Calbuco mostró un aumento considerable en la sismicidad, comparado a los meses previos. La frecuencia de estos sismos fue un sismo diario a principios del 2015 y entre 1-2 sismos diarios antes de la erupción.

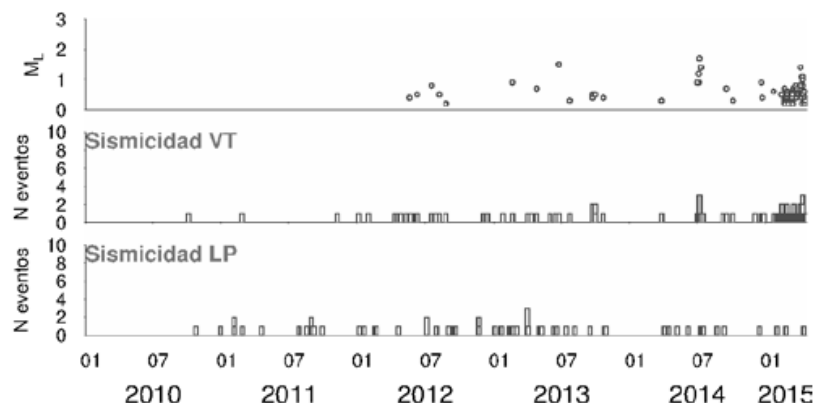


Fig. 14. Sismograma de los eventos registrados durante el periodo 1 de enero del 2010 hasta el 21 de abril del 2015. Arriba se muestran las magnitudes de los sismos, en el centro la tasa de actividad sísmica por hora para sismos VT y abajo los sismos LP en periodos de una hora. Un aumento en la sismicidad se deja en evidencia a partir de febrero del 2015 con alrededor de 2 sismos por día en promedio. Fuente: Valderrama *et al.* (2015)

La erupción freática ocurrida en el volcán Ontake el 27 de septiembre del 2014 terminó con la vida de 57 escaladores y otros 6 permanecieron desaparecidos, los que fueron asumidos muertos. Es difícil adelantarse a la ocurrencia de una erupción freática debido a sus débiles y localizadas señales precursoras (Barbieri *et al.* 1992). El catálogo de los sismos ocurridos en el volcán Ontake registrados por el Japan Meteorological el año 2014, muestra que la frecuencia de sismos VT y LP un año antes de la erupción fue de 3,3 y 0,17 cada mes respectivamente. Por otro lado el sismograma de la Fig. 15, obtenido de la publicación de Kato *et al.* (2015), abarca registros desde el 23 de agosto hasta el 30 de septiembre del 2014, donde se observa que la frecuencia de sismos VT se incrementó de forma gradual a partir del 6 de septiembre alcanzando su peak el 11 del mismo mes. Después de este peak la sismicidad se mantuvo elevada hasta el mismo día de la erupción. El periodo precursor detallado por el sitio del Smithsonian duró aproximadamente 10 minutos, donde los sismos VT se intensificaron con hipocentros cada vez más someros (Kato *et al.* 2015). Esta migración en la sismicidad coincidió con un incremento de tremors, lo que indicaba una inminente erupción. La huella de los hipocentros sugiere que un ducto vertical fue rellenado y sobrepresionado por fluidos volcánicos, pudiendo propagarse rápidamente hacia niveles más someros donde tuvo contacto con alguna fuente de agua externa.

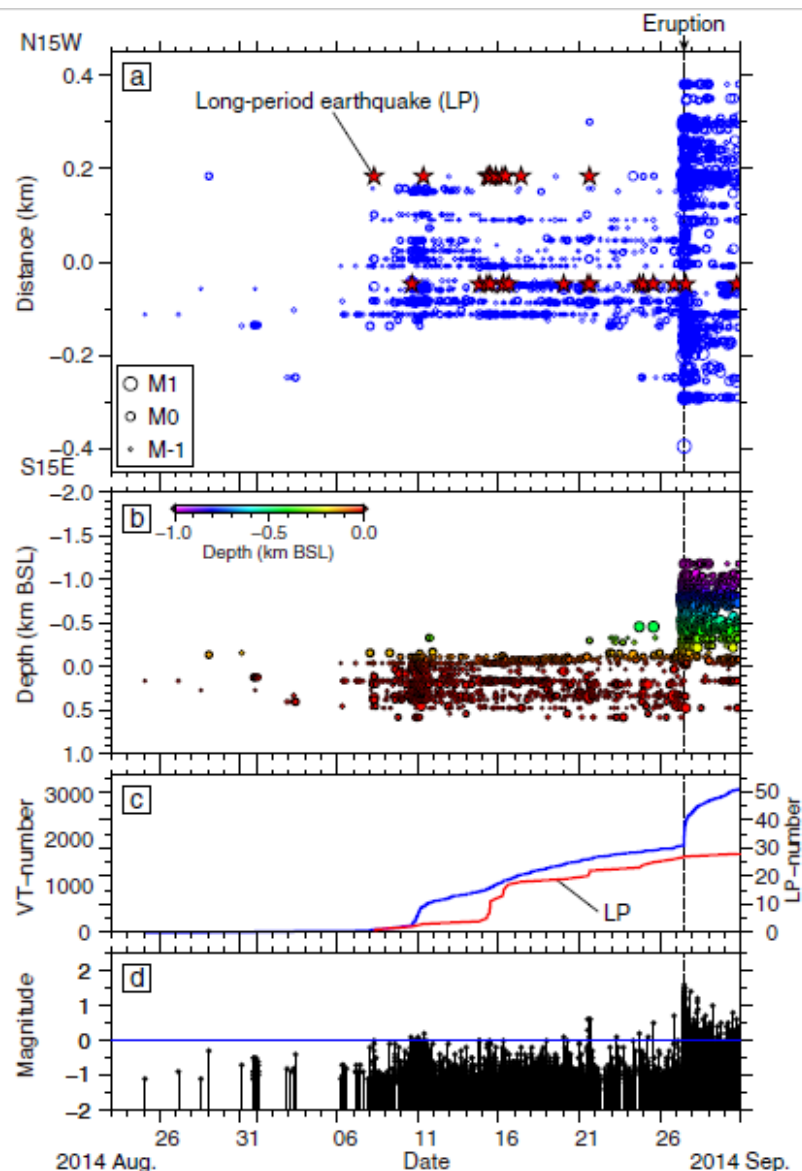


Fig. 15. Sismograma desde el 23 de agosto hasta el 30 de septiembre. (a) Diagrama de espacio-tiempo con todos los eventos detectados previo y posterior a la erupción freática del 2014, los círculos azules y las estrellas rojas representan los sismos VT y LP respectivamente. El diagrama muestra el tiempo cuando se originó el sismo y la distancia hacia el ducto construido a partir de la lineación de hipocentros. (b) Variaciones de profundidad para los sismos VT detectados. Los círculos están escalados dependiendo de la magnitud y los colores están relacionados a la profundidad, donde los valores positivos son bajo el nivel del mar. (c) Numero de sismos VT acumulados (línea azul) y sismos LP (curva roja). (d) Magnitud versus tiempo. Fuente: Kato *et al.* 2015

La erupción del volcán Pavlof el 13 de mayo del 2013 se inició después de un periodo precursor sísmico de 8 horas aproximado. Desde el año 2007 el volcán estuvo en estado de reposo, en este periodo de calma el Alaska Volcano Observatory (AVO) reportó 9 sismos el 2008, 7 el 2009, 19 el 2010, 13 el 2011 y no se reportó actividad sísmica durante el 2012. Previo a la erupción del 13 de mayo se registró un aumento sísmico a las 8 am y una intensa anomalía térmica en el cráter observada por imágenes satelitales. Luego severos peaks sísmicos tuvieron lugar entre las 9 am y 10 am. Este patrón ya había sido observado en erupciones anteriores por lo que se aumentó el índice de alerta en el lugar.

El día de la erupción, los reportes de pilotos que sobrevolaron el área además de imágenes satelitales, indicaban un flujo de lava de hasta 0,5 km en el flanco norte. Debido a estas evidencias la erupción fue fijada para el 13 de mayo, pero no existe un detalle más acabado de lo ocurrido días o semanas antes de la erupción.

Según reportes publicados en el GVP el volcán Colima entró en erupción el 6 de enero del 2013 después de una seguidilla de sismos prolongados poco más de 11 horas culminando en una erupción. Este volcán ha estado en periodos eruptivos recurrentes desde 1997 hasta 2011, precisamente hasta el 21 de Junio del 2011. Durante un año y medio el volcán estuvo en calma, disminuyo la sismicidad y cesó el continuo crecimiento del domo. La erupción explosiva del 6 de enero del 2013 fue precedida por numerosos microsismos (Fig. 16) no incluyendo sismos volcano tectónicos (VT).

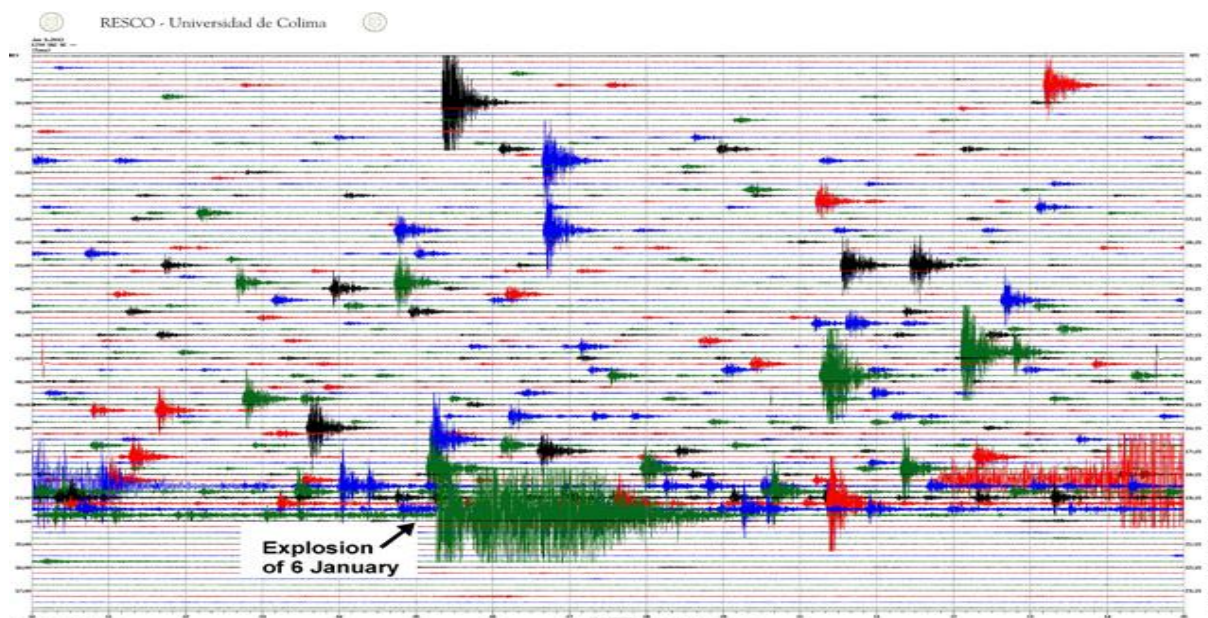


Fig. 16. Sismograma que contiene el registro de las 24 horas del día 6 de enero del 2013. Aquel instrumento está instalado a 1.9 kms del cráter del volcán Colima y registra ondas de corto periodo. Las líneas verticales están separadas cada un minuto y las horizontales muestran la hora local (izquierda) y en UTC (derecha). Notar la variedad de intensidades y amplitudes de microsismos previos a la explosión. Fuente: Colima Volcano Observatory (CVO).

La erupción del volcán San Cristóbal en Nicaragua, comenzó el 26 de diciembre después de 12 horas de sismicidad precursora según el INETER (Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales), aunque el 25 de diciembre a eso de las 20:00 ya se reportaban variadas explosiones de gas y cenizas. El INETER reportó sismicidad aumentada “severas horas” previas a la erupción, no hubo un cronograma más detallado de la sismicidad precursora. Las erupciones previas tuvieron lugar el 9 de junio del 2010 (VEI 1) y el 21 de agosto del 2011 (VEI 2). El 8 de septiembre previo a la erupción ocurrió una erupción explosiva que se detuvo el 16 del mismo mes, reportes indicaron que la sismicidad y emisiones de partículas habían cesado.

La erupción del volcán Hudson ocurrida el 26 de octubre del 2011, fue precedida por un incremento sísmico registrado el día anterior. Estos registros indicaron un sismo VT de grado 4,6 a una profundidad de 19 kms, seguido por un enjambre de sismos de menor magnitud. Al día siguiente más de 100 sismos fueron registrados a profundidades entre 15 y 25 kms, dentro de los cuales habían 12 de grado 3 y 3 de grado 4. Los sismos registrados se originaban en la zona oeste de la caldera, pero los días siguientes los hipocentros se hicieron cada vez más someros. El 26 y 27 de octubre el OVDAS con autoridades locales indicaron la presencia de 3 nuevos cráteres al SSE de la caldera. Existía presencia de plumas blancas en estos crateres y ubicado más al sur emitía cenizas que alcanzaban los 5 kms de altura, razón por la cual el inicio de la erupción fue fijado para el 26 de octubre.

La erupción ocurrida en la caldera Rabaul (precisamente en el cono Tavurvur), tuvo lugar el 23 de julio del 2010 y empezó luego de un día de sismicidad precursora. El RVO (Rabaul Volcano Observatory) precisó el final de la erupción anterior el 31 de enero del mismo año después de más de 3 años de emisiones intermitentes, por lo que solo se alcanzó un periodo de reposo de 7 meses. Entre el 1 de enero y el 8 de abril no se reportaron emisiones de ningún tipo, pero el 9 de abril se reportaron deformaciones dentro de la caldera que se mantuvieron de forma regular durante los 4 meses previos a la erupción, llegando a un levantamiento de hasta 4 cm. El día previo a la erupción del 23 de julio se reportó un incremento en la sismicidad bajo el cono Tavurvur, donde se comenzaron a registrar algunos débiles sismos híbridos, seguidos por sismos LP y continuos tremors volcánicos. Estos sismos comenzaron a detectarse a las 10:34 del 22 de julio y la erupción comenzó el 23 de julio a las 13:00.

La erupción ocurrida en el volcán Karangetang de Indonesia el 29 de noviembre del 2008 empezó después de un día de sismicidad precursora y anteriormente estuvo poco más de un año en estado de reposo (la erupción previa se extendió desde el 3 de julio del 2006 hasta octubre del 2007). Por otro lado el 12 de marzo del 2008 el Darwin Volcanic Ash Advisory Center (VAAC) reportó plumas de ceniza de baja intensidad, basados en observaciones de pilotos que sobrevolaban el área. El 28 de noviembre del 2008 el Center of Volcanology and Geological Hazard Mitigation (CVGHM) reportó la presencia de plumas blancas en dos de los cráteres que conforman el volcán, además de un incremento en la sismicidad que provocó caídas de rocas.

La erupción del 7 de agosto del 2008 en el volcán Kasatochi de Alaska fue precedida por un largo periodo de reposo y un día de sismicidad precursora. La historia eruptiva de este volcán incluye severas erupciones no confirmadas durante el 1800 y una pequeña erupción confirmada durante el 1760. Importante recalcar que ningún instrumento sísmico u otro parámetro geofísico está instalado en el volcán o sus alrededores, y la única red sísmica reside en islas vecinas como la isla Great Sitkin a 40 kms al oeste del volcán. El 2 de agosto del 2008 2 biólogos del U.S. Fish and Wildlife Service (USFWS) sintieron pequeños y continuos tremors cuando se encontraban en la isla. Durante la mañana del 6 de agosto y por un periodo de 12 horas el Alaska Volcano Observatory (AVO) reportó un rápido ascenso en la sismicidad de la isla. El 7 de agosto la

cantidad de sismos incrementó algunos alcanzando magnitudes de 5,6 richter, incluyendo variados tremors en los registros. La mañana del 7 de agosto la gente que se encontraba en terreno en el volcán reportó periodos de continuos sismos que duraban entre 5 y 10 minutos, además de caídas de rocas y olor a azufre. Finalmente entre las 14:00 y las 20:35 ocurrieron 3 explosiones de gran energía.

La erupción del volcán Llaima del 1 de enero del 2008 fue precedida por leve sismicidad un día antes. Durante mayo-agosto del año 2007 fueron reportadas variadas plumas de ceniza por el OVDAS y el Buenos Aires Volcanic Ash Advisory Center (VAAC). Las plumas alcanzaron alturas entre los 3-6,7 kms de altura sobre el cráter. La emisión de partículas cesó el 8 de agosto cuando se observó una pluma de 5,2 kms (sin presencia de cenizas) según imágenes satelitales de la época. Durante los meses posteriores varios sismos VT y LP fueron registrados por las estaciones sismológicas instaladas en el volcán (Fig. 17). En diciembre predominaron los sismos LP asociados a emisiones de gases y cenizas en pequeñas cantidades. La erupción estromboliana del 1 de enero del 2008 tuvo leve sismicidad precursora y se registró desde la mañana del 31 de diciembre, donde un leve y paulatino incremento en la amplitud de sismos LP fue registrado (Basualto *et al.* 2009).

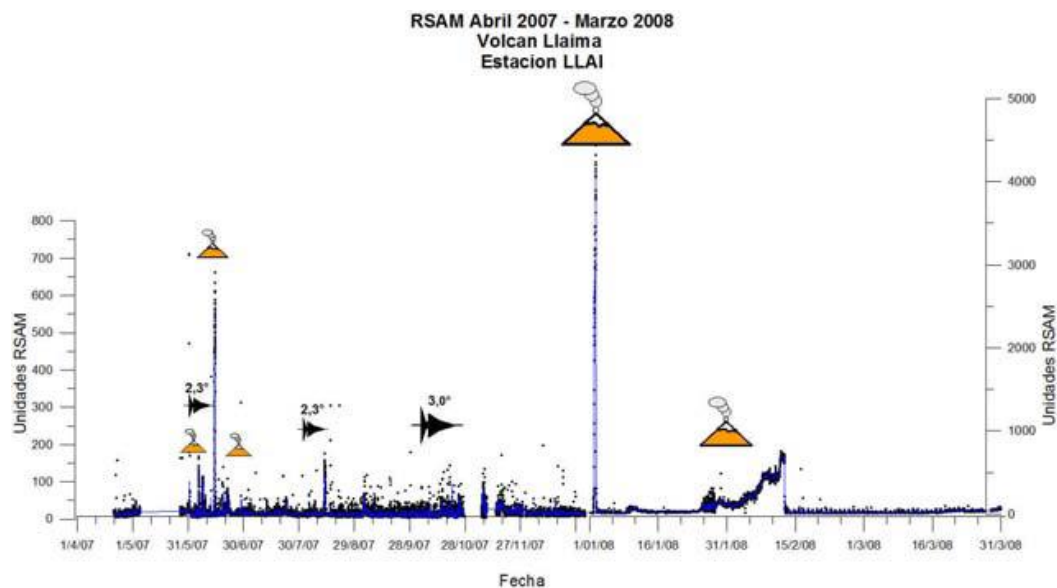


Fig. 17. Actividad sísmica registrada por la estación LLAI desde abril del 2007 hasta marzo del 2008. Todos los peaks sísmicos se correlacionan con erupciones. En negro resaltan los 3 sismos VT previos a la erupción del 1 de enero del 2008. Fuente: Basualto *et al.* 2009

Los registros de la erupción del volcán Anatahan el 27 de noviembre del 2007 indicaban que un día antes empezó un aumento en la sismicidad de ese lugar. El USGS registró en sus sismómetros una serie de tremors de alto nivel que comenzaron el 24 de febrero hasta el 17 de marzo. Posteriormente el 9 de marzo a las 16:25 se registró un aumento sísmico correspondiente a tremors y se extendieron por 40 horas. Durante mediados del 2007 y hasta inicios de febrero del 2008 el volcán ha emitido plumas ocasionales, además de inquieta sismicidad asociada a estas intermitentes emisiones. El 26 de noviembre se incrementó la amplitud de los tremors y fue la señal precursora más marcada a una serie de explosiones.

