



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS MULTIPARAMÉTRICO DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN
VILLARRICA DE MARZO DEL 2015: EVIDENCIAS DE INTRUSIONES
BASÁLTICAS TRANSIENTES**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MILTON IGNACIO QUINTEROS CABALUZ

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
PATRICIA LARREA MARQUEZ

SANTIAGO DE CHILE

2022

ANÁLISIS MULTIPARAMÉTRICO DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN VILLARRICA DE MARZO DEL 2015: EVIDENCIAS DE INTRUSIONES BASÁLTICAS TRANSIENTES

El volcán Villarrica es un estratovolcán de composición basáltica y andesítico-basáltica que se encuentra en la Zona Volcánica Sur de los Andes (SAVZ) (39.42°S, 71.93°W). La erupción de 1984 se formó dentro del cráter uno de 7 lagos de lava que se han confirmado activos. Debido a esto es el volcán con la red de monitoreo más densa en Chile.

En este trabajo se realizaron series de tiempo (2000-2022), para los distintos parámetros de monitoreo con el fin de estudiar el comportamiento del lago de lava. Se utilizan datos del flujo de SO_2 (DOAS y OMI), cantidad de eventos sísmicos LP y VT diarios, geodesia (GPS e InSAR) y anomalías termales (MIROVA). Los resultados muestran un periodo de actividad termal intermedia (2000-2004) y tres periodos de alta actividad (2005-2007, 2010-2011 y 2015-2017). Estos periodos se caracterizan por tener un flujo de SO_2 elevado, una mayor cantidad de eventos VT y una mayor cantidad de anomalías termales, reflejo de periodos con mayor aporte de flujos de magmas basálticos. Parámetros como la cantidad de eventos LP y los respectivos a geodesia no muestran un comportamiento especial en los periodos activos.

Además, utilizando el flujo de SO_2 anual de los datos OMI, se calcula el flujo de magma (Alta act.: $1.56 \cdot 10^7 - 2.46 \cdot 10^7 \text{ Kg/año}$, Baja act.: $0.61 \cdot 10^7 - 1 \cdot 10^7 \text{ Kg/año}$), la velocidad promedio de este (Alta act.: 18 - 28.49 m/día, Baja act.: 7.05 - 11.59 m/día) y la diferencia de densidad necesaria para generar este movimiento (Alta act.: $41.64 - 85.77 \text{ Kg/m}^3$, Baja act.: $1.81 - 34.87 \text{ Kg/m}^3$) entre 2005 y 2019. Se observa un alzamiento de aproximadamente 5 cm a 5 km al SE del volcán mediante InSAR. Se realizó un modelo de Mogi para estimar la variación de volumen, la ubicación y profundidad del reservorio a partir de 3 interferogramas que muestran la señal de deformación ocurrida entre abril y agosto del 2015 (Prof. ≈ 6.5 km).

Al inicio de un periodo de alta actividad ocurre el paroxismo del 3 de marzo del 2015, para el que se propone un modelo a partir de una inyección en profundidad en base a hitos identificados en la serie de tiempo multi-paramétrica. 1) El primer hito se interpreta como una intrusión, en base al aumento de la cantidad de eventos LP diarios. 2) y 3) Las primeras evidencias de la intrusión en superficie y la llegada del material rico en volátiles en base a la razón de gases CO_2/SO_2 , la reaparición de anomalías termales y la disminución de eventos LP. cuando se rompe la capa sólida del lago de lava se produce un cambio de velocidad en el sistema y se logra que los volátiles asciendan junto al magma en profundidad. 4) La llegada de la fase volátiles y magmática a una profundidad somera o quizás la fragmentación del material, a partir del aumento rápido de eventos LP, anomalías termales y nivel del lago de lava. 5) Erupción. 6) Acumulación de magma, en base a el alzamiento en superficie, aumento de eventos LP y VT. 7) Mayor anomalía termal no eruptiva, relacionado al hito anterior.