La erupción del volcán Wolf en Ecuador el 25 de mayo del 2015 ocurrió después de una hora de actividad sísmica severa según reportes del Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional (IG). La particularidad de este caso es que la estación sísmica no está en el volcán mismo, sino que en

la isla vecina Fernandina ubicada hacia el oeste del volcán. Similar es lo ocurrido en la erupción del volcán Fogo en Cabo Verde donde los reportes indicaban una actividad sísmica precursora de solo un día, estos datos provienen de testimonios de personas que se encontraban en los alrededores la noche anterior. Por su lado la erupción del volcán Okmok el 2008 ocurrió luego de más de una hora de aumento paulatino en la sismicidad pre-eruptiva, este volcán no tiene una red de monitoreo local y los registros corresponden a redes instaladas en los alrededores del volcán. Con respecto al volcán Manda Hararo no existe un registro sísmico detallado debido a la falta de una red de monitoreo local. El único registro es un sismo de magnitud 4.4, 7 horas previo a la erupción, este fue identificado por el Addis Ababa Geophysical Observatory.

La erupción del volcán Nyamuragira del 2 de enero del 2010 comenzó después de un par de horas de elevada sismicidad. Varios enjambres de sismos LP fueron registrados entre las erupciones del 2006 y 2010. Un periodo de 6 meses de muy alta sismicidad se desencadenó después de un sismo 5,9 en Bukavu (128 km al SSW) el 3 de febrero del 2008. A pesar de esto no hubo registros de sismicidad anómala los meses previos a la erupción del 2010.

Volcán	Año erupción	Tipo erupción	Tiempo de reposo previo a la erupción	VEI
Calbuco	2015	Sub-Pliniana	~ 43 años	4
Ontake	2014	Freática	~ 7 años	3
Wolf	2015	Hawaiana	~ 33 años	3
Fogo	2014	Estromboliana	~ 20 años	3
Pavlof	2013	Estromboliana	~ 6 años	3
Colima	2013	Freática	~ 15 años	2
San Cristobal	2012	Sub-Pliniana	~ 4 meses	2
Cerro Hudson	2011	Freatomagmática	~ 20 años	2
Rabaul	2010	Pliniana	~ 4 años	1
Karangetang	2008	Estromboliana	~ 2 años	2
Kasatochi	2008	Sub-Pliniana	~ 248 años	4
Llaima	2008	Estromboliana	~ 7 meses	3
Anatahan	2007	Sub-pliniana	~ 2 años	2
Nyamuragira	2010	Hawaiana	~ 3 años	1
Okmok	2008	Sub-pliniana	~ 11 años	4
Manda Hararo	2009	Hawaiana	~ 2 años	2

Tabla 4. Erupciones con periodos de sismicidad pre-eruptiva menor o igual a un día, donde se indica el tipo de erupción, periodo de reposo previo a la erupción e índice de explosividad volcánica.

Capítulo 5: Discusiones

5.1.- Análisis de la dispersión en las correlaciones desde el punto de vista de la viscosidad

Los resultados expuestos indican un comportamiento difuso de la duración sísmica pre-eruptiva, al menos cuando son correlacionadas todas las erupciones. La dispersión de datos estaría influenciada por errores de medición introducidos en el análisis, o bien por otras variables, no incluidas en este estudio, que tendrían mayor influencia en cuanto a la sismicidad pre-eruptiva. Las diversas fuentes de error son incapaces de cuantificar en un estudio de estas características, pero por su lado la viscosidad sería una explicación válida para las dispersiones obtenidas en los gráficos de las Fig. 8, 10 y 11. La composición del magma, desde el punto de vista de la viscosidad, es uno de los principales factores que controlan la velocidad de propagación de diques magmáticos a través de la corteza (Peltier *et al.* 2005; Rubin 1995; Costa *et al.* 2007). El grado de viscosidad de un magma determina si un dique tiene la capacidad de propagarse, tal que, se sobreponga a la solidificación (Rubin 1995). Magmas más viscosos tardan más tiempo en la ascensión a través de grietas y fallas, lo que se traduce en sismicidad pre-eruptiva más prolongada (Chouet y Matoza 2012; Phillipson *et al.* 2013; White y McCausland 2015; Passarelli y Brodsky 2012). Entonces al analizar la dispersión de datos basado en un modelo físico de propagación de magma, se puede explicar el alto grado de dispersión en las correlaciones obtenidas.

La cantidad de sílice presente en un magma co-varía de forma positiva con la viscosidad del mismo, donde mayores porcentajes de sílice implican mayor viscosidad (Giordano *et al.* 2008; Takeuchi 2011). Generalmente se utiliza la cantidad de sílice en un magma como medida de su viscosidad pero esto no siempre es completamente correcto, ya que no se consideran otros aspectos que tienen influencia sobre esta. La viscosidad también depende de factores como el porcentaje de fenocristales, la cantidad de volátiles disueltos o la temperatura a la que se encuentra el fluido. La variación de alguna de estas propiedades puede aumentar o disminuir la viscosidad, pudiendo incluso llegar a variar en ordenes de magnitud (Takeuchi 2011), por lo tanto que un magma tenga mayor contenido de sílice no se traduce en un mayor grado de viscosidad. Los magmas dentro de composiciones basálticas a riolíticas tienen viscosidades dentro del rango 10^1 a 10^8 Pas, y a pesar de que el porcentaje de sílice de un magma es utilizado como medida cualitativa de su viscosidad, ambas características mantienen una baja correlación positiva ($R = 0,5$) (Takeuchi 2011). Una de las razones que afecta a esta correlación son los fenocristales, por ejemplo un magma andesítico puede tener entre 0 - 50% de fenocristales, donde la viscosidad podría variar dentro del rango 10^2 - 10^7 Pas, mientras que estas viscosidades se pueden traslapar con las de un magma riolítico pobre en fenocristales, donde la viscosidad varía dentro del rango 10^5 - 10^6 Pas (Takeuchi 2011).

Para estimar la influencia de la viscosidad sobre la duración de la sismicidad pre-eruptiva, se transformaron los porcentajes de sílice de los magmas de la Tabla a.1 en viscosidades (basado en el catálogo construido por Takeuchi (2011)) para observar si las dispersiones obtenidas son compatibles con un modelo simple de propagación de diques. En la publicación de Takeuchi (2011) se utilizó una compilación de composiciones magmáticas, porcentajes de agua disuelta, temperaturas y contenido de fenocristales, para estimar la viscosidad magmática en condiciones

pre-eruptivas de 83 magmas ya eruptados. Se utilizó la base de datos de viscosidades y un modelo de propagación de diques, para estimar el tiempo que demora en ascender el magma desde un reservorio hasta la superficie. La duración de la sismicidad pre-eruptiva, evidentemente se correlaciona con el tiempo que tarda un dique en ascender desde una cámara hasta la superficie (Chouet y Matoza 2012; Passarelli y Brodsky 2012).

El tiempo que se prolonga la sismicidad previa a una erupción se considera una medida del tiempo que tarda el magma en ascender desde un reservorio hasta la superficie. La relación entre la migración de magma y la sismicidad pre-eruptiva es un proceso complejo que implica la interrelación de diversos procesos volcánicos, y probablemente mantengan una relación estocástica entre ellos. La propagación del magma produce ruptura en las rocas circundantes, lo que afecta la solubilidad de volátiles, y a su vez implica interacción termal en el medio, pudiendo causar fallas quebradizas internas (Burlini *et al.* 2007; Kilburn 2003; Benson *et al.* 2008; Passarelli y Brodsky 2012). Dada la implicancia de estos factores es esperable obtener un alto grado de dispersión en las correlaciones de las Fig. 8, 10 y 11. Ahora bien si el tiempo de sismicidad pre-eruptiva se relaciona, de alguna forma, con la migración magmática, es razonable esperar que un modelo de propagación de diques ilustre la dispersión de datos, argumento basado en variaciones razonables de la viscosidad magmática.

Un modelo de propagación de dique en 2D es detallado en la publicación de Rubin (1995), donde la propagación es impulsada por la presión interna del dique y se modela como una apertura elíptica rellena de un flujo newtoniano propagándose a través de un medio elástico que es sujeto a estreses regionales (Rubin 1995). Si los estreses de la roca caja y el desplazamiento de la misma que es producido por la migración del dique, dependen solo de la diferencia entre la presión interna y la componente compresiva del ambiente, entonces la magnitud de la velocidad de propagación del dique, bajo un gradiente de presión p_0/L y un flujo laminar, está dada por:

$$u = \left(\frac{1}{3\eta}\right) \left(\frac{p_0^3}{M^2}\right) L,$$

donde η es la viscosidad, p_0 es la presión del magma a la entrada del dique, M la rigidez elástica, L es la altura o extensión del dique y $w = \left(\frac{p_0^3}{M^2}\right) L$ es igual a la mitad del ancho del dique (Rubin 1995). El tiempo que toma en ascender el magma desde el reservorio magmático hasta la superficie, se puede estimar calculando el tiempo que demora en propagarse un dique hasta una altura L igual a la profundidad de la cámara magmática. Luego el tiempo que tarda en ascender el magma desde una cámara magmática a profundidad L está dado por:

$$t_{sismicidad\ previa} = \frac{L}{u} = 3\eta M^2 / p_0^3.$$

Para valores típicos de $p_0 = 5MPa$ y $M = 3 * 10^{10} Pa$ y un rango de viscosidades de $10^1 - 10^7$ Pas, según las viscosidades estimadas por Takeuchi (2011), se obtienen duraciones de la sismicidad pre-eruptiva dentro del rango de $10^{-1} - 10^5$ días. En este estudio la duración de la sismicidad pre-eruptiva está dentro del rango $10^{-2} - 10^3$ días, por lo que la movilidad del magma sería un factor influyente en el alto grado de dispersión obtenido en los gráficos de la sismicidad pre-eruptiva.

La velocidad de propagación de un dique relleno de magma basáltico puede llegar a 2 m/s en la componente vertical, y entre 0,2 – 0,8 m/s en la horizontal (Peltier *et al.* 2005), mientras que para magmas andesíticos la velocidad de propagación no sobrepasaría los 0,5 m/s. Las erupciones de magmas viscosos ($>10^6$ Pas) son precedidas, frecuentemente, por erupciones de magma menos

viscoso (Pallister *et al.* 1992; Takeuchi y Nakamura 2001; Takeuchi 2004). La ocurrencia de este patrón sugiere que magmas muy viscosos no reúnen las condiciones para generar una erupción sin la propagación y formación de ductos por parte de un magma de menor viscosidad (Takeuchi 2011).

A pesar de los modelos ilustrativos de un sistema volcánico, se tiene que raramente el reservorio magmático está conectado con el cráter por un ducto vertical, ya que generalmente este se encuentra desplazado de forma horizontal una distancia similar a la profundidad (White y McCausland 2015). Durante el ascenso magmático se producen cambios en la dirección de propagación, que son causados por el cambio de propiedades reológicas al atravesar de un medio a otro (Maccaferri *et al.* 2010). Las profundidades donde se encuentra la cámara magmática de los volcanes aquí estudiados, están dentro del rango 0,6 - 20 kms, lo que implica un tiempo de ascenso entre 0,2 y 70 días, para velocidades de propagación entre 0,2 y 2 m/s (Peltier *et al.* 2005). Ahora bien para una cámara de 20 kms de profundidad se puede obtener un tiempo de ascenso entre 7 y 70 días, dependiendo de la viscosidad del fluido, y asumiendo un camino vertical entre el reservorio magmático y el cráter del volcán, pero generalmente los reservorios se encuentran desplazados horizontalmente en algún grado, lo que depende de qué tan profundo esté la cámara, razón por la cual la sismicidad pre-eruptiva se podría prolongar hasta el doble de lo estimado (White y McCausland 2015). Las variaciones en la geometría del sistema de ductos bajo un volcán, tienen la capacidad de aumentar o disminuir la duración de la sismicidad pre-eruptiva, por lo que esta característica, sumado a la viscosidad, explica una de las razones de la alta dispersión del gráfico de la Fig. 11 donde se correlaciona la profundidad de la cámara con la sismicidad pre-eruptiva.

De esta manera se puede argumentar que la alta dispersión obtenida en los distintos gráficos, es consistente cuando se analiza la dependencia que tiene la sismicidad pre-eruptiva con la viscosidad y con el camino recorrido durante el ascenso magmático. La validez entre un modelo simple de ascenso magmático con el rango de duraciones de sismicidad pre-eruptiva, asumiendo un rango de viscosidades razonables, confirma que la movilidad del magma es un factor de primer orden sobre la duración que tendrá la sismicidad pre-eruptiva bajo un volcán. Por su lado el tener conocimiento acerca del camino definido por la migración de un dique desde un reservorio magmático hasta la superficie, también es importante a la hora de estimar cuánto duradera sería la sismicidad previa a una erupción.

5.2.- La erupción del volcán Calbuco

Durante abril del 2015, el volcán Calbuco entró en erupción repentinamente después de 43 años desde la última erupción. El comienzo de esta erupción fue antecedida por 3 horas de sismicidad ininterrumpida y en escala ascendente (Valderrama *et al.* 20015). Inicialmente se registró un enjambre de sismos VT (grietas, fracturas o fallas) de magnitudes <2.5, subseguidos por sismos LP (sobrepresión de fluidos en grietas) hasta culminar con el primer pulso de esta erupción.

La sismicidad generada bajo un volcán se produce, principalmente, por el fracturamiento de rocas causado por la propagación magmática hacia niveles más someros. La escasa sismicidad previa a la erupción puede ser consecuencia de ductos abiertos o no estresados tectónicamente, por el continuo paso de volátiles y/o magma a través de estos (White y McCausland 2015). Al momento de la erupción el volcán llevaba 43 años en estado de reposo, por lo que esta opción se descarta

como causa de la escasa sismicidad. Se postula la acción de algún mecanismo gatillante que reúna las características para explicar la precipitada forma en que se llevó a cabo este evento.

Un análisis preliminar permite descartar la influencia de gatillantes externos, como colapso de laderas, deshielos o enérgicos procesos de erosión, ya que nada de eso tuvo lugar previo a la erupción. Terremotos asociados a la subducción también se descarta debido a la ausencia de fuertes sismos en los 5 años previos (Castruccio *et al.* 2016). Interacción entre magma y agua externa también se descarta, debido a la baja abundancia de material fino y escasos fragmentos líticos en los depósitos de caída, ambos rasgos característicos de erupciones freatomagmáticas (Castruccio *et al.* 2016).

Los gatillantes internos promueven la ruptura en las rocas que circundan al reservorio magmático, mediante una sobrepresión ejercida desde el interior de la cámara hacia el exterior. Esta sobrepresión se puede generar por un incremento en el volumen de magma contenido en un reservorio, por exsolución de volátiles o una expansión termal del magma existente (Cañón-Tapia, 2014). La exsolución de volátiles y la fusión parcial son los únicos procesos denominados gatillantes fundamentales, es decir, que tienen la capacidad de desencadenar una erupción incluso actuando en solitario (sección 2.2). Una posible explicación para la repentina erupción del Calbuco se sustenta en el contenido de volátiles disueltos en el magma, sumado a inyecciones magmáticas en la base del reservorio, las cuales habrían tenido lugar durante los meses previos y se correlacionan con los sismos VT y LP registrados desde el año 2012 (Valderrama *et al.* 2015, White y McCausland 2015).

El grado de influencia que ejerce la exsolución de volátiles sobre la presión interna de un cuerpo magmático, depende de muchos factores, tanto del medio en que se encuentra el cuerpo, como también de propiedades intrínsecas del magma. Algunas de estas propiedades son el porcentaje de volátiles disueltos, el tipo de volátil (H₂O, CO₂, etc), el tipo de magma, la profundidad a que se encuentra el reservorio, propiedades reológicas del medio, etc (Cañón-Tapia 2014). Los análisis preliminares en anfíboles de pómez, correspondientes a la erupción del volcán Calbuco, indican contenidos de agua entre 4-5% (Castruccio *et al.* 2016), mientras que el porcentaje de vesículas en bombas del flujo piroclástico alcanza un 40% (Bertin *et al.* 2015). En la Fig. 18 se detalla el aumento de presión con respecto a la profundidad que es producido al interior de un reservorio de acuerdo a distintos porcentajes de agua en un magma basáltico, donde se puede observar que un 5% de agua no tendría influencia sobre la presión a profundidades mayores a 10 kms. En el caso del volcán Calbuco se tiene que la profundidad a la que se encuentra la cámara magmática, que alimenta las erupciones, se ubica entre 18 y 24 kms bajo la superficie (Bonali *et al.* 2012), por lo que un 5% de agua no sería suficiente como mecanismo gatillante desde un inicio, es decir, no basta con esa cantidad de agua disuelta para desencadenar la migración magmática desde el techo de la cámara (Cañón-Tapia 2014).

El enjambre de sismos que se comenzó a registrar 3 horas antes del inicio de la erupción, estaba constituido por más de 200 sismos VT y LP, con un evento de mayor energía de magnitud local 2,5 a 7,4 kms bajo la superficie. Esto indica que tres horas antes de que se iniciara la erupción, el magma estaba situado a menos de 10 kms bajo la superficie (Chouet y Matoza 2012; White y McCausland 2015). Como se observa en la Fig. 18, la exsolución de un 5% de agua en magmas ubicados a profundidades menores de 10 kms, tiene la capacidad de generar un aumento en la presión interna suficiente para iniciar el fracturamiento de las rocas circundantes, seguido de una enérgica propagación magmática a través de la corteza (Cañón-Tapia 2014).

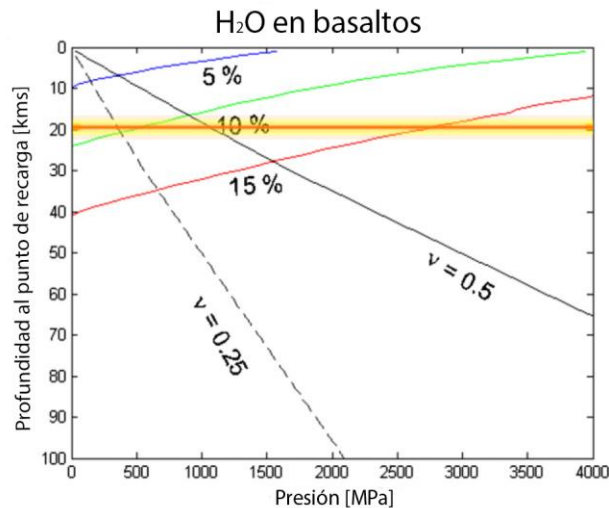


Fig. 18. Presión al interior de un reservorio magmático debido a la exsolución de gases como función de la profundidad. Basaltos con 5%, 10% y 15% de agua disuelta. La zona amarilla indica la profundidad del reservorio magmático bajo el volcán Calbuco. Modificado de Cañón-Tapia (2014).

La presurización de una cámara magmática puede ser controlada por procesos de second boiling o por el volumen de magma instruido en la cámara (Degruyter y Huber 2014). El proceso de second boiling es dominado por la tasa de enfriamiento de la cámara. Si la tasa de enfriamiento es menor a la tasa de intrusiones magmáticas, entonces la presión interna de la cámara está dominada por procesos de second boiling (Fig. 20). La sobrepresión generada por la cristalización de minerales anhidros puede ser liberada por una erupción magmática si las paredes del reservorio mantienen un comportamiento elástico y no viscoso, es decir, la tasa de relajación viscosa de las paredes tiene que ser mayor a la tasa de enfriamiento (Degruyter y Huber 2014). De esta forma la corteza que rodea al reservorio tendrá una respuesta elástica a la sobrepresión producida por second boiling, causando una erupción o migración magmática dependiendo de la profundidad. Este comportamiento se asocia a cámaras magmáticas pequeñas con escasas intrusiones magmáticas.

El contenido de agua en el magma es un factor que influyó en el rápido ascenso magmático mantenido 3 horas antes de iniciar la erupción, donde el magma se propagó, al menos, 8 kms hasta alcanzar la superficie. La propagación magmática se inició a una profundidad de 18 kms, profundidad donde se ubica el techo de la cámara magmática principal (Bonali *et al.* 2014). Inicialmente otros fueron los factores que aumentaron la presión interna del reservorio permitiendo que se iniciara la propagación, debido a que la exsolución de volátiles no es un mecanismo efectivo a esa profundidad. Una opción es la llegada de un nuevo pulso magmático caliente, el cual se situó en la base de la cámara y cambió las condiciones a las que estaba sometido el cuerpo magmático. Este nuevo pulso magmático no entró en contacto directo con el magma inicial (o ambos magmas eran de similar composición), ya que no existe evidencia de mezcla de magmas (Castruccio *et al.* 2016). La llegada de este nuevo pulso magmático no generó una mezcla de magma considerable, pero sí generó un aumento en la temperatura del magma circundante a la intrusión, lo que es evidenciado por texturas de desequilibrio y zonación inversa en cristales de plagioclasas (Castruccio *et al.* 2016).