Todos los periodos de alta actividad pueden explicarse mediante inyecciones de magma de composición basáltica en profundidad. Los periodos de baja actividad pueden atribuirse al fin del efecto de una inyección, o a la ausencia de ésta. Esto reflejaría las variaciones episódicas en la tasa de aporte magmático como en otros sistemas basálticos como Kilauea.

Para mis padres y mi hermano.

Agradecimientos

A la iniciativa Southern Andes Supersite por distribuir los datos de COSMO-SkyMed. A Diego Coppola (universidad de Torino) por compartir las series de tiempo de MIROVA. Al SERNAGEOMIN por los datos sismológicos. A Juan Carlos Baez del Centro Sismológico Nacional por procesar las series de tiempo de los datos GPS.

Me gustaría agradecer principalmente a mi familia y amigos, ya que ellos me dan la energía, ánimo y confianza para enfrentar estos desafíos y gracias a ellos estoy donde estoy. A mis amigos del colegio que nunca han dejado de estar presentes, el negro, la rata, el pato, Boudet, la pachi, el coke, el Feli, el chino, panchito. A las amistades formadas en la universidad, como la bandita taxista, María, Jota, Kurt, Jose, Yust, Almendra, Jero, Coke, Vito, Lucho. A la gente de geología, siempre de buen corazón, Frijol, Guti, Seba, Cami, Gabi, Alonso, Dani, Ale, Abuelo, Juanma, Isa, Gabi, Caro, Cata, Andy, Joaca, Yoyi, Tomi, Barby, Pau, Pino. A grupitos de la vida, como ayuda y la comunidad, Nerea, Pato, Negro, Cata, Isi, Maca, Cachito, Cata, Feña, Pipita, Shaggy, Plummer. Al grupo de trabajo InSAR, Sofi, Joaco, Gaby y Rodrigo por su apoyo y amistad durante el proceso de esta memoria y a mi profesor guía Francisco Delgado, por su constante guía, ayuda y paciencia durante este trabajo. Probablemente falten menciones y espero me perdonen por mi memoria, a ustedes también, gracias.

Tabla de Contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del estudio propuesto	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivos Generales	3
1.2.2. Objetivos Específicos	3
1.3. Hipótesis de trabajo	3
1.4. Marco Conceptual	3
1.4.1. Dinámica Magma en el Sistema	3
1.4.1.1. Desgasificación	4
1.4.1.2. Erupciones Estromboliana y Hawaiiana	5
1.4.1.3. Nivel Lago de Lava y Estabilidad del Sistema	6
1.4.1.4. Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR)	7
1.4.2. Sismología	13
2. ANTECEDENTES VOLCÁN VILLARRICA	14
2.1. Contexto Geológico	14
2.1.1. Historia Eruptiva	15
2.1.2. Cronograma Erupción 2015	16
2.2. Desgasificación	17
2.3. Anomalías Termales	19
2.4. Geodesia	20
2.5. Sismología	21
3. METODOLOGÍA	22
3.1. Emisión y Razón de Gases	23
3.1.1. Estimaciones de Flujo de Magma	24
3.2. Anomalías Termales	25
3.3. Geodesia	26
3.3.1. Estaciones GPS	26
3.3.2. Procesamiento de Interferogramas (InSAR)	28
3.3.2.1. Serie de Tiempo	28
3.3.2.2. Modelo de Mogi	29
3.4. Sismología	29
4. RESULTADOS	30
4.1. Observaciones en Terreno Lava 2015	30
4.2. Desgasificación	32