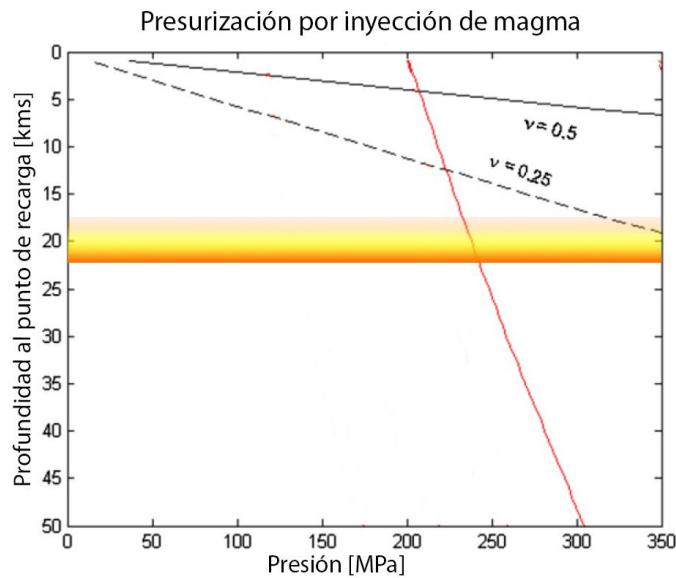


Fig. 19. Variación de la presión interna de un reservorio magmático debido a la inyección de magma correspondiente al 1% del volumen inicial. La zona amarilla delimita la profundidad a la que se encuentra el reservorio magmático bajo el volcán Calbuco. Modificado de Cañón-Tapia (2014).

La intrusión de un nuevo pulso magmático genera un incremento en la presión de forma directa al aumentar el volumen de magma contenido en el reservorio (Cañón-Tapia 2014). Por ejemplo un aumento del 1% en el volumen contenido, puede generar un aumento de presión de hasta 230 MPa a 20 kms de profundidad, consiguientemente solo se necesitaría un aumento de 120 MPa para iniciar el fracturamiento del techo de la cámara (Fig. 19). Si la llegada de este nuevo pulso magmático fuese de mayor temperatura que el inicial, entonces provocó fusión parcial sobre las rocas circundantes, induciendo un aumento de presión debido al cambio de fase de sólido a líquido (Cañón-Tapia 2014). El grado de fusión necesario para alcanzar una sobrepresión suficiente que produzca el rompimiento del techo del reservorio, y comience la propagación de magma, es variable pero usualmente un 30% basta para reservorios ubicados a profundidades <30 kms (Cañón-Tapia 2014). La llegada de este nuevo pulso magmático produce una serie de procesos en paralelo y que tienen influencia sobre la presión interna de un reservorio. Por ejemplo la intrusión de un nuevo magma puede aumentar el contenido de volátiles disueltos en el magma, esto en el caso de que este nuevo pulso sea más rico en volátiles que el inicial. Este aumento de volátiles disueltos pudo intensificar el enérgico ascenso que mantuvo el magma durante las 3 horas previas a la erupción.

Debido a la profundidad a la que se ubica el reservorio principal del volcán Calbuco (18-24 kms) es más probable que la presurización inicialmente haya estado controlada por la intrusión de nuevos pulsos magmáticos, ya que la presión inducida por second boiling se mantendría discreta a esa profundidad. Inicialmente la tasa de enfriamiento fue mayor a la tasa de intrusiones magmáticas (Degruyter y Huber 2014), lo que generó la sobrepresión necesaria para comenzar la migración magmática. La tasa de inyecciones magmáticas fue menor que la tasa de relajación viscosa de la corteza, razón para que esta tenga una respuesta elástica a la sobrepresión y comience a propagarse a través de la corteza (Fig. 20)

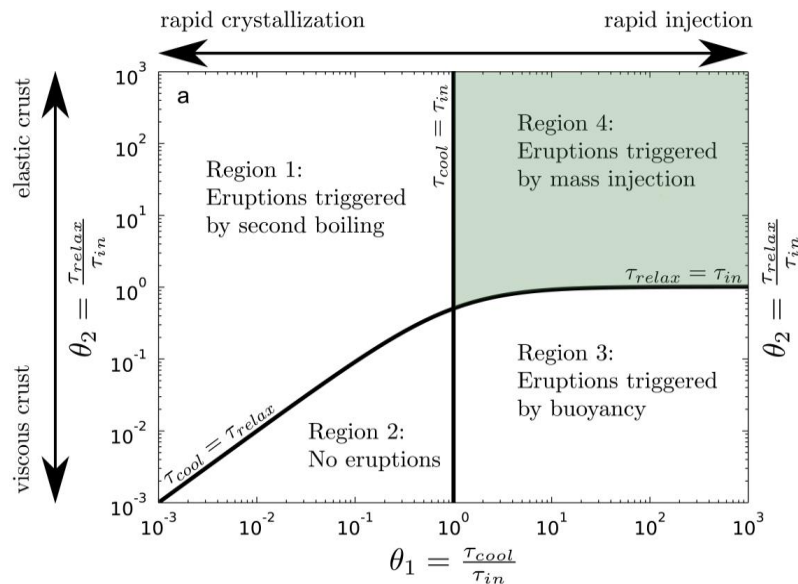


Fig. 20. Diagrama subdividido en 4 regiones dependiendo la escala de tiempo dominante. Estas regiones se asocian a diferentes mecanismos gatillantes de una erupción. La región 4 implica altas tasas de inyecciones magmáticas frente a una respuesta elástica de la corteza. Esta región se asocia con el desarrollo de la cámara magmática del volcán Calbuco. Modificado de Degruyter y Huber (2014).

Desde el año 2010 el volcán Calbuco es monitoreado por dos sismómetros instalados entre 5 y 6 kms alejado de la cima, sumado a una cámara infrarroja. El 27 de mayo del 2014 un sismo VT de magnitud local $M_L=3.0$ fue registrado a una profundidad de 16 kms bajo el volcán (SERNAGEOMIN RAV mayo 2014). En diciembre del 2014 se registraron 5 sismos (4 VT y 1 LP), en febrero del 2015 el número de sismos aumentó a 40 y durante marzo 57 sismos fueron registrados (SERNAGEOMIN RAV febrero 2015). Esta sismicidad se condice con una migración magmática iniciada en el reservorio principal, ascendiendo a niveles más someros (White y McCausland 2015).

La erupción del volcán Calbuco habría sido desencadenada inicialmente por una intrusión magmática en la base del reservorio, el cual generó las condiciones necesarias de presión para que el magma migrara hacia zonas más someras. Posteriormente el magma alcanzó una profundidad tal, que las condiciones reológicas y de presión del entorno permitieran la exsolución de volátiles, lo que impulsó el rápido ascenso que tuvo el magma durante las 3 horas previas al inicio de la erupción.

5.3.- Posibles explicaciones a erupciones con sismicidad previa menor a un día

Dentro de las erupciones incluidas en este estudio, 16 se iniciaron después de un periodo sísmico menor o igual a un día. Dentro de estas erupciones existen características comunes que serían las causas de la acotada sismicidad. Algunas de estas erupciones no contaban con un adecuado sistema de monitoreo, como fue detallado en la sección 4.3, por lo que no es necesario analizar su escasa sismicidad. Para el resto de las erupciones repentinas que ocurrieron en volcanes monitoreados adecuadamente, se postulan causas asociadas a erupciones recurrentes, cuerpos magmáticos someros o ductos relativamente abiertos que facilitaron el paso de magma.

Mientras más frecuente sean las erupciones en un volcán, más breves y de baja energía serán los enjambres sísmicos pre-eruptivos. Esto debido a que las fallas locales que se han activado en erupciones recientes, necesitan tiempo para volver a re-estresarse tectónicamente, y los acuíferos que hicieron ebullición durante el ascenso magmático no estarían confinados, pues estos necesitan tiempo para rehidratarse y re-presurizarse (White & McCausland 2016). Esta sería la causa de la escasa sismicidad pre-eruptiva registrada en los volcanes: Colima, San Cristobal, Rabaul, Karangetang y Llaima, ya que todos ellos no llevaban más de 2 años en estado de reposo.

El momento acumulado por una sismicidad discreta da cuenta del volumen de magma que es instruido en un reservorio magmático, o bien, el volumen desplazado desde una zona a otra (White y McCausland, 2016). Los episodios de enjambres sísmicos aislados que no desencadenan en una erupción, parecieran implicar una paulatina desgasificación del magma, o un ascenso magmático pausado (White y McCausland 2016). Se postula que debido a esto las erupciones ocurridas en los volcanes Anatahan, Pavlof y Ontake, no presentaron extensos periodos de sismicidad pre-eruptiva, ya que en estos volcanes se comenzó a registrar enjambres sísmicos meses antes que iniciara la erupción. Esto habría causado que en los instantes previos a la erupción, la sismicidad haya sido más reducida de lo normal, no permitiendo una oportuna alerta a la población.

En el caso particular del volcán Nyamuragira se tiene que la restringida sismicidad pre-eruptiva se debería porque los sismos tectónicos asociados a fracturas, y los tremors volcánicos asociados a desgasificación, habrían ocurrido de forma simultánea con la aparición del magma en superficie (Tedesco 2010). La poca sismicidad pre-eruptiva que se registró se debería a que el cuerpo magmático se encontraba muy somero en los instantes previos a la erupción (Fig. 21)

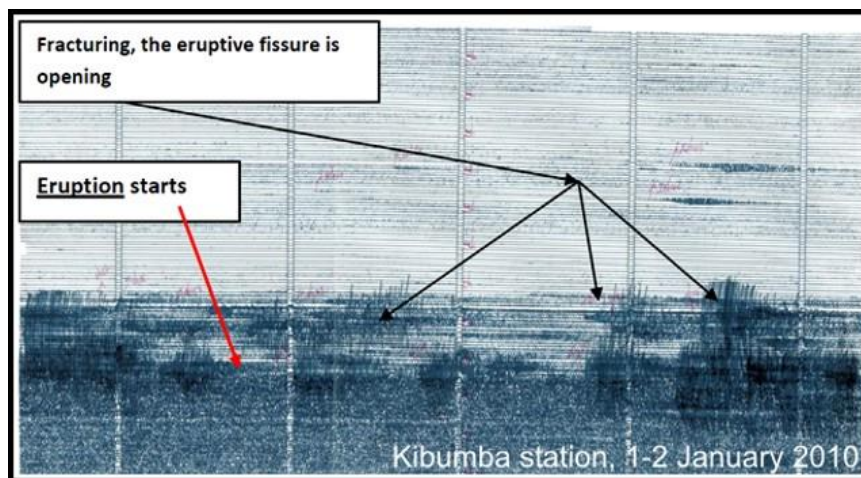


Fig. 21. Sismograma registrado en la estación Kibumba (~18 km SE) el 1 y 2 de enero del 2010. Estos registros sísmicos muestran fracturas e infieren apertura de fisuras 30-60 minutos antes de que comenzara la erupción. (Fuente: Tedesco 2010)

5.3.- Limitaciones, alcances y mejoras del método

Al llevar a cabo un estudio estadístico de estas características, es necesario cuestionar la validez del método al comparar erupciones de todo el mundo para analizar el comportamiento de la sismicidad pre-eruptiva. La extensa variedad de condiciones y particularidades que se arraigan a un centro eruptivo, son argumentos que van en contra de lo realizado en este estudio, y probablemente, son estos factores los que más influyen en los resultados aquí expuestos. Bajo

esta lógica lo más natural sería estudiar la sismicidad pre-eruptiva para un mismo volcán, o incluso, varios volcanes situados dentro de una misma zona.

El análisis de los límites de confianza al 95% (tablas 1 y 2) de los gráficos entre la sismicidad pre-eruptiva con el tiempo de reposo y el contenido de sílice del magma, indican que considerando un error de ~20 días las correlaciones serían válidas para el 95% de las erupciones incluidas. Esto implica que cuantificando las fuentes de error las correlaciones serían más precisas, pudiendo asociar la dispersión obtenida a alguna variable no contemplada, u otros factores que influyen sobre las variables estudiadas, como por ejemplo la viscosidad y su influencia en la movilidad del magma.

Como fue detallado anteriormente las señales sísmicas se pueden originar por fracturas en las rocas circundantes a cuerpos magmáticos (sismos VT), o bien, a la interacción de fluidos magmáticos y/o hidrotermales con las rocas por donde se abren camino (sismos LP, tremors). Dos erupciones dentro de un mismo volcán podrían gatillarse por causas diferentes lo que emitiría pulsos distintos para las señales sísmicas precursoras, además de hipocentros diferentes. Esta sismicidad precursora al tener distintos orígenes no tiene los mismos espectros, lo que dificulta definir cuándo se consideraría una señal precursora de una erupción o no. Los reportes enviados por los centros de monitoreo al sitio del Smithsonian generalmente contienen escasos detalles de los tipos de sismos registrados ni menos de los espectros registrados, lo que dificulta la cuantificación real del periodo sísmico precursor en la mayoría de los casos estudiados, por lo que sería un punto en contra para la metodología desarrollada aquí. Otra limitante para alcanzar interpretaciones más detalladas es la falta de un acabado modelo del sistema de diques que incluye un sistema volcánico. La geometría de los diques alimentadores no fue incluida debido a la escasa información disponible en línea, lo cual no calificaba para un estudio de este tipo, pues era necesario que la información estuviera disponible para la mayor cantidad de volcanes y/o erupciones.

Estudios de este tipo abren la puerta a aquellos más específicos, teniendo en cuenta estos antecedentes se pueden proponer nuevas metodologías. Se logra tomar conciencia de la importancia de la configuración de un sistema volcánico sobre la duración de su sismicidad pre-eruptiva y como se origina. Algunas ideas para lograr avanzar en el entendimiento de la sismicidad pre-eruptiva son, por ejemplo, el centrarse en solo un volcán o una región volcánica y que compartan una tectónica similar, una gradación geoquímicas capaz de ser cuantificada, tasas de recarga similares, tipos de erupción, etc.

Con la información referente a la geometría interna de un sistema volcánico y sus tasas de recarga se podría delimitar de mejor manera lo que realmente sería una erupción magmática en aquel volcán, y no un sería tan solo un acuerdo arbitrario como es considerado en este trabajo, pues ciertos procesos podrían considerarse como relajaciones del sistema con emisión de material y esto no sería correcto compararlo con una erupción propiamente tal. Para apoyar esto último es indispensable considerar el volumen del material eruptado para crear cierta barrera de lo considerado una erupción o no. Sería de primera necesidad incluir la geometría de los ductos alimentadores, tasas de recarga magmática y volúmenes eruptados para lograr una base más sólida donde las interpretaciones sean más precisas.

Capítulo 6: Conclusiones

Las diferentes fuentes de información incluidas en esta tesis conllevan una serie de errores asociados a calibraciones, interpretaciones, metodologías, etc. La real cuantificación de estos errores es complejo de cuantificar en un estudio con una base de datos heterogénea como la construida en este trabajo. La interacción que ocurre entre los distintos procesos bajo un sistema volcánico, probablemente, mantienen un comportamiento estocástico entre todos ellos. Trabajos futuros necesitarían, por ejemplo, incluir la no linealidad de características físicas y químicas de un magma durante su ascenso a través de la corteza. Esto es necesario tomar en cuenta antes de aceptar o descartar cualquier interpretación a partir de los datos aquí expuestos.

El corto periodo sísmico que antecedió a la erupción del volcán Calbuco indica la acción de algún mecanismo gatillante, capaz de desestabilizar al cuerpo magmático, subseguido de un enérgico y rápido ascenso a través de la corteza. Debido al porcentaje de agua disuelto en el magma (4-5%) se postula una sobresaturación de volátiles como gatillante principal de la repentina y explosiva erupción. El cuerpo magmático se ubicaba a ~8 kms de profundidad 3 horas antes de alcanzar la superficie, consecuentemente la exsolución de un 5% de agua es suficiente para aumentar la presión interna del reservorio hasta iniciar el rompimiento de las rocas del techo, permitiendo al magma ascender hacia niveles más someros.

La cámara magmática del volcán Calbuco se ubica a ~18 kms de profundidad y la cantidad de volátiles disueltos no es suficiente para gatillar una erupción, al menos actuando en solitario (Cañón-Tapia 2014). Se postula que la intrusión de un nuevo pulso magmático fue la razón para que se iniciara la propagación magmática inicialmente. Este pulso magmático calentó la base de la cámara, evidenciado por texturas de desequilibrio y zonación inversa en plagioclasas, generando una convección dentro de la cámara. Este nuevo pulso incrementó el volumen de magma contenido y la temperatura en las cercanías de la intrusión, ambos factores capaces de aumentar la presión interna si las rocas circundantes mantienen una respuesta elástica a estas variaciones (Degruyter y Huber 2014). El aumento de presión y temperatura, debido a la llegada de un nuevo pulso magmático, permitió el inicio de la propagación magmática hacia niveles más someros. Adicionalmente los altos contenidos de volátiles, que permitieron el rápido ascenso previo a la erupción, fueron favorecidos por: (1) la adición de volátiles desde el nuevo pulso magmático; y (2) cristalización de minerales anhidros (second boiling).

La alta dispersión de datos da cuenta de la dificultad de estimar la duración de la sismicidad pre-eruptiva, al relacionarla con otras variables. Debido a los numerosos procesos que ocurren en simultáneo antes de una erupción volcánica, y la compleja relación que mantienen, es que el grado de dispersión de los gráficos aquí expuestos no sea sorprendente. La viscosidad del magma es uno de los factores que potencian la dispersión de datos, y se evidencia al comparar la variabilidad del periodo sísmico pre-eruptivo con las distintas viscosidades que es posible encontrar dependiendo del tipo de magma (Takeuchi 2011). La viscosidad de un magma no es absoluta, sino que varía con la profundidad, por lo que la movilidad magmática no tendría las mismas características a lo largo del recorrido hacia la superficie.

La sismicidad pre-eruptiva es la mejor herramienta, hoy en día, para prever posibles erupciones. Debido a que la sismicidad se hace presente antes de una erupción en todo tipo de volcanes, de todas composiciones y cualquier grado de explosividad, principalmente en erupciones de $VEI \geq 4$. Las erupciones con sismicidad pre-eruptiva acotada a un día se justifican por:

- Canales de ascenso despejados: Un volcán al producir erupciones recurrentes, los ductos que conectan reservorios con la superficie no están estresados tectónicamente, lo que disminuye las señales sísmicas durante el ascenso. Además los acuíferos que entraron en contacto con magmas de erupciones anteriores, les faltaría rehidratarse y re-presurizarse, causando la ausencia de señales sísmicas asociadas a estos procesos.
- Sísmicidad pre-eruptiva no tomada en cuenta: Para estos casos la sísmicidad reportada en el GVP (global volcanic program) indicaba que la sísmicidad pre-eruptiva se presentó solo horas previas a la erupción, pero también existían registros de enjambres sísmicos ocurridos meses y años antes, probablemente asociados a un ascenso magmático pausado.

Los datos expuestos en el trabajo de Passarelli y Brodsky (2012) indican una correlación con 40% de varianza entre el tiempo de sísmicidad pre-eruptiva y el tiempo de reposo, resultados que no se vieron reflejados en este estudio, ni mucho menos potenciados al unir aquellos datos con la base de datos construida en este trabajo. Estos resultados se condicen con el aumento de heterogeneidad en la base de datos.

Finalmente es complejo encontrar tendencias al integrar datos de un área tan grande como lo es un planeta entero, es necesario perder cierto grado de generalidad para interpretar de forma más concreta la variabilidad sísmica en cada uno de los volcanes. Si bien el porcentaje de sílice de una erupción en Islandia nos entrega ciertas características intrínsecas del magma, no es posible comparar con un magma de igual composición en la zona volcánica sur (ZVS) debido a diferentes comportamientos que tendrá cada uno acorde a su génesis, entorno y evolución en el medio.

Capítulo 7: Bibliografía

- Amigo, A.; Lara, L.E.; Smith, V. 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology*, 40(2), 227-248. 15. 1. S.A.
- Aramaki, S., Onuma, N., & Portillo, F. (1984). Petrography and major element chemistry of the volcanic rocks of the Andes, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18(5), 217-232.
- Arevalo, R., & McDonough, W. F. (2008). Tungsten geochemistry and implications for understanding the Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3), 656-665.
- Bacon, C. R., Vazquez, J. A., & Wooden, J. L. (2012). Peninsular terrane basement ages recorded by Paleozoic and Paleoproterozoic zircon in gabbro xenoliths and andesite from Redoubt volcano, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 124(1-2), 24-34.
- Bailey, E. A., Smith, D. B., Abston, C. C., Granitto, M., & Burleigh, K. A. (1999). National Geochemical Database, US Geological Survey RASS (Rock Analysis Storage System) geochemical data for Alaska (No. 99-433). US Geological Survey, US Dept. of the Interior.
- Barberi, F., Civetta, L., & Varet, J. (1980). Sr isotopic composition of Afar volcanics and its implication for mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 247-259.
- Barrat, J. A., Joron, J. L., Taylor, R. N., Fourcade, S., Nesbitt, R. W., & Jahn, B. M. (2003). Geochemistry of basalts from Manda Hararo, Ethiopia: LREE-depleted basalts in Central Afar. *Lithos*, 69(1), 1-13.
- Basualto, D., Moreno, H., Peña, P., Muñoz, J., Delgado, C., Gallegos, C., ... & Varas, P. (2009). Actividad sísmica del actual ciclo eruptivo del volcán Llaima, periodo enero 2005-febrero 2008. Santiago, 22, S7_006.
- Becerril, L., Galindo, I., Gudmundsson, A., & Morales, J. M. (2013). Depth of origin of magma in eruptions. Scientific reports, 3.
- Benson, P. M., Vinciguerra, S., Meredith, P. G., & Young, R. P. (2008). Laboratory simulation of volcano seismicity. *Science*, 322(5899), 249-252.
- Bindeman, I. N., Ponomareva, V. V., Bailey, J. C., & Valley, J. W. (2004). Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- δ 18 O magma sources and large-scale 18 O/16 O depletion of the upper crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4), 841-865.
- Bolge, L. L., Carr, M. J., Milidakis, K. I., Lindsay, F. N., & Feigenson, M. D. (2009). Correlating geochemistry, tectonics, and volcanic volume along the Central American volcanic front. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(12).
- Bonali, F. L., Tibaldi, A., Corazzato, C., Tormey, D. R., & Lara, L. E. (2013). Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: the Chile case. *Tectonophysics*, 583, 54-67.
- Burlini, L., Vinciguerra, S., Di Toro, G., De Natale, G., Meredith, P., & Burg, J. P. (2007). Seismicity preceding volcanic eruptions: New experimental insights. *Geology*, 35(2), 183-186.
- Cañón-Tapia, E. (2014). Volcanic eruption triggers: A hierarchical classification. *Earth-Science Reviews*, 129, 100-119.
- Carn, J.S. Pallister, L.E. Lara, J.W. Ewert, S. Watt, A.J. Prata, R. Thomas. 2008. The awakening of Chaitén volcano, Chile. EOS Transactions.
- Carn, S. A., & Pyle, D. M. (2001). Petrology and Geochemistry of the Lamongan Volcanic Field, East Java, Indonesia: Primitive Sunda Arc Magmas in an Extensional Tectonic Setting?. *Journal of Petrology*, 42(9), 1643-1683.
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J. L., & Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78(9), 62.
- Cole, J. W., Gamble, J. A., Burt, R. M., Carroll, L. D., & Shelley, D. (2001). Mixing and mingling in the evolution of andesite-dacite magmas; evidence from co-magmatic plutonic enclaves, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Lithos*, 59(1), 25-46.
- Costantini, L., Pioli, L., Bonadonna, C., Clavero, J., & Longchamp, C. (2011). A late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica volcano, Southern Andes: the Chaimilla deposit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(3), 143-158.
- Correa, A., Cepeda, H., Pulgarín, B., & Ancochea Soto, E. (2000). El Volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. *Geogaceta*, (27), 51-54.
- Costa, A., Melnik, O. & Sparks, R.J.S., 2007. Controls of conduit geometry and wallrock elasticity on lava dome eruptions, Earth planet. Sci. Lett., 260, 137-151, doi:10.1016/j.epsl.2007.05.024.

- Day, J. M., Pearson, D. G., Macpherson, C. G., Lowry, D., & Carracedo, J. C. (2010). Evidence for distinct proportions of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canary Islands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(22), 6565-6589.
- De Hoog, J. C. M., Taylor, B. E., & Van Bergen, M. J. (2001). Sulfur isotope systematics of basaltic lavas from Indonesia: implications for the sulfur cycle in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3), 237-252.
- De la Cruz-Reyna, S., Yokoyama, I., Martinez-Bringas, A. & Ramos, E., 2008. Precursory seismicity of the 1994 eruption of Popocatepetl Volcano, central Mexico, *Bull. Volcanol.*, 70, 753–767.
- De Maisonneuve, C. B., Dungan, M. A., Bachmann, O., & Burgisser, A. (2012). Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211, 76-91.
- Degruyter, W., & Huber, C. (2014). A model for eruption frequency of upper crustal silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 117-130.
- Delgado, F.; Pritchard, M.E.; Ebmeier, S.; Biggs, J.; Arnold, D.; González, P.; Poland, M.; Zoffoli, S.; Córdova, L.; Lara, L.E. 2015. The CEOS pilot project, satellite volcano monitoring in Latin America and new InSAR ground deformation results at Llaima, Villarica and Calbuco volcanoes. Congreso Geológico Chileno, No. XIV, La Serena.
- DuFrane, S. A., Asmerom, Y., Mukasa, S. B., Morris, J. D., & Dreyer, B. M. (2006). Subduction and melting processes inferred from U-series, Sr–Nd–Pb isotope, and trace element data, Bicol and Bataan arcs, Philippines. *Geochimica et cosmochimica acta*, 70(13), 3401-3420.
- Duggen, S., Portnyagin, M., Baker, J., Ulfbeck, D., Hoernle, K., Garbe-Schönberg, D., & Grassineau, N. (2007). Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 452-480.
- Elburg, M. A., van Bergen, M., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I., & Nasution, A. (2002). Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15), 2771-2789.
- Gass, I. G., Mallick, D. I., & Cox, K. G. (1973). Volcanic islands of the Red Sea. *Journal of the Geological Society*, 129(3), 275-309.
- Geist, D. J., Naumann, T. R., Standish, J. J., Kurz, M. D., Harpp, K. S., White, W. M., & Fornari, D. J. (2005). Wolf Volcano, Galápagos Archipelago: Melting and magmatic evolution at the margins of a mantle plume. *Journal of Petrology*, 46(11), 2197-2224.
- George, R., Turner, S., Hawkesworth, C., Morris, J., Nye, C., Ryan, J., & Zheng, S. H. (2003). Melting processes and fluid and sediment transport rates along the Alaska-Aleutian arc from an integrated U-Th-Ra-Be isotope study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5).
- Gerbe, M. C., & Thouret, J. C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6), 541-561.
- Gill, J. B., & Williams, R. W. (1990). Th isotope and U-series studies of subduction-related volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(5), 1427-1442.
- Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1), 123-134.
- Hall, M., Ramon, P., Mothes, P., LePennec, J. L., Garcia, A., Samaniego, P., & Yepes, H. (2004). Volcanic eruptions with little warning: the case of Volcán Reventador's Surprise November 3, 2002 Eruption, Ecuador. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 349-358.
- Handley, H. K., Turner, S., Macpherson, C. G., Gertisser, R., & Davidson, J. P. (2011). Hf–Nd isotope and trace element constraints on subduction inputs at island arcs: limitations of Hf anomalies as sediment input indicators. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(1), 212-223.
- Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M. J., Parada, M. A., López-Escobar, L., & Frey, F. A. (1995). Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 331-344.
- Hildner, E., Klügel, A., & Hansteen, T. H. (2012). Barometry of lavas from the 1951 eruption of Fogo, Cape Verde Islands: Implications for historic and prehistoric magma plumbing systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217, 73-90.
- Hobden, B. J., Houghton, B. F., Davidson, J. P., & Weaver, S. D. (1999). Small and short-lived magma batches at composite volcanoes: time windows at Tongariro volcano, New Zealand. *Journal of the Geological Society*, 156(5), 865-868.
- Hoogewerff, J. A., Van Bergen, M. J., Vroon, P. Z., Hertogen, J., Wordel, R., Sneyers, A., & Mouchel, D. (1997). U-series, Sr □ Nd □ Pb isotope and trace-element systematics across an active island arc-continent collision zone:

- Implications for element transfer at the slab-wedge interface. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(5), 1057-1072.
- Horwell, C. J., Braña, L. P., Sparks, R. S. J., Murphy, M. D., & Hards, V. L. (2001). A geochemical investigation of fragmentation and physical fractionation in pyroclastic flows from the Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109(4), 247-262.
- Jónasson, K. (2007). Silicic volcanism in Iceland: composition and distribution within the active volcanic zones. *Journal of Geodynamics*, 43(1), 101-117.
- Kaneko, T. (1995). A kinematic subduction model for the genesis of back-arc low-K volcanoes at a two-overlapping subduction zone, central Japan: another volcanic front originated from the Philippine Sea plate subduction. *Journal of volcanology and geothermal research*, 66(1), 9-26.
- Kato, A., Terakawa, T., Yamanaka, Y., Maeda, Y., Horikawa, S., Matsuhira, K., & Okuda, T. (2015). Preparatory and precursory processes leading up to the 2014 phreatic eruption of Mount Ontake, Japan. *Earth, Planets and Space*, 67(1), 1.
- Kilburn, C. (2013). Rock fracture as a precursor to volcanic eruptions. en *Universitätsdrucke Göttingen*, 26, 53.
- Kilburn, C. R. (2003). Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(3), 271-289.
- Kita, I., Yamamoto, M., Asakawa, Y., Nakagawa, M., Taguchi, S., & Hasegawa, H. (2001). Contemporaneous ascent of within-plate type and island-arc type magmas in the Beppu–Shimabara graben system, Kyushu island, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 111(1), 99-109.
- Klaudius, J., & Keller, J. (2006). Peralkaline silicate lavas at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Lithos*, 91(1), 173-190.
- Kratzmann, D. J., Carey, S., Scasso, R. A., & Naranjo, J. A. (2010). Role of cryptic amphibole crystallization in magma differentiation at Hudson volcano, Southern Volcanic Zone, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2), 237-264.
- Lavallée, Y., de Silva, S. L., Salas, G., & Byrnes, J. M. (2009). Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3), 253-264.
- LaVallée, Y., Meredith, P.G., Digwell, D.B., Hess, K.-U., Wassermann, J., Cordonnier, B., Gerik, A. & Kruhl, J.H., 2008. Seismogenic lavas and explosive eruption forecasting, *Nature*, 453, 507–510, doi:10.1038/nature06980.
- Maccaferri, F., Bonafede, M., & Rivalta, E. (2010). A numerical model of dyke propagation in layered elastic media. *Geophysical Journal International*, 180(3), 1107-1123.
- Macpherson, C. G., Hilton, D. R., Day, J. M., Lowry, D., & Grönvold, K. (2005). High- $^3\text{He}/^4\text{He}$, depleted mantle and low- $\delta^{18}\text{O}$, recycled oceanic lithosphere in the source of central Iceland magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3), 411-427.
- Maeno, F., & Taniguchi, H. (2006). Silicic lava dome growth in the 1934–1935 Showa Iwo-jima eruption, Kikai caldera, south of Kyushu, Japan. *Bulletin of volcanology*, 68(7-8), 673-688.
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2), 162-182.
- Mangan, M., Miller, T., Waythomas, C., Trusdell, F., Calvert, A., & Layer, P. (2009). Diverse lavas from closely spaced volcanoes drawing from a common parent: Emmons Lake Volcanic Center, Eastern Aleutian Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3), 363-372.
- Masashi Tsukui, Yu Yamazaki, Tomoyuki Matsui, Hiroko Koyamada, Yo Uesugi, Hiroki Hayashi, & Kasahara Keiji (2007) Izu northern end of the volcanic rocks and the crust structure - Yamakita the Southern depth observation wells of Hakone volcano, earlier Hakone from volcanic rocks -. geological survey research report, 57 (7-8), 197-215.
- Matsumoto, A., & Kobayashi, T. (1999). K-Ar ages of the Older Ontake Volcanic products, Ontake Volcano, central Japan: Reappraisal of the volcanic history based on the radiometric data. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 44, 1-12.
- Melson, W. G., Allan, J. F., Jerez, D. R., Nelen, J., Calvache, M. L., Williams, S. N., ... & Perfit, M. (1990). Water contents, temperatures and diversity of the magmas of the catastrophic eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, November 13, 1985. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1), 97-126.
- Muñoz, J., & Stern, C. R. (1988). The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38 S and 39 S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 147-161.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., & Reyes, A. G. (1992). A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo Volcano?. *Nature*, 356(6368), 426.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Meeker, G. P., Knight, R. J., & Siems, D. F. (1996). Magma mixing at Mount Pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 687-731.

- Passarelli, L.; Brodsky, E.E. 2012. The correlation between run-up and repose times of volcanic eruption. *Geophys. J. Int* 188, 1025-1045.
- Pearce, J. A., Kempton, P. D., & Gill, J. B. (2007). Hf–Nd evidence for the origin and distribution of mantle domains in the SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1), 98-114.
- Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., & Bachèlery, P. (2005). Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island. *Geophysical Research Letters*, 32(22).
- Phillipson, G., Sobradelo, R., & Gottsmann, J. (2013). Global volcanic unrest in the 21st century: An analysis of the first decade. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 264, 183-196.
- Portnyagin, M., Hoernle, K., Plechov, P., Mironov, N., & Khubunaya, S. (2007). Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(1), 53-69.
- Price, R. C., Turner, S., Cook, C., Hobden, B., Smith, I. E., Gamble, J. A., ... & Möbis, A. (2010). Crustal and mantle influences and U–Th–Ra disequilibrium in andesitic lavas of Ngauruhoe volcano, New Zealand. *Chemical Geology*, 277(3), 355-373.
- Reubi, O., Nicholls, I. A., & Kamenetsky, V. S. (2003). Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1), 255-274.
- Reynolds, R. W., & Geist, D. J. (1995). Petrology of lavas from sierra negra volcano, isabela island, galápagos archipelago. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24537-24553.
- Ripepe, M. (1996). Evidence for gas influence on volcanic seismic signals recorded at Stromboli. *Journal of volcanology and geothermal research*, 70(3), 221-233.
- Robin, C., Eissen, J. P., & Monzier, M. (1995). Mafic pyroclastic flows at Santa Maria (Gaua) Volcano, Vanuatu: The caldera formation problem in mainly mafic island arc volcanoes. *Terra Nova*, 7(4), 436-443.
- Rogers, N. W. (1993). The isotope and trace element geochemistry of basalts from the volcanic islands of the southern Red Sea. Geological Society, London, Special Publications, 76(1), 455-467.
- Rubin, A. M. (1995). Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1), 287-336.
- Saal, A. E., Kurz, M. D., Hart, S. R., Blusztajn, J. S., Blichert-Toft, J., Liang, Y., & Geist, D. J. (2007). The role of lithospheric gabbros on the composition of Galapagos lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(3), 391-406.
- Salaün, A., Villemant, B., Semet, M. P., & Staudacher, T. (2010). Cannibalism of olivine-rich cumulate xenoliths during the 1998 eruption of Piton de la Fournaise (La Réunion hotspot): implications for the generation of magma diversity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1), 187-204.
- Samaniego, P., Le Pennec, J. L., Robin, C., & Hidalgo, S. (2011). Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199(1), 69-84.
- Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E., & Shipman, J. S. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1), 83-99.
- Silva Parejas, C., Lara, L. E., Bertin, D., Amigo, A., & Orozco, G. (2012, April). The 2011-2012 eruption of Cordón Caulle volcano (Southern Andes): Evolution, crisis management and current hazards. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 14, p. 9382).
- Singer, B. S., Jicha, B. R., Harper, M. A., Naranjo, J. A., Lara, L. E., & Moreno-Roa, H. (2008). Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 599-618.
- Steinthorsson, S., Hardarson, B. S., Ellam, R. M., & Larsen, G. (2000). Petrochemistry of the Gjalp-1996 subglacial eruption, Vatnajökull, SE Iceland. *Journal of volcanology and geothermal research*, 98(1), 79-90.
- Stolz, A. J., Varne, R., Davies, G. R., Wheller, G. E., & Foden, J. D. (1990). Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(5), 585-601.

- Sun, C. H., & Stern, R. J. (2001). Genesis of Mariana shoshonites: Contribution of the subduction component. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B1), 589-608.
- Takeuchi, S. (2004). Precursory dike propagation control of viscous magma eruptions. *Geology*, 32(11), 1001-1004.
- Takeuchi, S. (2011). Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B10).
- Takeuchi, S., & Nakamura, M. (2001). Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bulletin of Volcanology*, 63(6), 365-376.
- Thelen, W., West, M., & Senyukov, S. (2010). Seismic characterization of the fall 2007 eruptive sequence at Bezymianny Volcano, Russia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194(4), 201-213.
- Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P., Varne, R., Elburg, M., & Jenner, G. (2003). Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia. *Journal of Petrology*, 44(3), 491-515.
- Turner, S., Sims, K. W., Reagan, M., & Cook, C. (2007). A 210 Pb–226 Ra–230 Th–238 U study of Klyuchevskoy and Bezymianny volcanoes, Kamchatka. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(19), 4771-4785.
- Van Eaton, A. (2015, December). Nature and Intensity of the 22-23 April 2015 Eruptions of Volcán Calbuco, Chile, from Satellite, Lightning, and Field Observations. In *2015 AGU Fall Meeting*. Agu.
- Verma, S. P., & Luhr, J. F. (2010). Sr, Nd, and Pb isotopic evidence for the origin and evolution of the Cántaro–Colima volcanic chain, Western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1), 33-51.
- Whitford, D. J. (1975). Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Saunda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(9), 1287-1302.
- White, R., & McCausland, W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 139-155.
- Witter, J. B., Kress, V. C., & Newhall, C. G. (2005). Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994–present eruption. *Journal of Petrology*, 46(11), 2337-2366.
- Woods, A. W., & Pyle, D. M. (1997). The control of chamber geometry on triggering volcanic eruptions. *Earth and planetary science letters*, 151(3), 155-166.

Capítulo 8: Anexos

8.1. Histogramas del coeficiente de correlación

La Fig. 22 muestra el histograma del análisis de Bootstrap entre el tiempo de sismicidad precursora versus el tiempo de reposo que alcanzó el volcán. Se observa una tendencia hacia un coeficiente de Pearson positivo pero no sobrepasando los 0,3.

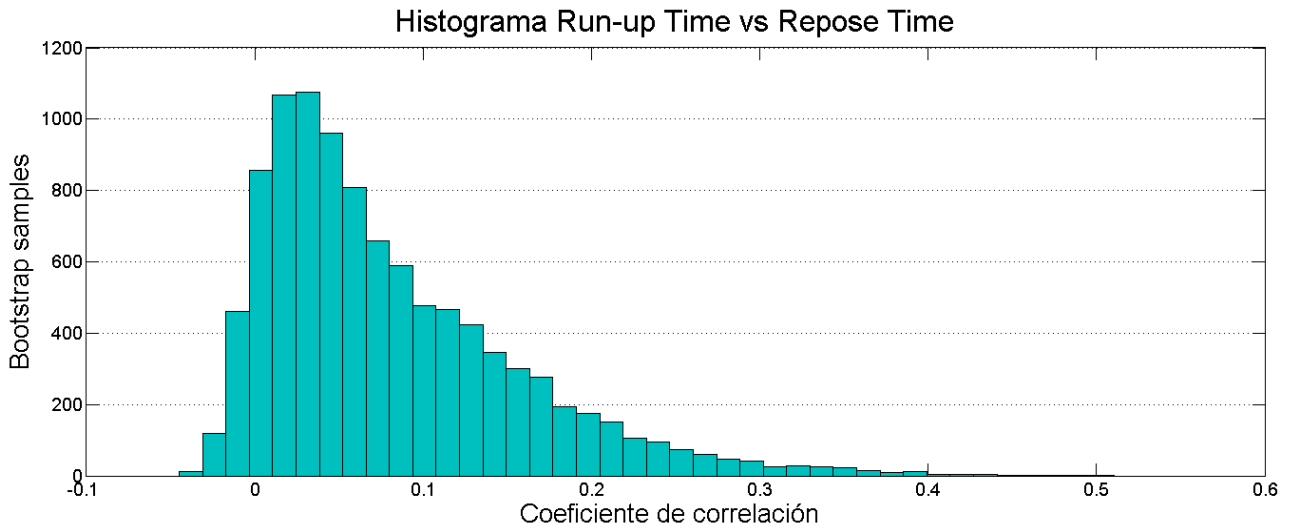


Fig. 22. Histograma del coeficiente de correlación de Pearson entre los tiempos de sismicidad precursora y de reposo. Se puede observar la tendencia hacia una correlación positiva con la mayoría de los casos rondando el 0. Los subgrupos con mayor correlación no sobrepasarían los 0,3.

El análisis de Bootstrap de la Fig. 23 indica que existen subgrupos de datos que podrían tener un coeficiente de Pearson igual a 0,3. Como ejemplo de este incremento está el subgrupo de los estratovolcanes, para los cuales se obtuvo un coeficiente de Pearson de 0,24.