4.2.1.	Flujo de SO_2	32
4.2.2.	Razón CO_2/SO_2	34
4.2.3.	Estimaciones Flujo de Magma	35
4.3.	Anomalías Termales	37
4.4.	Geodesia	40
4.4.1.	GPS	40
4.4.2.	InSAR	41
4.4.2.1.	Serie de Tiempo	41
4.4.2.2.	Modelo de Mogi	43
4.5.	Sismología	45
4.5.1.	Sismo de Largo Periodo (LP)	45
4.5.2.	Sismos Volcano-Tectónicos (VT)	48
5.	DISCUSIONES	51
5.1.	Correlación distintos parámetros	51
5.1.1.	Eventos LP y Flujo de SO_2	51
5.1.2.	Periodos de alta y baja actividad	52
5.2.	Modelo Propuesto	54
5.3.	Erupción 2015	56
5.3.1.	Modelo Erupción	56
5.3.2.	Ausencia de Deformación previa a la Erupción, Deformación Posterior y Consecuencias	61
5.4.	Limitaciones en Métodos y Datos	63
5.4.1.	InSAR	63
5.4.2.	GPS	63
5.4.3.	Anomalías Termales	63
5.4.4.	Emisión y Razón de Gases	63
5.4.5.	Sismicidad	64
5.5.	Estudios Futuros	64
6.	CONCLUSIONES	66
	Bibliografía	68
	Anexos	83
A.	Efectos Distancia Temporal y Línea Base perpendicular en Calidad de interferogramas	83
B.	Tabla Resumen de Desgasificación (Estudios Previos)	84
C.	Primer Criterio de Calidad en Interferogramas	85
D.	Imágenes COSMO-SkyMed utilizadas	86

Índice de Tablas

2.1.	Comparación de composición de gases para lagos de lava de subducción (<i>Shinohara y Witter, 2005</i>).	19
3.1.	Tabla composición promedio entre diversos productos volcánicos de los años 1984, 1999 y 2000 (<i>Witter et al., 2004</i>)	25
4.1.	Tabla de contenido porcentual de fenocristales para lavas 1921, 1948, 1971 (<i>Pizarro et al., 2019</i>) y 2015 (resultados).	31
4.2.	Periodos de alta y baja emisión de SO_2 . Datos Satelitales OMI	32
4.3.	Periodos de alta y baja emisión de SO_2 . Datos satelitales OMI	35
4.4.	Diferencia de densidad necesaria para los flujos de magma calculados	36
4.5.	Periodos de alta y baja emisión de SO_2 . Datos satelitales OMI	38
4.6.	Duración promedio para sub-ciclos activos en cada periodo de alta actividad.	40
4.7.	Interferogramas seleccionados para Modelo de Mogi.	43
4.8.	Periodos de actividad VT y máximo de eventos asociados (figura 4.20, periodo 2012 - 2014)	48
4.9.	Periodos de actividad VT y máximo de eventos asociados en la figura 4.21. 2015 - 2018	49
4.10.	Periodos de actividad VT y máximo de eventos asociados (figura 4.22, periodo 2019 - 2022)	50
B.1.	Tabla Resumen de Antecedentes Desgasificación	84
D.1.	Total de fechas consideradas para este estudio.	86