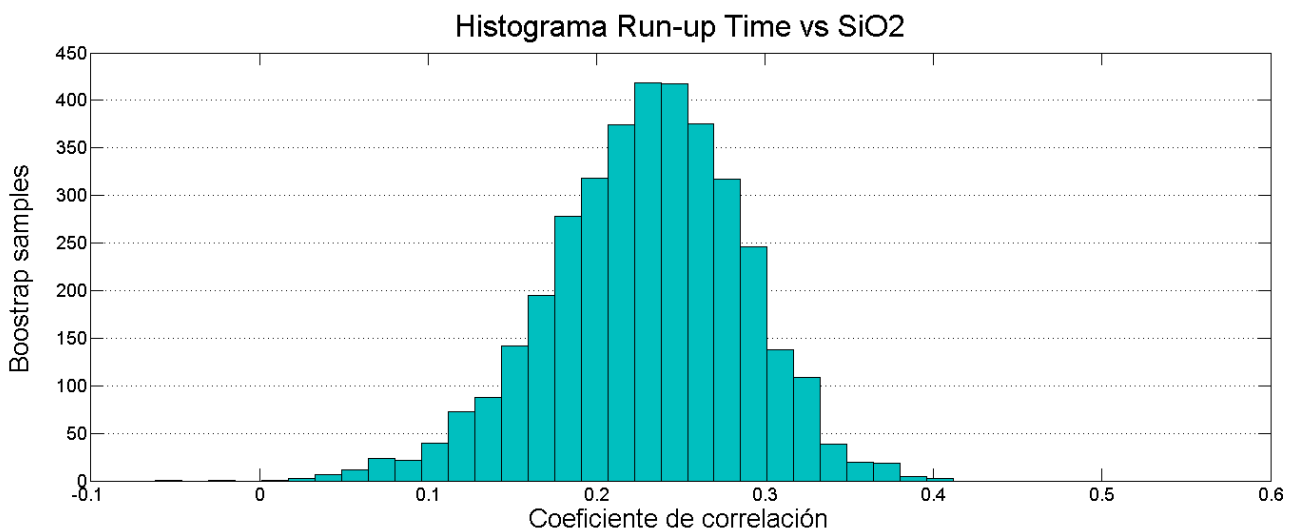


Fig. 23. Histograma del coeficiente de correlación de Pearson entre el porcentaje de sílice y la duración sísmica precursora. Cualquier subgrupo tendería a un coeficiente en torno a los 0,25.

8.2. Gráficos complementarios

En la Fig. 24 se observa que la zona de cortos periodos de sismicidad previa y de reposo, es más probable encontrar erupciones con un bajo contenido de sílice (< 55%). Contrariamente para la zona de altos tiempos es menos probable encontrar erupciones de bajo sílice, y más bien, se encuentran porcentajes altos a moderados (55-65%). Para la zona media existe una distribución más difusa y hay varias composiciones para una misma zona, por lo que cualquier interpretación sería muy inexacta.

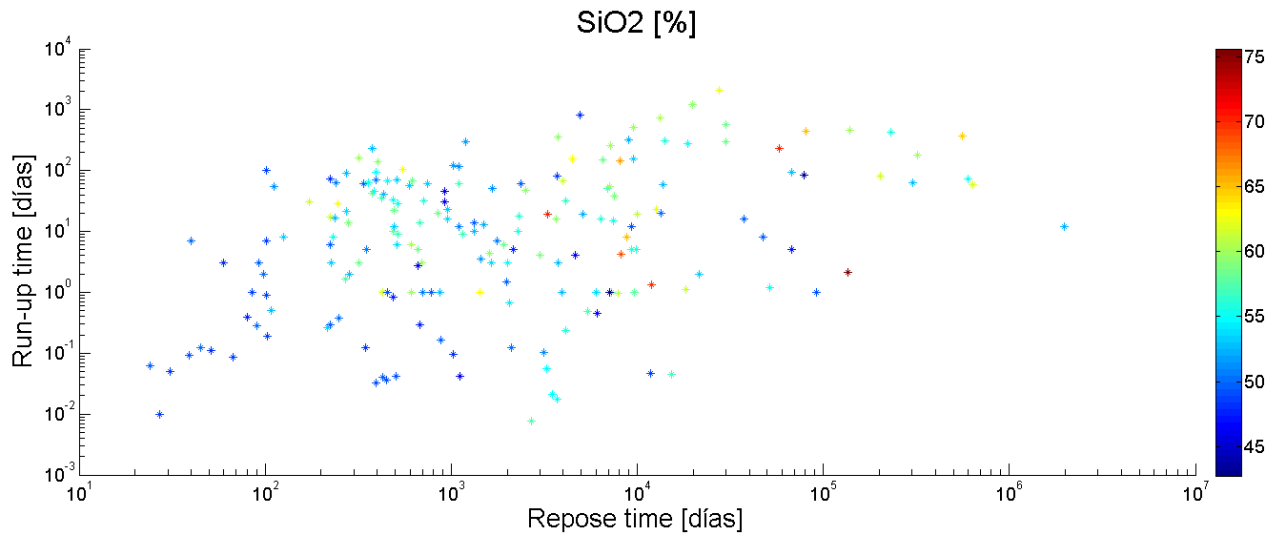


Fig. 24. Gráfico que relaciona los tiempos de actividad precursora y de reposo, con el porcentaje de SiO₂ como tercera variable. Los puntos azules corresponden a magmas más básicos y los de tonalidades más rojizas son más félsicos.

Los resultados obtenidos de la correlación entre el tiempo de actividad precursora y el espesor cortical se detallan en la Fig. 25 Se obtuvo un $R^2 = 0,11$ para una regresión de tipo exponencial y además se obtuvo un coeficiente de Pearson igual a 0,24. En los gráficos de las Fig. 25 y 26 se unieron la base de datos de Passarelli y Brodsky a la construida en este trabajo. Se indica que en ningún caso las correlaciones obtenidas, previamente por los autores, se confirmaron o se potenciaron.

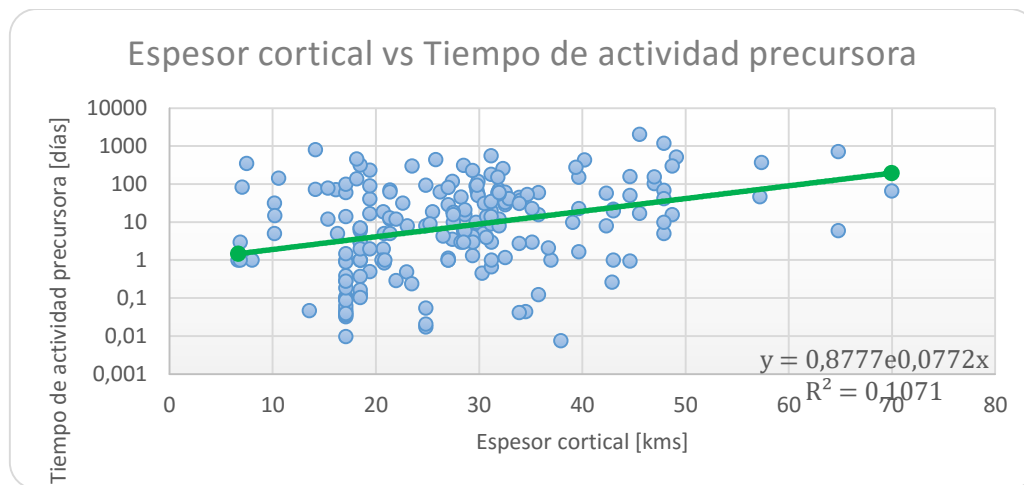


Fig. 25. Grafico que contiene la totalidad de los casos estudiados junto a los de la publicación de Passarelli y Brodsky (2012). El coeficiente de correlación de Pearson es de 0,24 y la dispersión de datos se ajusta a una curva exponencial con un $R^2 = 0,11$.

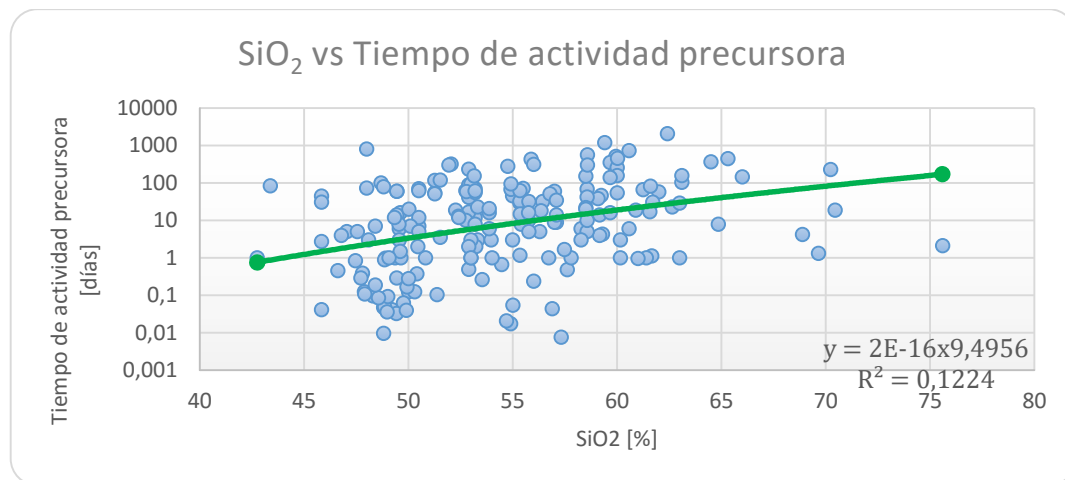


Fig. 26. Aquí se encuentran solo 120 datos recopilados de erupciones ocurridas a partir del 2005 hasta el 2015 debido a la falta de información de 3 casos (1 del Marapi y 2 del Tangkubanparahu), además de los 73 casos recopilados por Passarelli y Brodsky (2012). El coeficiente de correlación de Pearson es de 0,22 y la curva que mejor se ajusta a la dispersión de datos es del tipo potencial con un $R^2 = 0,12$.

Al separar los datos en tipos de volcán, configuración tectónica o sistema abierto/cerrado, la correlación no varió, salvo con la excepción de los casos de erupciones en ambientes de subducción, en cuyo caso se obtuvo un $R^2 = 0,11$ para una relación logarítmica y un coeficiente de Pearson igual a 0,14 (Fig. 27).

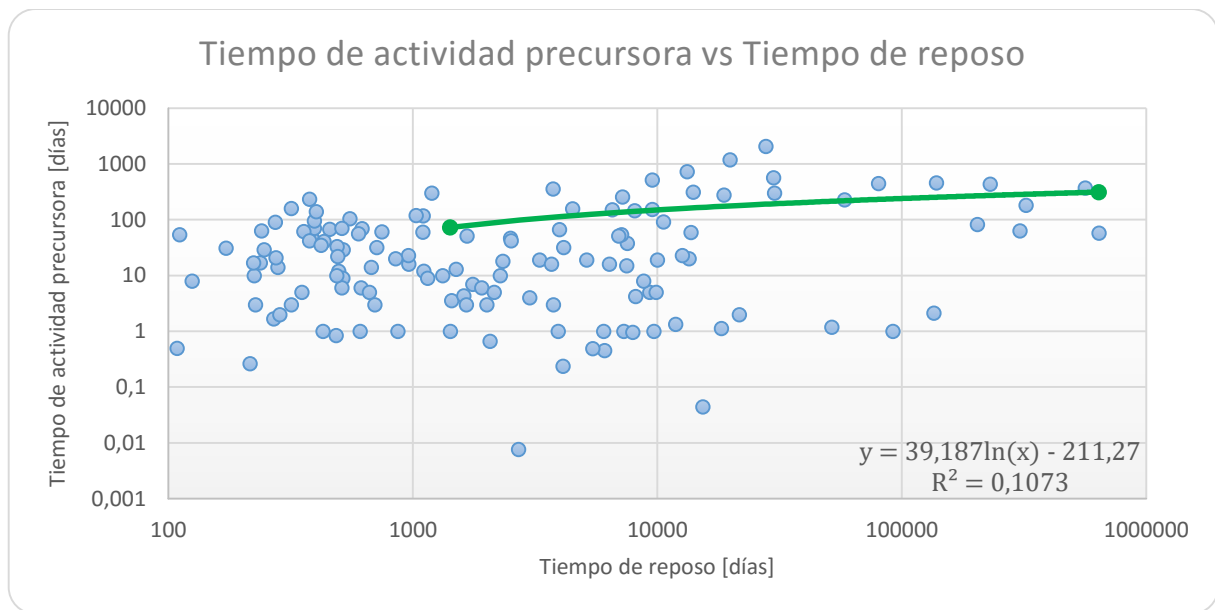


Fig. 27. Datos correspondientes a erupciones en zonas de subducción.

8.3.- Histogramas de duración del periodo sísmico pre-eruptivo

Para enfocar el estudio en casos particulares identificando aquellos con cortos periodos sísmicos precursoros, se construyeron una serie de histogramas con porcentaje de frecuencia acumulado. Fueron separados de acuerdo a su configuración tectónica y por tipo de volcán donde ocurrió dicha erupción, para evidenciar preferencia alguna en la duración sísmica precursora. Los resultados obtenidos se detallan a continuación.

8.3.1.- Configuración tectónica

A partir de la figura 25 se desprende que en ambientes de subducción se tienen periodos precursoros sísmicos entre 7-30 días con una probabilidad del 29%. Además con probabilidad del 26% se alcanzan periodos precursoros que duran entre 1-3 meses. El 19% de las erupciones ocurrió con antelación sísmica que duró entre 1-7 días, y mucho menos probable son los periodos precursoros que duran más de 3 meses. Dentro de las erupciones ocurridas en ambientes de subducción 11 tienen duraciones menores o iguales a un día, y corresponden a la del Calbuco (2015), Ontake (2014), Pavlof (2013-5), Colima (2013), San Cristobal (2012), Cerro Hudson (2011), Rabaul (2010), Karangetang (2008), Kasatochi (2008), Llaima (2008) y Anatahan (2007).

La figura 26 muestra que las erupciones ocurridas en zonas de rift tienen periodos precursoros que duran entre 1-3 meses con una probabilidad del 31%. 3 erupciones presentaron un periodo precursor menor o igual a un día, y corresponden a la del Wolf (2015), Nyamuragira (2010) y Manda Hararo (2009). Dentro de las erupciones de intraplaca (figura 27) se tiene que 43% de ellas tuvo periodos precursoros entre 1-3 meses. Las erupciones de sismicidad precursora menor o igual a un día de intraplaca son la del Piton de Fournaise (2015-02) y la del Fogo (2014).

Ocurrieron 16 erupciones en zonas de rift y 7 en intraplaca, debido a esta baja densidad de datos de estas categorías, se decidió unir ambas en la figura 28. Se observa que con probabilidad del

35% se tienen periodos precursoros entre 1-3 meses, mientras que el 22% duraría menos de un día.

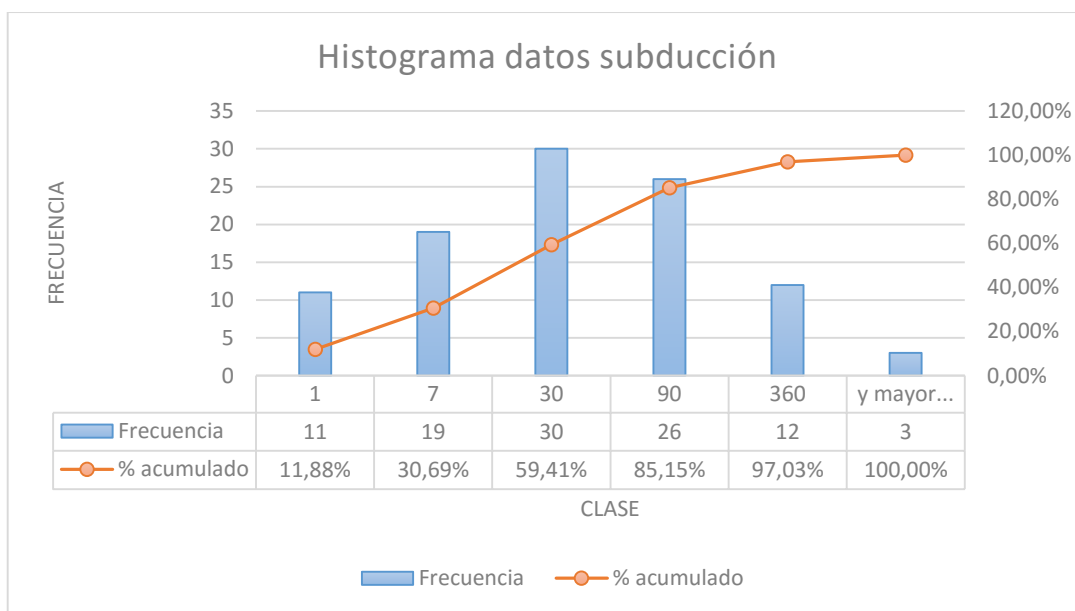


Fig. 28. Histograma de duración del tiempo precursor para las erupciones ocurridas en contextos geodinámicos de subducción. Se puede apreciar la alta probabilidad de periodos precursoros sísmicos de entre 7 días hasta 3 meses.

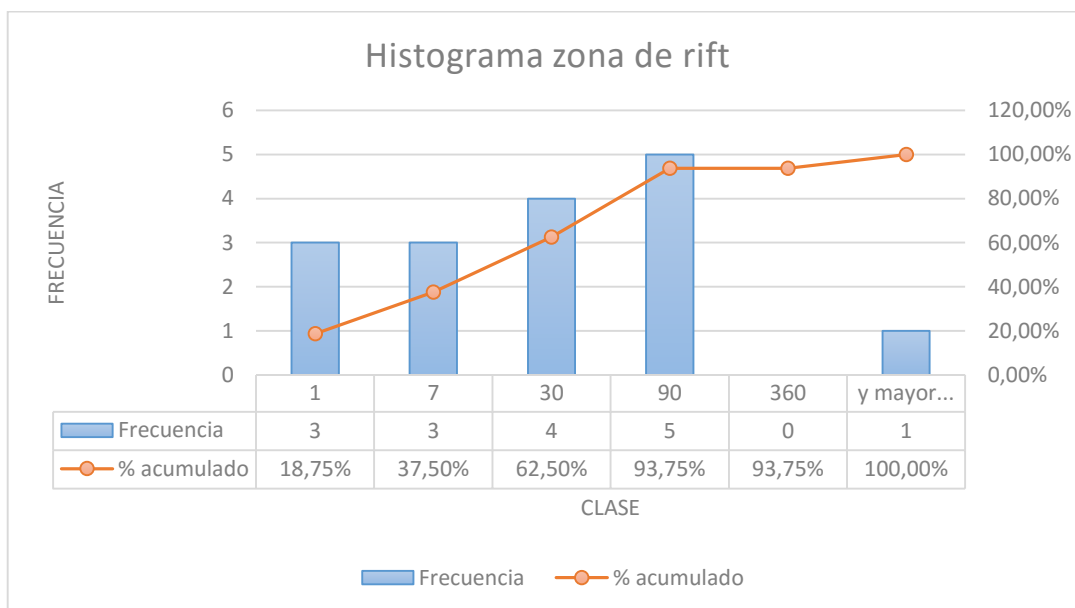


Fig. 29. Histograma de erupciones ocurridas valles de rifts y sus cercanías. Debido a las escasas erupciones correspondientes a esta categoría, se podría deber la poca polarización del histograma. A pesar de esto último se desprende que es más probable tener duraciones entre 1 a 3 meses de actividad precursora.