Índice de Ilustraciones

1.1.	Ilustración de la relación entre la velocidad de ascenso relativa entre el magma y las burbujas y el tipo de erupción asociada. Extraído de (Mangan et al., 2014)	6
1.2.	Perfil presión-profundidad de un lago de lava en equilibrio. Debido a esto depende solo de la relación entre la presión y la fracción volumétrica de volátiles $\Phi(P)$ y la presión del reservorio en $-Z$. Extraído de Witham LLewellin (2006)	7
1.3.	Ilustración del área iluminada por el satélite y la dirección de azimuth y range. Extraída de Simons y Rosen (2015).	9
1.4.	Representación de la generación de un interferograma enrollado a partir de imágenes tomadas en los tiempos t_1 y t_2 en una misma zona de estudio. Cada fringe corresponde a $\lambda/2$ de la diferencia de las dos imágenes tomadas (Dzurisin y Lu, 2007).	11
1.5.	Representación de la línea base (B) y línea base perpendicular (B_{perp}) según la primera y segunda posición (P_1 y P_2).	12
2.1.	Mapa zona de estudio. Volcán Villarrica, coladas de lava históricas y alrededores. Topografía TanDEM-X de 12 m.	15
2.2.	Imagen de la fumarola del Volcán Villarrica desde la cima, compuesta principalmente por H_2O , seguido de SO_2 y CO_2 . Foto de terreno (17/01/2022). Cráter de ~ 50 m de diámetro.	17
2.3.	Recopilación de antecedentes en mediciones de flujo de SO_2 y razón CO_2/SO_2 . Detalle en tabla B.1 en anexos.	18
2.4.	Perfil con Eventos VT (círculos rojos), y el conducto modelado. Los triángulos rojos representan estaciones sismológicas. Extraída de (Cid, 2017)	20
2.5.	Modelo de actividad LP y VLP. El comportamiento cíclico de la apertura y cierre de la válvula genera sismicidad VLP e influye en el comportamiento de la sismicidad LP. La zona y flechas color rojo representan una intrusión magmática profunda (González-Vidal et al., 2022).	21
3.1.	Red de monitoreo volcán Villarica. A cargo del Observatorio Volcanológico de los Andes Sur (OVDAS).	22
3.2.	Periodos con información para los distintos métodos.	23
3.3.	Método GPS. Al ocurrir un alzamiento del edificio volcánico, se produce un cambio en la distancia horizontal entre las estaciones que evidencia la deformación	26
3.4.	Estación de monitoreo GPS de la estación VN2 (figura 3.1). Foto de terreno (19/01/2022).	27
3.5.	Gráfico de línea base perpendicular. Los colores indican cuál de los cuatro satélites de COSMO-SkyMed registró la imagen. Las líneas punteadas corresponden a los 42 interferogramas seleccionados.	28

3.6.	Gráfico de línea base perpendicular que muestra los interferogramas seleccionados para la serie de tiempo.	29
4.1.	Lava cordada producto de la erupción del 2015	30
4.2.	Muestra de la colada de lava de la erupción del 2015.	31
4.3.	Flujo de SO_2 . La línea naranja corresponde a mediciones anuales de OMI y los puntos azules a mediciones diarias realizadas por un DOAS.	32
4.4.	Flujo de SO_2 entre 2005 y 2022. Línea naranja: datos anuales OMI. Puntos azules: datos diarios DOAS	33
4.5.	Razón de gases CO_2/SO_2 previos la erupción del 2015 (línea roja). La línea gris representa cuando se produjo el alza (26 de enero)	34
4.6.	Gráfico de flujo de magma anual y velocidad diaria promedio a partir de las emisiones anuales de SO_2 (OMI).	35
4.7.	Diferencias de densidad necesarias para los flujos de magma calculados.	36
4.8.	Serie de Tiempo radiancia termal. 2000-2022	37
4.9.	Serie de tiempo de radiancia termal y periodos con presencia del Lago (2000-2022). Los periodos amarillos representan ausencia de información en POVI	38
4.10.	Ciclos activos termalmente donde se destacan fluctuaciones de VRP (periodo 2000-2022)	39
4.11.	Serie de Tiempo línea Base Perpendicular entre Estaciones TRAL y VNV2. Los datos en morado corresponden a datos procesados por el SERNAGEOMIN y los rosados a los proporcionados por el Centro Sismológico Nacional. La línea segmentada equivale a regresión lineal para los distintos segmentos y la roja marca la erupción.	40
4.12.	Desplazamiento acumulado en la serie de tiempo 10/01/2015 - 18/05/2015. Los puntos verde y rojo corresponden al pixel de referencia para el interferograma y la ubicación de la cámara resultante del modelo de Mogi respectivamente. El rectángulo muestra el área de las imágenes SAR utilizadas.	41
4.13.	Gráfico de serie de tiempo InSAR desde el 10 de enero del 2015 al 18 de mayo del 2015. La erupción del 2015 se resalta con una estrella. Punto -71.91° N -39.48° E (figura 4.12)	42
4.14.	Interferogramas seleccionados para realizar modelo de MOGI.	43
4.15.	Resultado Modelo de Mogi considerando los primeros 3 interferogramas. X e Y corresponden a las coordenadas de la cámara en coordenadas UTM (km) resaltadas con un punto rojo , Datum WGS84 en la zona 19H. Z corresponde a la profundidad en km y dV corresponde a la variación de volumen en km^3	44
4.16.	Serie de Tiempo de cantidad de eventos LP	45
4.17.	Primer periodo serie de tiempo de eventos LP (P1). 01/06/2012 - 16/07/2014. Posible periodo de transición en amarillo.	46
4.18.	Segundo periodo serie de tiempo de eventos LP (P2). 17/07/2014 - 22/5/2015	47
4.19.	Tercer periodo serie de tiempo de eventos LP (P3). Desde finales de mayo 2015 hasta mayo 2022. Se destacan algunas bajas en la cantidad de eventos que podrían ser similares a las del periodo anterior	47
4.20.	Serie de Tiempo de eventos VT. 2012-2014	48
4.21.	Serie de tiempo de eventos VT (periodo 2015-2018)	49
4.22.	Serie de tiempo de eventos VT (periodo 2019-2022)	50
5.1.	Gráfico de cantidad de eventos LP vs flujo de SO_2 . El primero corresponder a datos de promedio mensual y el segundo a datos diarios.	51