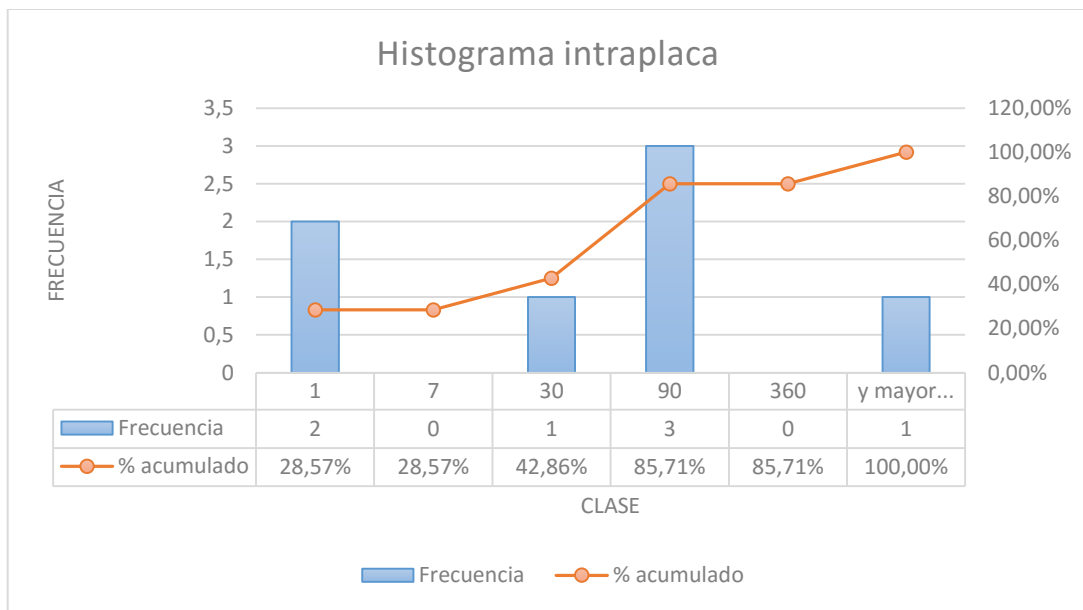


Fig. 30. Histograma con los tiempos de sismicidad precursora de 7 erupciones ocurridas en intraplaca. No es posible apreciar alguna preferencia para estos tiempos, aunque es más probable tener un tiempo precursor mayor a un mes.

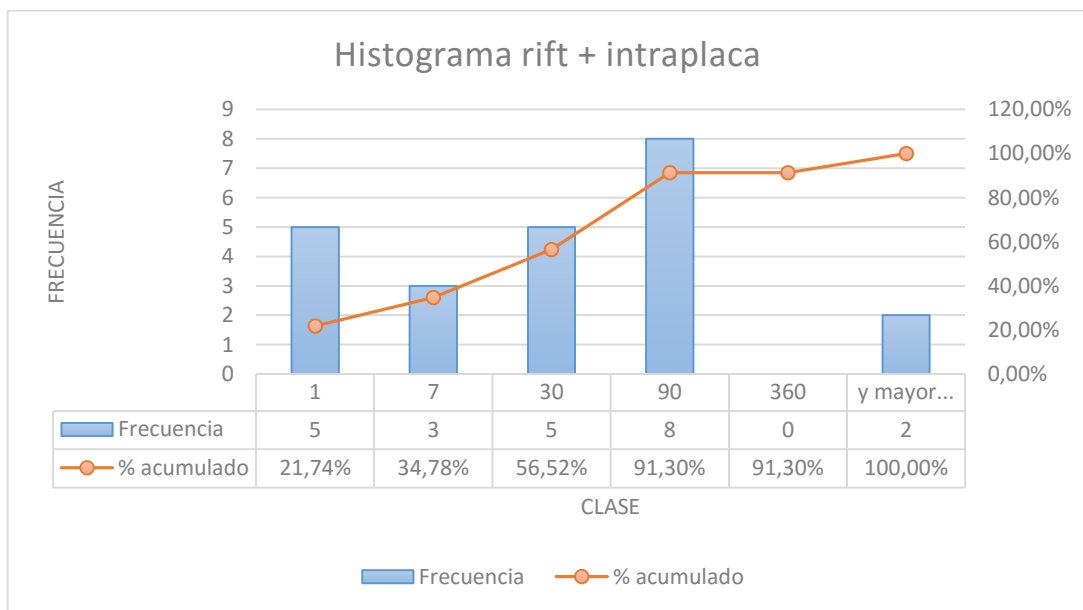


Fig. 31. Histograma con las erupciones ocurridas en zonas de rifts e intraplaca. Existe una mayor probabilidad de tener tiempos precursores entre 1 a 3 meses. Una alta probabilidad de tener tiempos precursores menores o iguales a un día también es posible observar.

8.3.2.- Tipo de volcán

En la figura 29 se grafican las erupciones ocurridas en estratovolcanes, donde un 28% de ellas tuvo un periodo precursor entre 7-30 días, un 25% entre 1-3 meses, y un 12% tuvo sismicidad precursora menor o igual a un día. Este 12% corresponde a las erupciones del Calbuco (2015), Fogo (2014), Pavlof (2013), Colima (2013), San Cristobal (2012), Cerro Hudson (2011), Karangetang (2008), Kasatochi (2008), Llaima (2008) y Anatahan (2007).

En la figura 30 se muestran las erupciones originadas en calderas, donde un 45% tuvo un periodo precursor entre 7-30 días y un 33% entre 1-7 días. La erupción ocurrida en el volcán Grimsvotn

(2011) fue precedida por dos meses de actividad sísmica, mientras que la del Ioto (2012) fue precedida por casi un año de sismicidad. Durante el periodo 2005-2015 no se registraron erupciones con periodos precursores menores a un día.

Para los volcanes escudo (figura 31) se tiene que un 33% tuvo sismicidad que duró entre 1-3 meses y un 28% tuvo sismicidad precursora no más de un día. Las erupciones con periodos precursores menores o iguales a un día corresponden a la del volcán Wolf (2015), Pitón de la Fournaise (2015), Rabaul (2010), Nyamuragira (2010) y Manda Hararo (2009). El volcán Rabaul es un volcán escudo de piroclastos y fue incluido en este histograma por ser el único de esta clase dentro de este estudio. Por otro lado se tiene la figura 32 con las erupciones ocurridas en volcanes complejos, donde un 50% tuvo sismicidad precursora entre 1-3 meses. No se observaron erupciones con tiempos precursores menores o iguales a un día en estos volcanes.

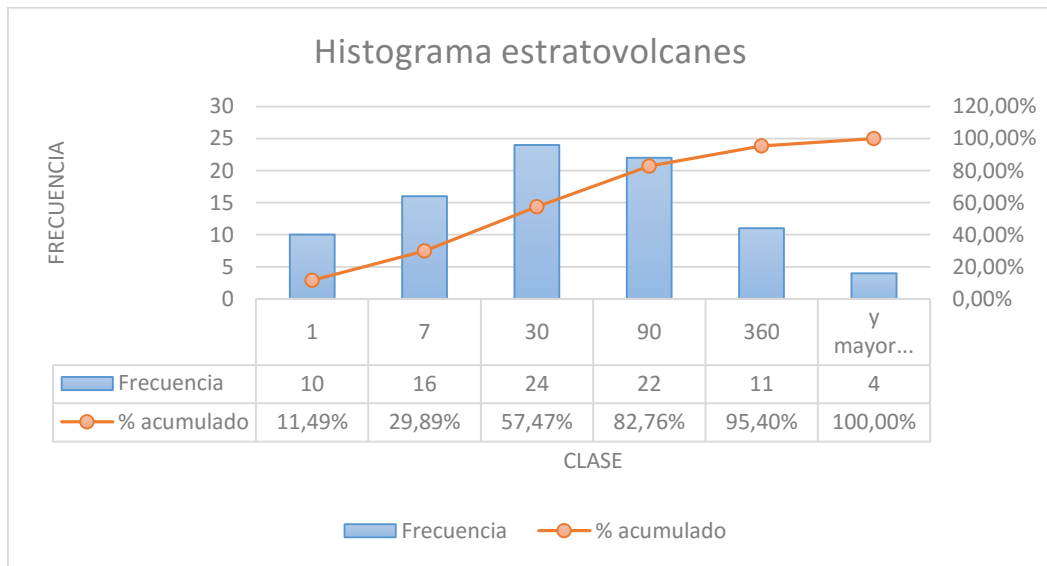


Fig. 32. Histograma de la duración del periodo precursor sísmico de erupciones ocurridas solo en estratovolcanes. El grueso de los datos contempla periodos precursores mayores a una semana y menores a los 3 meses. 10 Erupciones ocurrieron dentro de un día iniciada la actividad sísmica.

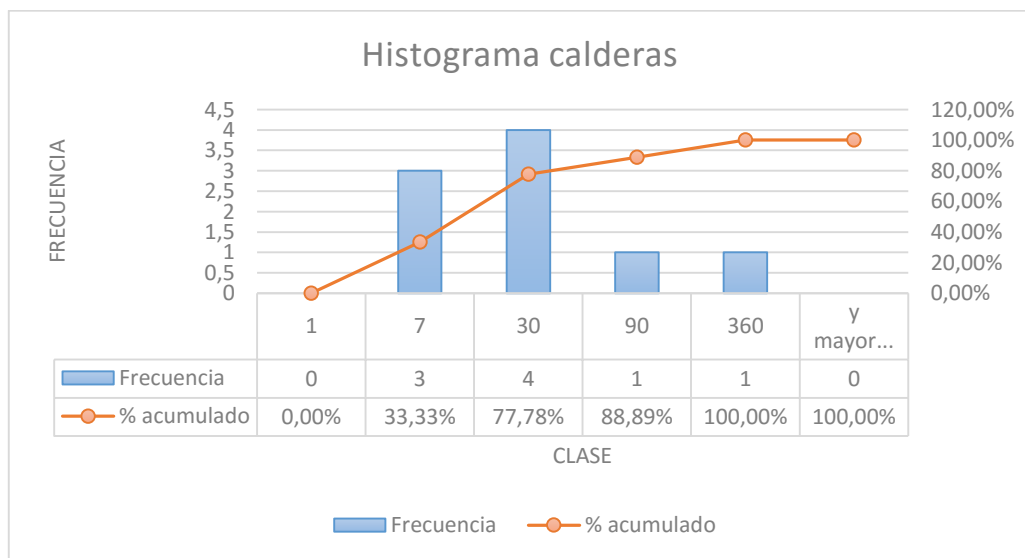


Fig. 33. Histograma de erupciones ocurridas en calderas volcánicas. No ocurrieron periodos precusores menores o iguales a un día. Ninguna polaridad es apreciable, probablemente por la poca cantidad de erupciones dentro de esta clasificación.

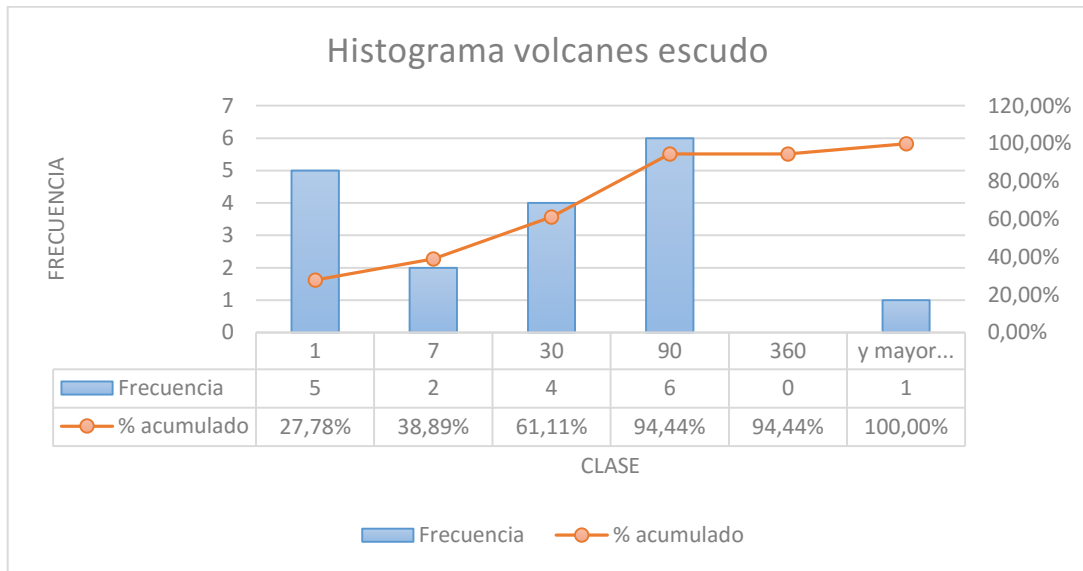


Fig. 34. Histograma de los tiempos precusores sísmicos de erupciones ocurridas en volcanes escudo y escudos de piroclastos (Rabaul). Los dos rangos de tiempo con mayor densidad de casos son los tiempos menores o iguales a un día, con 5 casos, y aquellas que duraron entre 1 y 3 meses, con 6 casos.

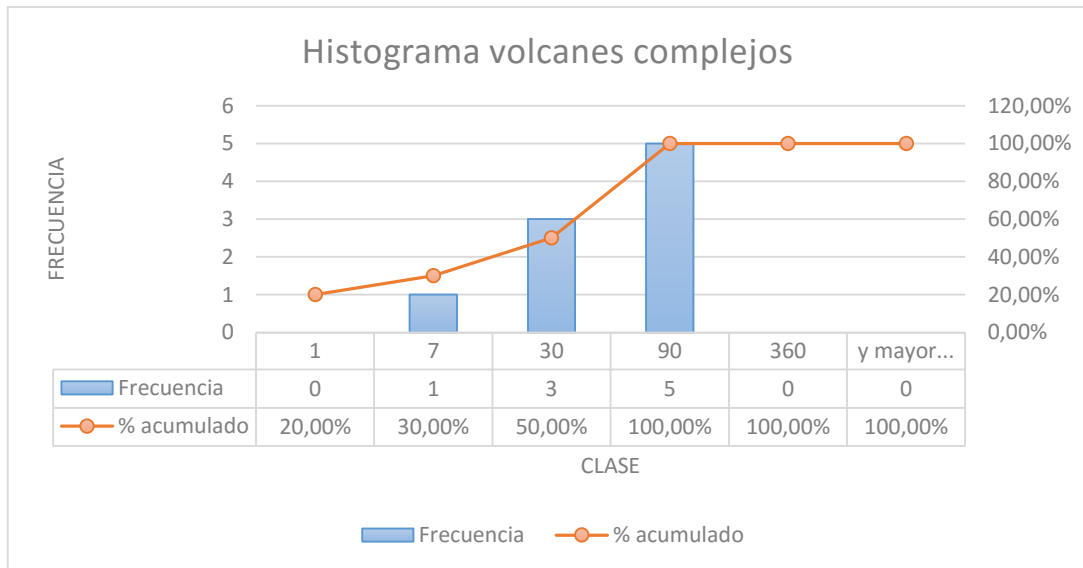


Fig. 35. Histograma de tiempos precusores sísmicos a erupciones ocurridas en volcanes complejos. Mayor cantidad de erupciones han ocurrido con tiempos de sismicidad precursora mayor. No ocurrieron erupciones con sismicidad previa menor o igual a un día.

8.4.- Tablas de datos

En la tabla 5 los datos de color verde corresponden a los casos estudiados por Passarelli y Brodsky (2014)

Nombre	Tipo Volcán	Configuración Tectónica	%SiO2	Sistema	Profundidad cámara magmática (kms)	Referencia	Espesor Cortical	VEI	Tipo Erupción
Hakoneyama	Complejo	Zona de subducción	52,7	C			26,23		
Wolf	Escudo	Zona de rift	48,8	C	2	Geist et al. (2005)	13,54	3	
Telica	Estratovolcán	Zona de subducción	51,5	O			27,42	2	
Bulusan	Estratovolcán	Zona de subducción	59,2	O	4-6	Delfin JR et al. (1993)	26,52	1	
Calbuco	Estratovolcán	Zona de subducción	56,8	C	18-24	Bonali et al. (2013)	34,5	4	
Ubinas	Estratovolcán	Zona de subducción	60,5	O	20-35	Lavallée et al. (2009)	64,8	2	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,4	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09		
Raung	Estratovolcán	Zona de subducción	54,9	O			28,25	1	
Klyuchevskoy	Estratovolcán	Zona de subducción	53,1	O	10-12	Koulakov et al. (2012)	31,95	3	Estromboliana
Fogo	Estratovolcán	Intraplaca	42,7	C			6,64		
Turrialba	Estratovolcán	Zona de subducción	55,3	O			32,51	2	
Ontakesan	Complejo	Zona de subducción	57,3	O	12-18	Kimura y Yoshida (1999)	37,92	3	Freática
Nabro	Estratovolcán	Zona de rift	55,5	C	7	Hamlyn et al. (2014)	16,13	4	
Asosan	Caldera	Zona de subducción	53,3	O	3-5	Kaneshima et al. (1996)	35,14	2	
Bardarbunga	Estratovolcán	Zona de rift	49,6	C	2-5	Gudmundsson et al. (2014)	35,76	0	
Sabancaya	Estratovolcán	Zona de subducción	61,2	C			69,97	1	
Mayon	Estratovolcán	Zona de subducción	54,9	O	2	Charco et al. (2002)	29,8		
Copahue	Estratovolcán	Zona de subducción	63	O	9-20	Bonali et al. (2013); Mamani et al. (2000)	46,98	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,4	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	0	
Nyamuragira	Escudo	Zona de rift	45,8	O	3,5	Wauthier et al. (2015)	33,9		
Sangeang Api	Complejo	Zona de subducción	46,6	C	7-10	Turner et al.(2002)	30,29	3	
Krakatau	Caldera	Zona de subducción	53,8	O	4	Dahren et al.(2011); Mandeville et al. (1996)	28,61	1	
Merapi	Estratovolcán	Zona de subducción	51,2	O	0,6-9,7	Preece et al.(2014)	29,9	3	
Slamet	Estratovolcán	Zona de subducción	50,4	O	4,1	Chaussard y Amelung (2012)	29,6	2	
Kelut	Estratovolcán	Zona de subducción	55,7	O	2-7	Jeffery et al.(2012)	27,5	4	
San Cristobal	Estratovolcán	Zona de subducción	52,8	O			19,42	1	
Asosan	Caldera	Zona de subducción	53,3	O	3-5	Kaneshima et al. (1996)	35,14	1	
Raung	Estratovolcán	Zona de subducción	54,9	O			28,25		
Merapi	Estratovolcán	Zona de subducción	51,2	O	0,6-9,7	Preece et al.(2014)	29,9	2	Freática
Tangkubanparahu	Estratovolcán	Zona de subducción		O	1,5	Rittmann (1953)	29,7		Freática
Sinabung	Estratovolcán	Zona de subducción	57	O	2,6	Rittmann (1953)	32	2	
Iliwerung	Complejo	Zona de subducción	52,2	C			20,71	0	
Villarrica	Estratovolcán	Zona de subducción	52,7	O	2-3	Bonali et al. (2013)	39,07	1	Estromboliana
Veniaminof	Estratovolcán	Zona de subducción	58,2	O			28,5	3	
Kikai	Caldera	Zona de subducción	70,4	O	4	Kazahaya et al. (2002)	27,48	1	
Turrialba	Estratovolcán	Zona de subducción	55,3	O			32,51	2	
Pavlof	Estratovolcán	Zona de subducción	54,4	O	1,6	McNutt (1986)	31,2	3	