5.2.	Gráfico de monitoreo multiparamétrico en el Volcán Villarrica. Periodos de alta actividad resaltados en rojo y de baja actividad en gris (periodo 2000-2022). . .	53
5.3.	Figura del sistema magmático en periodos de baja (izquierda) y alta actividad (derecha). Razón CO_2/SO_2 en amarillo debido a baja cantidad de datos. . . .	55
5.4.	Figura sistema magmático en periodos de baja (izquierda) y alta actividad (derecha). Acercamiento a sección somera.	55
5.5.	Gráfico de monitoreo multiparamétrico en el Volcán Villarrica centrado en la erupción de marzo del 2015 (periodo 2014-2015)	57
5.6.	Modelo de erupción del 2015. Hitos del 1 al 4.	59
5.7.	Modelo de erupción del 2015. Hitos del 5 al 7.	61
A.1.	Calidad de coherencia en los interferogramas procesados según distancia temporal y línea base perpendicular	83
C.1.	Primer Criterio de calidad para selección de interferogramas. Siendo 0 la peor y 3 la mejor	85

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio propuesto

Las erupciones volcánicas son eventos comunes e inevitables, con cien erupciones al año aproximadamente a nivel global (*National Academies of Sciences, Medicine, et al., 2017*). Estas son parte del sistema Tierra, modificando paisajes, cambiando el clima y creando sistemas geotermales y yacimientos. Cuando ocurre una erupción de gran magnitud puede haber efectos a nivel global y causar catástrofes que afecten a un gran número de personas. Además, la duración de una erupción es mucho mayor a la de otros eventos como tsunamis y terremotos, pueden llegar a una duración de décadas en casos especiales. Debido a esto es necesario estudiar los sistemas volcánicos, sobre todo cuando estos se encuentran activos. Un mejor entendimiento del comportamiento de los volcanes puede resultar en la predicción de la ocurrencia de una erupción, su tipo, tamaño y duración (*National Academies of Sciences et al., 2017*). La mejor forma de conseguir este objetivo es mediante un monitoreo multiparamétrico constante en estas zonas [(*Wehrmann y Dzierma, 2011*)(*Dzierma y Wehrmann, 2010*)], que brinde los datos necesarios para comprender los procesos del sistema, tanto internos como externos.