Año precu	Mes precu	Día precu	Fecha precu	Hora precu	Minuto precu	Tipo precursor	Año última erupción	Mes última erupción	Día última erupción	Fecha última erupción	Tiempo de reposo (días)	Duración precursor (días)	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Fecha Inicio	Hora Inicio	Minuto Inicio
2015	4	26	26-04-2015			Sismicidad	1170	0	0	30-11-3069	304200	63	2015	6	29	29-06-2015		
2015	5	24	24-05-2015	23	50	Sismicidad	1982	8	28	28-08-1982	11787,04	0,04	2015	5	25	25-05-2015	0	58
2015	5	7	07-05-2015	11	2	Sismicidad	2011	5	14	14-05-2011	1437	3,54	2015	5	11	11-05-2015		
2015	4	27	27-04-2015			Sismicidad	2010	11	6	06-11-2010	1615,33	4,33	2015	5	1	01-05-2015	8	9
2015	4	22	22-04-2015	17	0	Sismicidad	1972	8	26	26-08-1972	15356,75	0,04	2015	4	22	22-04-2015	18	4
2015	3	11	11-03-2015			Sismicidad	2013	7	4	04-07-2013	613	6	2015	3	17	17-03-2015		
2015	2	4	04-02-2015	4	0	Sismicidad	2014	6	21	21-06-2014	223,45	0,29	2015	2	4	04-02-2015	11	0
2014	12	15	15-12-2014			Sismicidad	2014	1	4	04-01-2014	387	46	2015	2	1	01-02-2015		
2014	12	19	19-12-2014			Sismicidad	2013	8	15	15-08-2013	496	12	2015	1	1	01-01-2015		
2014	11	22	22-11-2014			Sismicidad	1995	4	2	02-04-1995	7071	1	2014	11	23	23-11-2014		
2014	9	30	30-09-2014			Sismicidad	2013	5	21	21-05-2013	518	29	2014	10	29	29-10-2014		
2014	9	27	27-09-2014	11	41	Sismicidad	2007	3	24	24-03-2007	2703,4	0,007	2014	9	27	27-09-2014	11	52
2011	3	31	31-03-2011	18	37	Sismicidad				#jNUM!	#jNUM!	72,31	2011	6	13	13-06-2011	2	15
2014	8	27	27-08-2014			Sismicidad	2014	1	13	13-01-2014	227	3	2014	8	30	30-08-2014		
2014	8	13	13-08-2014			Sismicidad	1910	6	18	18-06-1910	37511	16	2014	8	29	29-08-2014		
2014	6	6	06-06-2014			Sismicidad	2003	7	30	30-07-2003	3973	67	2014	8	13	13-08-2014		
2014	6	5	05-06-2014			Sismicidad	2013	5	7	07-05-2013	456	68	2014	8	13	13-08-2014		
2014	3	20	20-03-2014			Sismicidad	2012	12	22	22-12-2012	552	104	2014	7	4	04-07-2014		
2014	6	7	07-06-2014			Sismicidad	2010	10	14	14-10-2010	1327	14	2014	6	21	21-06-2014		
2014	4	15	15-04-2014			Sismicidad	2011	11	6	06-11-2011	924	45	2014	5	30	30-05-2014		
2014	5	21	21-05-2014			Sismicidad	1997	7	15	15-07-1997	6075	9	2014	5	30	30-05-2014		
2014	3	15	15-03-2014			Sismicidad	2011	7	31	31-07-2011	960	16	2014	3	31	31-03-2014		
2014	1	15	15-01-2014			Sismicidad	2013	11	18	18-11-2013	111	54	2014	3	9	09-03-2014		
2014	3	1	01-03-2014			Sismicidad	2009	4	21	21-04-2009	1757	7	2014	3	8	08-03-2014		
2014	2	3	03-02-2014			Sismicidad	2007	10	15	15-10-2007	2278	10	2014	2	13	13-02-2014		
2014	1	17	17-01-2014	3	40	Sismicidad	2013	6	7	07-06-2013	237	16,84	2014	2	4	04-02-2014		
2013	12	20	20-12-2013			Sismicidad	2011	5	15	15-05-2011	958	23	2014	1	13	13-01-2014		
2014	1	1	01-01-2014			Sismicidad	2008	6	12	12-06-2008	2002	3	2014	1	4	04-01-2014		
2013	7	20	20-07-2013			Sismicidad	2010	10	26	26-10-2010	1102	118	2013	11	18	18-11-2013		
2013	9	25	25-09-2013			Sismicidad	2013	2	21	21-02-2013	224	10	2013	10	5	05-10-2013		
2013	7	15	15-07-2013			Sismicidad	2010	8	27	27-08-2010	1098	60	2013	9	15	15-09-2013		
2013	8	1	01-08-2013			Sismicidad	1999	5	22	22-05-1999	5128	19	2013	8	20	20-08-2013		
2013	7	15	15-07-2013			Sismicidad	2009	11	22	22-11-2009	1323	10	2013	7	25	25-07-2013		
2013	6	7	07-06-2013			Sismicidad	2008	2	22	22-02-2008	1911	6	2013	6	13	13-06-2013		
2013	5	15	15-05-2013			Sismicidad	2004	4	5	05-04-2004	3299	19	2013	6	4	04-06-2013		
2013	4	18	18-04-2013			Sismicidad	2012	1	12	12-01-2012	489	33	2013	5	21	21-05-2013		
2013	5	13	13-05-2013	8	0	Sismicidad	2007	8	15	15-08-2007	2068	0,33	2013	5	13	13-05-2013		
2013	2	15	15-02-2013			Sismicidad	2006	4	18	18-04-2006	2504	47	2013	4	2	02-04-2013		

Nombre	Tipo Volcán	Configuración Tectónica	%SiO2	Sistema	Profundidad cámara magmática (kms)	Referencia	Espesor Cortical	VEI	Tipo Erupción
Lascar	Estratovolcán	Zona de subducción	59,2	O	16,6	Matthews et al. (1993)	57,2	1	
Tangkubanparahu	Estratovolcán	Zona de subducción		C	1,5	Rittmann (1953)	29,7	2	
Colima	Estratovolcán	Zona de subducción	57,6	C			22,99		Freática
San Cristobal	Estratovolcán	Zona de subducción	52,8	O			19,42	2	
Copahue	Estratovolcán	Zona de subducción	63	C	9-20	Bonali et al. (2013); Mamani et al. (2000)	46,98	2	
Tolbachik	Escudo	Zona de subducción	50	C			31,17		
Paluweh	Estratovolcán	Zona de subducción	60,9	C			25,5	2	
Gamalama	Estratovolcán	Zona de subducción	59,1	O	4	Hendrajaya et al. (1996)	30,74	1	Freática
San Cristobal	Estratovolcán	Zona de subducción	52,8	O			19,42	2	
Klyuchevskoy	Estratovolcán	Zona de subducción	53,1	O	10-12	Koulakov et al. (2012)	31,95	1	
Soputan	Estratovolcán	Zona de subducción	50,5	O			21,35	3	
White Island	Estratovolcán	Zona de subducción	56,4	C	2-7	Cole et al.(1999)	22,6	2	
Tongariro	Estratovolcán	Zona de subducción	62,6	C			39,67	2	Freática
Galeras	Complejo	Zona de subducción	58,5	O	9	Calvache y Williams (1997)	47,89	2	
Ruiz, Nevado del	Estratovolcán	Zona de subducción	59,9	C	2	Sigurdsson et al. (1990)	49,12	3	
Ioto	Caldera	Zona de subducción	59,6	C			7,46	1	
Turrialba	Estratovolcán	Zona de subducción	55,3	O			32,51	2	
Lewotolo	Estratovolcán	Zona de subducción	53,2	C			20,71		
Zubair Group	Escudo	Zona de rift	47	C			16,28		
Gamalama	Estratovolcán	Zona de subducción	59,1	O	4	Hendrajaya et al. (1996)	30,74		
Nyamuragira	Escudo	Zona de rift	45,8	O	3,5	Wauthier et al. (2015)	33,9	2	
Hudson, Cerro	Estratovolcán	Zona de subducción	56,7	C	2-3	Kratzmann et al.(2009)	36,95		
Hierro	Escudo	Intraplaca	43,3	C	4,5	Gonzalez et al.(2013)	7,04		
Gaua	Estratovolcán	Zona de subducción	55,7	O			10,17	1	
San Cristobal	Estratovolcán	Zona de subducción	52,8	O			19,42	1	
Marapi	Complejo	Zona de subducción		O			32,9	2	
Krakatau	Caldera	Zona de subducción	53,8	O	4	Dahren et al.(2011); Mandeville et al. (1996)	28,61		
Soputan	Estratovolcán	Zona de subducción	50,5	O			21,35	3	
Puyehue-Cordon Caulle	Estratovolcán	Zona de subducción	59	C	2-3	Bonali et al. (2013)	34,01	5	
Grimsvotn	Caldera	Zona de rift	49,4	O	2-5	Gudmundsson et al. (2014)	35,76	4	
Telica	Estratovolcán	Zona de subducción	51,5	O			27,42	2	
Klyuchevskoy	Estratovolcán	Zona de subducción	53,1	O	10-12	Koulakov et al. (2012)	31,95	1	
Rabaul	Escudo de piroclastos	Zona de subducción	63	O	6	Heming (1974)	27,01	2	
Tengger Caldera	Estratovolcán	Zona de subducción	56,3	O			27,5	3	
Kizimen	Estratovolcán	Zona de subducción	58,5	C	10	Churikova et al.	31,17	3	
Merapi	Estratovolcán	Zona de subducción	51,2	O	0,6-9,7	Preece et al.(2014)	29,9	4	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,4	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Galeras	Complejo	Zona de subducción	58,5	O	9	Calvache y Williams (1997)	47,89	2	

Año precu	Mes precu	Día precu	Fecha precu	Hora precu	Minuto precu	Tipo precursor	Año última erupción	Mes última erupción	Día última erupción	Fecha última erupción	Tiempo de reposo (días)	Duración precursor (días)	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Fecha Inicio	Hora Inicio	Minuto Inicio
2013	5	22	22-05-2013			Sismicidad	1983	9	14	14-09-1983	10597	91	2013	2	21	21-02-2013		
2013	1	6	06-01-2013	0	15	Sismicidad	1997	11	22	22-11-1997	5444,5	0,48	2013	1	6	06-01-2013	12	0
2012	12	25	25-12-2012	18	0	Sismicidad	2012	9	8	08-09-2012	108,25	0,5	2012	12	26	26-12-2012	6	0
2012	7	15	15-07-2012			Sismicidad	2000	7	1	01-07-2000	4491	157	2012	12	22	22-12-2012		
2012	11	7	07-11-2012			Sismicidad	1975	6	28	28-06-1975	13469	20	2012	11	27	27-11-2012		
2012	10	8	08-10-2012			Sismicidad	1985	2	3	03-02-1985	9984	19	2012	10	27	27-10-2012		
2012	9	1	01-09-2012			Sismicidad	2011	12	5	05-12-2011	280	14	2012	9	15	15-09-2012		
2012	1	15	15-01-2012			Sismicidad	2011	8	21	21-08-2011	377	233	2012	9	8	08-09-2012		
2012	6	21	21-06-2012			Sismicidad	2011	3	30	30-03-2011	511	70	2012	9	1	01-09-2012		
2012	5	28	28-05-2012			Sismicidad	2011	7	3	03-07-2011	395	70	2012	8	8	08-08-2012		
2012	7	5	05-07-2012			Sismicidad	2001	2	19	19-02-2001	4128	32	2012	8	7	07-08-2012		
2012	7	13	13-07-2012			Sismicidad	1977	7	4	04-07-1977	12632	23	2012	8	6	06-08-2012		
2011	15	4	04-03-2012			Sismicidad	2010	8	25	25-08-2010	618	69	2012	5	13	13-05-2012		
2010	9	15	15-09-2010			Sismicidad	1985	9	11	11-09-1985	9521	517	2012	2	22	22-02-2012		
2011	2	15	15-02-2011			Sismicidad	2001	9	21	21-09-2001	3739	355	2012	2	10	10-02-2012		
2011	11	10	10-11-2011			Sismicidad	2011	1	14	14-01-2011	358	62	2012	1	12	12-01-2012		
2011	12	31	31-12-2011			Sismicidad	1951	12	15	15-12-1951	21617	2	2012	1	2	02-01-2012		
2011	12	13	13-12-2011			Sismicidad	1824	7	15	15-07-3724	67475	5	2011	12	18	18-12-2011		
2011	12	1	01-12-2011			Sismicidad	2003	7	31	31-07-2003	3004	4	2011	12	5	05-12-2011		
2011	11	4	04-11-2011			Sismicidad	2010	1	2	02-01-2010	664,74	2,74	2011	11	6	06-11-2011	17	55
2011	10	25	25-10-2011			Sismicidad	1991	8	8	08-08-1991	7278	1	2011	10	26	26-10-2011		
2011	7	16	16-07-2011			Sismicidad	1793	7	15	15-07-3693	78566	84	2011	10	10	10-10-2011		
2011	8	15	15-08-2011			Sismicidad	2009	9	27	27-09-2009	710	32	2011	9	17	17-09-2011		
2011	10	2	02-10-2011			Sismicidad	2010	6	9	09-06-2010	432	41	2011	8	21	21-08-2011		
2011	6	21	21-06-2011			Sismicidad	2004	8	5	05-08-2004	2518	42	2011	8	3	03-08-2011		
2011	7	10	10-07-2011			Sismicidad	2010	10	25	25-10-2010	275	21	2011	7	31	31-07-2011		
2011	6	21	21-06-2011			Sismicidad	2008	6	6	06-06-2008	1107	12	2011	7	3	03-07-2011		
2011	4	26	26-04-2011			Sismicidad	1990	7	15	15-07-1990	7519	38	2011	6	4	04-06-2011		
2011	3	21	21-03-2011			Sismicidad	2004	11	1	01-11-2004	2360	60	2011	5	21	21-05-2011		
2011	1	15	15-01-2011			Sismicidad	2008	7	5	05-07-2008	1029	119	2011	5	14	14-05-2011		
2011	2	4	04-02-2011			Sismicidad	2009	8	1	01-08-2009	599	56	2011	3	30	30-03-2011		
2011	2	28	28-02-2011			Sismicidad	2010	7	23	23-07-2010	246	29	2011	3	29	29-03-2011		
2010	11	8	08-11-2010			Sismicidad	2004	6	8	08-06-2004	2328	18	2010	11	26	26-11-2010		
2009	4	15	15-04-2009			Sismicidad	1927	12	15	15-12-1927	29846	566	2010	11	11	11-11-2010		
2010	9	5	05-09-2010			Sismicidad	2006	3	15	15-03-2006	1661	51	2010	10	26	26-10-2010		
2010	8	14	14-08-2010			Sismicidad	2009	11	5	05-11-2009	339	60	2010	10	14	14-10-2010		
2010	8	20	20-08-2010			Sismicidad	2008	10	21	21-10-2008	664	5	2010	8	25	25-08-2010		
2010	7	22	22-07-2010			Sismicidad	2006	8	11	11-08-2006	1422	1	2010	7	23	23-07-2010		

Nombre	Tipo Volcán	Configuración Tectónica	%SiO2	Sistema	Profundidad cámara magmática (kms)	Referencia	Espesor Cortical	VEI	Tipo Erupción
Rabaul	Escudo de piroclastos	Zona de subducción	63	O	6	Heming (1974)	27,01	1	
San Cristobal	Estratovolcán	Zona de subducción	52,8	O			19,42	2	
Gorely	Caldera	Zona de subducción	56,2	C	15	Seligman et al. (2014)	30,41	1	
Eyjafjallajokull	Estratovolcán	Zona de rift	58	C	4	Tarasewicz et al.(2012)	24,84	4	Explosiva
Turrialba	Estratovolcán	Zona de subducción	55,3	C			32,51	2	
Nyamuragira	Escudo	Zona de rift	45,8	O	3,5	Wauthier et al. (2015)	33,9	1	
Tungurahua	Estratovolcán	Zona de subducción	59,6	C	1	Molina et al. (2005)	48,7	3	
Bezymianny	Estratovolcán	Zona de subducción	57	O		3 Shcherbakov et al.(2010)	31,17	3	
Gaua	Estratovolcán	Zona de subducción	55,7	C			10,17	2	
Mayon	Estratovolcán	Zona de subducción	54,9	O			29,8	2	
San Cristobal	Estratovolcán	Zona de subducción	52,8	O			19,42	2	
Manda Hararo	Escudo(s)	Zona de rift	47,7	O		4 Grandin et al.(2010)	21,95	2	
Rinjani	Estratovolcán	Zona de subducción	53,9	O			29,4	2	
Krakatau	Caldera	Zona de subducción	53,8	O	4	Dahren et al.(2011); Mandeville et al. (1996)	28,61	2	
Hunga Tonga-Hunga Ha'apai	Submarino	Zona de subducción	55,3	C			10,19	2	
Redoubt	Estratovolcán	Zona de subducción	56,7	C	4,8-9,5	Ridolfi et al.(2009)	44,6	3	
Asamayama	Complejo	Zona de subducción	61,7	O	5	Aoki et al. 2013	30,52	2	
Koryaksky	Estratovolcán	Zona de subducción	54,7	C		3 Fedotov (1982)	39,37	2	
Karagetang	Estratovolcán	Zona de subducción	53	O			20,86	2	
Huila, Nevado del	Estratovolcán	Zona de subducción	60	O			44,61	3	
Galeras	Complejo	Zona de subducción	58,5	O		9 Calvache y Williams (1997)	47,89	3	
Kasatochi	Estratovolcán	Zona de subducción	49	C			8	4	
Reventador	Estratovolcán	Zona de subducción	58,5	O	8,2-11,3	Ridolfi et al. (2008) (2009)	43	2	
Bezymianny	Estratovolcán	Zona de subducción	57	O		3 Shcherbakov et al.(2010)	31,17	3	
Soputan	Estratovolcán	Zona de subducción	50,5	O			21,35	3	
Egon	Estratovolcán	Zona de subducción	57	O			25,25	2	Freática
Llaima	Estratovolcán	Zona de subducción	53,5	O	2-3	Bonali et al. (2013)	42,87	3	
Anatahan	Estratovolcán	Zona de subducción	60,1	O			6,84	2	
Kelut	Estratovolcán	Zona de subducción	55,7	C	2-7	Jeffery et al.(2012)	27,5	2	
Tair, Jebel at	Estratovolcán	Zona de rift	49,5	C			23,04	3	
Soputan	Estratovolcán	Zona de subducción	50,5	O			21,35	3	
Lengai, Ol Doinyo	Estratovolcán	Zona de rift	46,7	C			30,7	3	
Reventador	Estratovolcán	Zona de subducción	58,5	O	8,2-11,3	Ridolfi et al. (2008)	43	2	
Klyuchevskoy	Estratovolcán	Zona de subducción	53,1	O	10-12	Koulakov et al. (2012)	31,95	2	
Karthala	Escudo	Intraplaca	48	O		4,7 Strong y Jacquot (1970)	14,15	2	
Nyamuragira	Escudo	Zona de rift	45,8	O	3,5	Wauthier et al. (2015)	33,9	2	
Home Reef	Submarino	Zona de subducción	66	C			10,59	2	
Ubinas	Estratovolcán	Zona de subducción	60,5	C	20-35	Lavallée et al. (2009)	64,8	2	
Anatahan	Estratovolcán	Zona de subducción	60,1	O			6,84	2	

Año precu	Mes precu	Día precu	Fecha precu	Hora precu	Minuto precu	Tipo precursor	Año última erupción	Mes última erupción	Día última erupción	Fecha última erupción	Tiempo de reposo (días)	Duración precursor (días)	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Fecha Inicio	Hora Inicio	Minuto Inicio
2010	3	9	09-03-2010			Sismicidad	2009	9	6	06-09-2009	273	90	2010	6	9	09-06-2010		
2010	6	1	01-06-2010			Sismicidad	1984	8	4	04-08-1984	9302	5	2010	6	6	06-06-2010		
2009	3	25	25-03-2009			Sismicidad	1821	12	19	19-12-3721	67400	379	2010	4	14	14-04-2010		
2010	1	4	04-01-2010	10	0	Sismicidad	1866	1	15	15-01-3766	51717	1,18	2010	1	5	05-01-2010	14	29
2010	1	2	02-01-2010	1	17	Sismicidad	2006	11	27	27-11-2006	1115,09	0,04	2010	1	2	02-01-2010	2	17
2009	12	15	15-12-2009			Sismicidad	1999	10	5	05-10-1999	3686	16	2010	1	1	01-01-2010	0	0
2009	12	8	08-12-2009			Sismicidad	2008	7	11	11-07-2008	516	9	2009	12	17	17-12-2009		
2009	9	22	22-09-2009			Sismicidad	1982	4	18	18-04-1982	9879	5	2009	9	27	27-09-2009		
2009	6	10	10-06-2009			Sismicidad	2008	8	10	10-08-2008	395	95	2009	9	15	15-09-2009		
2009	9	4	04-09-2009			Sismicidad	2008	11	21	21-11-2008	285	2	2009	9	6	06-09-2009		
2009	6	28	28-06-2009	10	15	Sismicidad	2007	8	12	12-08-2007	676,71	0,29	2009	6	28	28-06-2009	17	15
2009	4	29	29-04-2009			Sismicidad	2004	10	1	01-10-2004	1651	3	2009	5	2	02-05-2009		
2009	3	19	19-03-2009			Sismicidad	2007	10	23	23-10-2007	512	6	2009	3	25	25-03-2009		
2009	3	1	01-03-2009			Sismicidad	1988	6	1	01-06-1988	7485	15	2009	3	16	16-03-2009		
2009	1	24	24-01-2009			Sismicidad	1989	12	14	14-12-1989	6931	51	2009	3	15	15-03-2009		
2009	1	1	01-01-2009			Sismicidad	2008	8	10	10-08-2008	172	31	2009	2	2	02-02-2009		
2008	3	15	15-03-2008			Sismicidad	1956	12	15	15-12-1956	18728	278	2008	12	23	23-12-2008		
2008	11	28	28-11-2008			Sismicidad	2006	7	3	03-07-2006	866	1	2008	11	29	29-11-2008		
2008	6	11	11-06-2008			Sismicidad	2008	1	2	02-01-2008	318	159	2008	11	20	20-11-2008		
2008	9	9	09-09-2008			Sismicidad	2007	10	4	04-10-2007	377	42	2008	10	21	21-10-2008		
2008	8	6	06-08-2008			Sismicidad	1760	7	20	20-07-3660	91800	1	2008	8	7	07-08-2008		
2008	7	5	05-07-2008			Sismicidad	2007	3	15	15-03-2007	492	22	2008	7	27	27-07-2008		
2008	6	6	06-06-2008			Sismicidad	2007	5	10	10-05-2007	421	35	2008	7	11	11-07-2008		
2008	6	1	01-06-2008			Sismicidad	2007	6	15	15-06-2007	351	5	2008	6	6	06-06-2008		
2008	4	6	06-04-2008			Sismicidad	2005	2	6	06-02-2005	1149	9	2008	4	15	15-04-2008		
2008	1	1	01-01-2008	12	0	Sismicidad	2007	5	26	26-05-2007	215,76	0,26	2008	1	1	01-01-2008	18	20
2007	11	26	26-11-2007			Sismicidad	2006	3	20	20-03-2006	607	1	2007	11	27	27-11-2007		
2007	9	29	29-09-2007			Sismicidad	1990	2	10	10-02-1990	6365	16	2007	10	15	15-10-2007		
2007	9	22	22-09-2007			Sismicidad	1883	7	20	20-07-3783	47520	8	2007	9	30	30-09-2007		
2007	6	11	11-06-2007			Sismicidad	2006	12	14	14-12-2006	240	63	2007	8	14	14-08-2007		
2007	7	15	15-07-2007			Sismicidad	1994	9	18	18-09-1994	4621	4	2007	7	19	19-07-2007		
2007	4	5	05-04-2007			Sismicidad	2004	11	7	07-11-2004	848	20	2007	3	15	15-03-2007		
2006	12	14	14-12-2006			Sismicidad	2005	1	20	20-01-2005	745	61	2007	2	15	15-02-2007		
2006	10	29	29-10-2006			Sismicidad	2006	5	28	28-05-2006	224	73	2007	1	12	12-01-2007		
2006	10	26	26-10-2006			Sismicidad	2004	5	8	08-05-2004	919	31	2006	11	27	27-11-2006		
2006	3	12	12-03-2006			Sismicidad	1984	3	1	01-03-1984	8076	145	2006	8	7	07-08-2006		
2004	3	20	20-03-2004			Sismicidad	1969	6	15	15-06-1969	13240	725	2006	3	25	25-03-2006		
2006	3	17	17-03-2006			Sismicidad	2004	4	12	12-04-2004	698	3	2006	3	20	20-03-2006		

Nombre	Tipo Volcán	Configuración Tectónica	%SiO2	Sistema	Profundidad cámara magmática (kms)	Referencia	Espesor Cortical	VEI	Tipo Erupción
Bezymianny	Estratovolcán	Zona de subducción	57	O	3	Shcherbakov et al.(2010)	31,17	2	
Galeras	Complejo	Zona de subducción	58,5	O	9	Calvache y Williams (1997)	47,89	2	
Negra, Sierra	Escudo	Zona de rift	49,3	C	2	Yun et al.(2006)	15,34	3	
Dabbahu	Estratovolcán	Zona de rift	52,4	C	2,5	Field et al.(2012)	21,95	3	
Fernandina	Escudo	Zona de rift	48,8	C	2,6	Bagnardi y Amelung (2012)	15,34	2	
Karthala	Escudo	Intraplaca	48	C	4,7	Strong y Jacquot (1970)	14,15	2	
Soufrière Hills	Estratovolcán	Zona de subducción	59,6	O	5	Barclay et al.(1998)	18,15	3	
Klyuchevskoy	Estratovolcán	Zona de subducción	53,1	O	10-12	Koulakov et al. (2012)	31,95	2	
Popocatepetl	Estratovolcán	Zona de subducción	61,5	O	8	Cruz-Atienza et al. (2001)	45,55	2	
Veniaminof	Estratovolcán	Zona de subducción	58,2	O			28,5	2	
Augustine	Domo de lava(s)	Zona de subducción	60	C	5	Roman et al. (2005)	34,66	3	
Bezymianny	Estratovolcán	Zona de subducción	59,9	C	3	Shcherbakov et al.(2010)	31,17	5	
Chaiten	Caldera	Zona de subducción	75,6	C	5	Castro y Dingwell (2009)	36,7	5	
Eyjafjallajokull	Estratovolcán	Zona de rift	53	C	4	Tarasewicz et al.(2012)	24,84		
El Chichon	Domo de lava(s)	Zona de subducción	55,8	C	3	Havskov et al. (1983)	40,21	5	
Galeras	Complejo	Zona de subducción	59,4	C	9	Calvache y Williams (1997)	47,89	2	
Grimsvotn	Caldera	Zona de rift	50	O	2-5	Gudmundsson et al. (2014)	35,76	3	
Guagua pichincha	Estratovolcán	Zona de subducción	64,5	C	4	Legrand et al. (2002)	57,37	3	
Hekla	Estratovolcán	Zona de rift	54,9	C	5	Soosalu y Einarsson (2003)	24,84	3	
Hekla	Estratovolcán	Zona de rift	55,4	O	5	Soosalu y Einarsson (2003)	24,84	2	
Hekla	Estratovolcán	Zona de rift	54,7	O	5	Soosalu y Einarsson (2003)	24,84	3	
Hekla	Estratovolcán	Zona de rift	55	O	5	Soosalu y Einarsson (2003)	24,84	3	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	47,8	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	50,2	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	49,5	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	49,5	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	50	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	49,3	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	50,4	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	48	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	48,4	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	50,8	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	49,6	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	49,9	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	0	
Kilauea	Escudo	Intraplaca	50,4	O	8-11	Lin et al. (2014)	18,49	1	
Mauna loa	Escudo	Intraplaca	52	C	3		18,49	0	
Mauna loa	Escudo	Intraplaca	51,3	O	3		18,49	0	
Miyakejima	Estratovolcán	Zona de subducción	54	C	7	Ueda et al. (2004)	20,58	3	
Mt. Etna	Estratovolcán	Zona de subducción	47,5	O	5	Murru et al. (1999)	20,8	2	

Año precu	Mes precu	Día precu	Fecha precu	Hora precu	Minuto precu	Tipo precursor	Año última erupción	Mes última erupción	Día última erupción	Fecha última erupción	Tiempo de reposo (días)	Duración precursor (días)	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Fecha Inicio	Hora Inicio	Minuto Inicio
2005	11	16	16-11-2005			Sismicidad	2004	1	14	14-01-2004	676	14	2005	11	30	30-11-2005		
2005	12	4	04-12-2005			Sismicidad	2004	7	16	16-07-2004	488	10	2005	11	24	24-11-2005		
2005	10	10	10-10-2005			Sismicidad	1979	11	13	13-11-1979	9339	12	2005	10	22	22-10-2005		
2005	9	14	14-09-2005			Sismicidad				#¡NUM!	1967400	12	2005	9	26	26-09-2005		
2005	2	23	23-02-2005			Sismicidad	1995	1	25	25-01-1995	3708	80	2005	5	13	13-05-2005		
2003	1	15	15-01-2003			Sismicidad	1991	7	11	11-07-1991	4955	811	2005	4	16	16-04-2005		
2004	11	26	26-11-2004			Sismicidad	2004	3	3	03-03-2004	402	139	2005	4	15	15-04-2005		
2005	1	12	12-01-2005			Sismicidad	2004	9	15	15-09-2004	125	8	2005	1	20	20-01-2005		
2004	12	22	22-12-2004			Sismicidad	2004	5	26	26-05-2004	223	17	2005	1	9	09-01-2005		
2005	1	1	01-01-2005			Sismicidad	2004	2	16	16-02-2004	318	3	2005	1	4	04-01-2005		
			#¡NUM!							#¡NUM!	#¡NUM!	#¡NUM!				#¡NUM!		
2005	11	17	17-11-2005				1986	3	27	27-03-1986	7124	54	2006	1	11	11-01-2006		
1955	9	29	29-09-1955				950	7	2	02-07-2850	321932	181	1956	3	30	30-03-1956		
2008	4	30	30-04-2008	20	56		1640			30-11-3539	135000	2,12	2008	5	2	02-05-2008	23	58
2009	12	15	15-12-2009				1821	12	19	19-12-3721	67400	95	2010	3	20	20-03-2010		
1981	1	15	15-01-1981				1376	7	2	02-07-3276	230040	433	1982	3	28	28-03-1982		
1988	6	15	15-06-1988				1936	8	27	27-08-1936	19842	1194	1991	10	9	09-10-1991		
2004	10	31	31-10-2004	21	0		1998	12	18	18-12-1998	2113	0,12	2004	11	1	01-11-2004		
1998	9	15	15-09-1998				1660	11	27	27-11-3560	562021	371	1999	9	26	26-09-1999		
1980	8	16	16-08-1980	23	35		1970	5	5	05-05-1970	3702	0,01	1980	8	17	17-08-1980		
1981	4	16	16-04-1981	23	37		1980	8	17	17-08-1980	232	7,98	1981	4	9	09-04-1981		
1991	1	16	16-01-1991	23	30		1981	4	9	09-04-1981	3518	0,02	1991	1	17	17-01-1991		
2000	2	25	25-02-2000	22	41		1991	1	17	17-01-1991	3279	0,05	2000	2	26	26-02-2000		
1968	8	21	21-08-1968	21	0		1967	9	5	05-09-1967	347	0,12	1968	8	22	22-08-1968		
1968	10	6	06-10-1968	21	0		1968	8	22	22-08-1968	45	0,12	1968	10	7	07-10-1968		
1969	2	16	16-02-1969				1969	10	7	07-10-1969	225	6	1969	2	22	22-02-1969		
1969	5	21	21-05-1969				1969	2	22	22-02-1969	92	3	1969	5	24	24-05-1969		
1971	9	17	17-09-1971				1971	8	14	14-08-1971	40	7	1971	9	24	24-09-1971		
1973	5	4	04-05-1973				1972	2	3	03-02-1972	452	1	1973	5	5	05-05-1973		
1974	7	18	18-07-1974	15	0		1973	11	10	10-11-1973	249	0,37	1974	7	19	19-07-1974		
1974	9	16	16-09-1974				1974	7	19	19-07-1974	60	3	1974	9	19	19-09-1974		
1974	12	24	24-12-1974				1974	9	19	19-09-1974	101	7	1974	12	31	31-12-1974		
1977	9	12	12-09-1977				1975	9	29	29-09-1975	704	1	1977	9	13	13-09-1977		
1979	11	15	15-11-1979				1977	9	13	13-09-1977	783	1	1979	11	16	16-11-1979		
1982	4	29	29-04-1982	20	0		1979	11	16	16-11-1979	884	0,16	1982	4	30	30-04-1982		
1983	1	1	01-01-1983				1982	9	25	25-09-1982	98	2	1983	1	3	03-01-1983		
1974	8	15	15-08-1974				1950	6	1	01-06-1950	9035	321	1975	7	6	06-07-1975		
1984	3	24	24-03-1984	21	30		1975	7	6	06-07-1975	3139	0,1	1984	3	25	25-03-1984		

Nombre	Tipo Volcán	Configuración Tectónica	%SiO2	Sistema	Profundidad cámara magmática (kms)	Referencia	Espesor Cortical	VEI	Tipo Erupción
Mt. Etna	Estratovolcán	Zona de subducción	47,4	O	5	Murru et al. (1999)	20,8	3	
Mt. S. Helens	Estratovolcán	Zona de subducción	62	C	3,9-10,3	Ridolfi et al.(2009)	42,31	5	
Mt. S. Helens	Estratovolcán	Zona de subducción	64,8	C	3,9-10,3	Ridolfi et al.(2009)	42,31	2	
Mt. Spurr	Estratovolcán	Zona de subducción	56	C	2,3	Wiemer y McNutt (1997)	28,5	4	
Okmok	Escudo	Zona de subducción	56	C	3	Mann et al.(1997)	23,48	4	
Pavlof	Estratovolcán	Zona de subducción	53	C	1,6	McNutt (1986)	31,2	2	
Pavlof	Estratovolcán	Zona de subducción	53	C	1,6	McNutt (1986)	31,2	2	
Pinatubo	Estratovolcán	Zona de subducción	61,6	C	5	Pallister et al. (1992)	27	6	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,3	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	2	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,2	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	47,9	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,8	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,9	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,8	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	47,8	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,7	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,5	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,6	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,8	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,4	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,4	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	0	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	50	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	0	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	48,9	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	0	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,9	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Fournaise, Piton de la	Escudo	Intraplaca	49,6	O	7	Sigmarsson et al. (2005)	17,09	1	
Popocatepetl	Estratovolcán	Zona de subducción	62,4	C	8	Cruz-Atienza et al. (2001)	45,55	3	
Rabaul	Escudo de piroclastos	Zona de subducción	61,6	C	6	Heming (1974)	27,01	4	
Rabaul	Escudo de piroclastos	Zona de subducción	61,4	O	6	Heming (1974)	27,01	2	
Redoubt	Estratovolcán	Zona de subducción	61	C	4,8-9,5	Ridolfi et al.(2009)	44,6	3	
Reventador	Estratovolcán	Zona de subducción	57,8	C	8,2-11,3	Ridolfi et al. (2008)	43	4	
Ruapehu	Estratovolcán	Zona de subducción	58,5	C	3	Jolly et al. (2010)	39,67	3	
Ruapehu	Estratovolcán	Zona de subducción	57,4	O	3	Jolly et al. (2010)	39,67	3	
Shishaldin	Estratovolcán	Zona de subducción	51,9	O	5	Vergnolle y Caplan-Auerbach (2004)	23,5	3	
Shiveluch	Estratovolcán	Zona de subducción	60	C	6	Humphreys et al.(2007)	32,3	4	
Soufriere Hills	Estratovolcán	Zona de subducción	60	C	3,4-6	Ridolfi et al.(2009)	18,15	3	
Stromboli	Estratovolcán	Zona de subducción	52,3	O	4	Giberti et al. (1992)	21,32		
Tokachi	Estratovolcán	Zona de subducción	52,7	C	4	Nishimura (1995)	31,8	3	
Tokachi	Estratovolcán	Zona de subducción	53,1	C	4	Nishimura (1995)	31,8	1	

Año precu	Mes precu	Día precu	Fecha precu	Hora precu	Minuto precu	Tipo precursor	Año última erupción	Mes última erupción	Día última erupción	Fecha última erupción	Tiempo de reposo (días)	Duración precursor (días)	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Fecha Inicio	Hora Inicio	Minuto Inicio
2000	6	26	26-06-2000				1983	10	3	03-10-1983	6024	1	2000	6	27	27-06-2000		
2001	7	12	12-07-2001				1995	7	30	30-07-1995	2147	5	2001	7	17	17-07-2001		
2002	10	26	26-10-2002	20	12		2001	6	21	21-06-2001	485	0,84	2002	10	26	26-10-2002		
1980	3	20	20-03-1980				1857	4	15	15-04-3757	639687	58	1980	5	18	18-05-1980		
2004	9	23	23-09-2004				1980	5	18	18-05-1980	8773	8	2004	10	1	01-10-2004		
1991	8	15	15-08-1991				1953	7	9	09-07-1953	14028	312	1992	6	27	27-06-1992		
2008	7	12	12-07-2008	14	0		1997	2	11	11-02-1997	4111,82	0,23	2008	7	12	12-07-2008	19	43
1996	9	13	13-09-1996				1986	4	16	16-04-1986	3750	3	1996	9	16	16-09-1996		
2007	8	14	14-08-2007				1996	9	16	16-09-1996	3929	1	2007	8	15	15-08-2007		
1991	3	15	15-03-1991				1450	7	2	02-07-3350	203400	82	1991	6	7	07-06-1991		
1983	12	3	03-12-1983	21	40		1981	2	3	03-02-1981	1021	0,09	1983	12	4	04-12-1983		
1985	6	13	13-06-1985	23	0		1984	1	18	18-01-1984	506	0,04	1985	6	14	14-06-1985		
1985	8	4	04-08-1985	21	23		1985	6	14	14-06-1985	51	0,1	1985	8	5	05-08-1985		
1985	9	5	05-09-1985	22	48		1985	8	5	05-08-1985	31	0,05	1985	9	6	06-09-1985		
1985	12	1	01-12-1985	23	43		1985	9	6	06-09-1985	85	0,98	1985	12	1	01-12-1985		
1985	12	27	27-12-1985	23	46		1985	12	1	01-12-1985	27	0,009	1985	12	28	28-12-1985		
1986	3	17	17-03-1986	14	36		1985	12	28	28-12-1985	80	0,39	1986	3	18	18-03-1986		
1987	7	18	18-07-1987	21	47		1987	6	10	10-06-1987	39	0,09	1987	7	19	19-07-1987		
1987	11	29	29-11-1987	22	30		1987	11	6	06-11-1987	24	0,06	1987	11	30	30-11-1987		
1988	2	6	06-02-1988	21	55		1987	11	30	30-11-1987	67	0,08	1988	2	7	07-02-1988		
1988	2	7	07-02-1988	23	29		1988	2	7	07-02-1988	101	100,02	1988	5	18	18-05-1988		
1988	8	30	30-08-1988	21	35		1988	5	18	18-05-1988	102	0,89	1988	8	31	31-08-1988		
1988	12	13	13-12-1988	19	29		1988	8	31	31-08-1988	103	0,18	1988	12	14	14-12-1988		
1990	1	17	17-01-1990	23	13		1988	12	14	14-12-1988	394	0,03	1990	1	18	18-01-1990		
1990	4	17	17-04-1990	17	15		1990	1	18	18-01-1990	90	0,28	1990	4	18	18-04-1990		
1991	7	17	17-07-1991	23	8		1990	4	18	18-04-1990	450	0,03	1991	7	18	18-07-1991		
1992	8	26	26-08-1992	23	3		1991	6	18	18-06-1991	429	0,03	1992	8	27	27-08-1992		
1998	3	7	07-03-1998	12	0		1992	8	27	27-08-1992	1992	1,5	1998	3	9	09-03-1998		
1990	6	3	03-06-1990				1919	2	19	19-02-1919	27732	2068	1996	3	1	01-03-1996		
1994	9	17	17-09-1994	21	0		1943	12	23	23-12-1943	18266	1,12	1994	9	19	19-09-1994		
1995	11	27	27-11-1995				1994	9	19	19-09-1994	429	1	1995	11	28	28-11-1995		
1989	12	13	13-12-1989	1	0		1967	12	6	06-12-1967	7928	0,95	1989	12	14	14-12-1989		
2002	11	2	02-11-2002	6	0		1976	1	4	04-01-1976	9659,25	1	2002	11	3	03-11-2002	6	0
1995	4	15	15-04-1995				1977	7	16	16-07-1977	6541	152	1995	9	17	17-09-1995		
1996	6	14	14-06-1996	8	0		1995	9	17	17-09-1995	269	1,66	1996	6	16	16-06-1996		
1998	6	15	15-06-1998				1995	12	23	23-12-1995	1194	302	1999	4	17	17-04-1999		
1964	2	24	24-02-1964				1944	11	5	05-11-1944	7206	257	1964	11	11	11-11-1964		
1994	6	15	15-06-1994				1630	7	2	02-07-3530	138600	460	1995	9	25	25-09-1995		

Nombre	Tipo Volcán	Configuración Tectónica	%SiO2	Sistema	Profundidad cámara magmática (kms)	Referencia	Espesor Cortical	VEI	Tipo Erupción
Tungurahua	Estratovolcán	Zona de subducción	58,5	C	1	Molina et al. (2005)	48,7	3	
Unzen	Complejo	Zona de subducción	65,3	C	10	Kagiyama et al.(1999)	25,8	1	
USU	Estratovolcán	Zona de subducción	70,2	C	4	Tomiya y Takahashi (1995)	29,36	2	
USU	Estratovolcán	Zona de subducción	69,6	C	4	Tomiya y Takahashi (1995)	29,36	2	
USU	Estratovolcán	Zona de subducción	68,8	C	4	Tomiya y Takahashi (1995)	29,36	2	

Año precu	Mes precu	Día precu	Fecha precu	Hora precu	Minuto precu	Tipo precursor	Año última erupción	Mes última erupción	Día última erupción	Fecha última erupción	Tiempo de reposo (días)	Duración precursor (días)	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Fecha Inicio	Hora Inicio	Minuto Inicio
2007	2	14	14-02-2007				2002	12	28	28-12-2002	1499	13	2007	2	27	27-02-2007		
1962	5	1	01-05-1962				1924	5	24	24-05-1924	13716	59	1962	6	30	30-06-1962		
1989	11	15	15-11-1989				1792	2	10	10-02-3692	80280	447	1991	2	12	12-02-1991		
1943	12	28	28-12-1943				1853	3	6	06-03-3753	58320	229	1944	8	17	17-08-1944		
2000	3	27	27-03-2000	8	0		1977	8	7	07-08-1977	8153,54	4,21	2000	3	31	31-03-2000	13	10