Un tipo de sistema volcánico que existe en la Tierra corresponde a los volcanes de conducto abierto. Los volcanes de conducto abierto se caracterizan por grandes flujos de gases y erupciones infrecuentes conocidas como paroxismos. Algunos de estos volcanes de conducto abierto pueden tener lagos de lava permanente o semipermanente (*Lev et al., 2019*) (*Edmonds, Liu, y Cashman, 2022*), lo que implica que existe un mecanismo que permite un flujo de calor constante que evita que estos se solidifiquen. Esto puede ser explicado por un intercambio convectivo de magma con reservorios profundos, pero cuando la actividad supera los 100 - 1000 años indica que hubo una renovación del material (*Francis, Oppenheimer, y Stevenson, 1993*). Kilauea por ejemplo, presenta un crecimiento endógeno a partir de intrusiones de dique y formación de cúmulos producto de una provisión constante de magma derivado del manto (*Francis et al., 1993*). Cuando estos ocurren, se vuelven laboratorios naturales que brindan la oportunidad, poco común, de examinar procesos como convección magmática y desgasificación. Actualmente existen siete lagos de lava activos en el mundo asociados a distintos ambientes tectónicos: Puntos calientes (Erebus, Antártica; Kilauea, Hawái; Marum, Isla Ambrym, Vanuatu Ambrym), extensión (Erta' Ale, Etiopía; Nyiragongo, República Democrática del Congo) y subducción (Villarrica, Chile; Masaya, Nicaragua). (*Lev et al., 2019*). Uno de estos lagos de lava está en el volcán Villarrica.

En todo lago de lava se observan procesos de desgasificación, variaciones en el nivel y desplazamiento superficial de este, actividad explosiva localizada y una capa solidificada que

cubre un porcentaje de la superficie (*Lev et al., 2019*). Estos pueden ser monitoreados con distintas herramientas como mediciones de flujo y de composición de los gases emitidos (CO_2 y SO_2), anomalías termales con satélites y cámaras (*Plank et al., 2018*), medidas geodésicas (GPS e InSAR), sismicidad (terremotos LP), profundidad del lago de lava con un distanciómetro laser (*M. R. Patrick, Anderson, Poland, Orr, y Swanson, 2015*) e infrasonido.

Respecto a los distintos lagos de lava, se ha estudiado principalmente la longevidad a través de la cuantificación del flujo termal y de gases, mientras que poco se ha hecho para cuantificar las velocidades en superficie a excepción de Erta’Ale (*A. J. Harris, Carniel, y Jones, 2005*), Erebus (*Peters, 2015*) y Kīlauea [(*M. R. Patrick, Orr, Sutton, et al., 2016*) (*M. R. Patrick, Orr, Swanson, y Lev, 2016*)]. Se han realizado distintos tipos de estudios sobre la dinámica de fluidos en el conducto y lago de lava: de desgasificación [Erebus: (*Oppenheimer y Kyle, 2008*). Kīlauea: (*M. R. Patrick et al., 2015*) (*M. R. Patrick, Orr, Swanson, y Lev, 2016*) (*M. R. Patrick, 2018*). Ambrym: (*Bani et al., 2012*) (*Allard et al., 2016*) (*Carn, Fioletov, Mclinden, Li, y Krotkov, 2017*). Nyiragongo: (*Carn, 2003*) (*Sawyer, Carn, Tsanev, Oppenheimer, y Burton, 2008*).] de temperatura y flujo termal [Erebus: (*Calkins, Oppenheimer, y Kyle, 2008*) (*Wright y Pilger, 2008*). Erta’Ale: (*Burgi, Caillet, y Haefeli, 2002*) (*A. J. Harris et al., 2005*) (*Oppenheimer y Yirgu, 2002a*). Ambrym: (*Shreve, Grandin, y Boichu, 2022*). Masaya: (*Stephens y Wauthier, 2022*)], deformación cortical [Kīlauea: (*M. R. Patrick et al., 2015*) (*M. R. Patrick, Orr, Swanson, y Lev, 2016*), (*M. R. Patrick, 2018*). Ambrym: (*Shreve et al., 2022*). Masaya: (*Stephens y Wauthier, 2022*)], ciclicidad [Erebus: (*Oppenheimer, Lomakina, Kyle, Kingsbury, y Boichu, 2009*) (*Peters, 2015*). Erta’Ale: (*Spampinato, Oppenheimer, Calvari, Cannata, y Montalto, 2008*). Kīlauea: (*M. R. Patrick et al., 2015*), (*M. R. Patrick, Orr, Swanson, y Lev, 2016*) (*M. R. Patrick, 2018*)], de estilo convectivo y régimen de actividad del lago [Erebus: (*Calkins et al., 2008*) (*Kelly, Kyle, Dunbar, y Sims, 2008*). Erta’Ale: (*A. J. Harris et al., 2005*) (*Oppenheimer, McGonigle, Allard, Wooster, y Tsanev, 2004*) (*Spampinato et al., 2008*) (*A. J. Harris et al., 2005*) (*Jones, Carniel, Harris, y Malone, 2006*). Kīlauea: (*M. R. Patrick, Orr, Swanson, y Lev, 2016*) (*M. R. Patrick, Orr, Sutton, et al., 2016*) (*M. R. Patrick, 2018*) (*M. Patrick, Swanson, y Orr, 2019*)], etc [Erebus: (*Aster et al., 2008*) (*Csatho, Schenk, Kyle, Wilson, y Krabill, 2008*) (*Dibble, Kyle, y Rowe, 2008*) (*Kelly et al., 2008*) (*Sweeney, Kyle, y Oppenheimer, 2008*)]

En este estudio se sugiere que el lago de lava del volcán Villarrica tiene periodos cíclicos de actividad y se propone un modelo cualitativo de los procesos y condiciones que culminaron en la erupción basáltica Hawaiiana-Estromboliana del 3 de marzo del 2015 y su relación con un pulso de alzamiento del flanco sureste del volcán (*Delgado et al., 2017*).

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos Generales

Determinar patrones en las diversas señales del Volcán Villarrica que fueron obtenidas mediante monitoreo a lo largo de dos décadas (2000-2022).

1.2.2. Objetivos Específicos

- Reconocer periodos de actividad e inactividad del lago de lava.
- Establecer correlaciones entre los parámetros de flujo (SO_2) y razón de gases (CO_2/SO_2), sismología (LP y VT) y geodesia (GPS e InSAR), entre el año 2000 y 2022.
- Asociar variaciones del nivel de lago de lava con el pulso de deformación ocurrido en mayo del 2015.
- Estimar la ubicación de la zona de almacenamiento de magma en base a la deformación observada.

1.3. Hipótesis de trabajo

El volcán muestra actividad cíclica que se puede asociar a variaciones en la presión del sistema magmático, lo que se traduce en variaciones en el nivel del lago de lava.

1.4. Marco Conceptual

1.4.1. Dinámica Magma en el Sistema

Los factores que afectan la dinámica del magma dependen a grandes rasgos de la presión en el sistema y de la cantidad de volátiles presentes. Los magmas ascienden por diferencias de presión y/o de densidad en un conducto y/o un dique (*Jaupart, 2000*), lo que va acompañado de exsolución de volátiles, coalescencia y descompresión de burbujas durante el ascenso, etc. Además, el flujo de gas puede tener relación con el nivel de un lago de lava. Dependiendo de cómo es el flujo de gas el nivel del lago de lava es constante, aperiódico o de oscilación periódica, aunque haya presión y flujo de gas constante (*Witham y Llewellyn, 2006*).

Se puede dividir el estado del magma en su ascenso en tres categorías: magma sin burbujas, magma con burbujas y el estado luego de que ocurra fragmentación, si se dan las condiciones. La fragmentación es el proceso mediante el cual la fracción gaseosa rompe el magma como fase continua y pasa a encontrarse en segmentos individuales dispersos en una fase gaseosa continua (*Gonnermann, 2015*).

A gran profundidad los volátiles se encuentran totalmente disueltos en el magma, pero a medida que estos ascienden comienza la nucleación de burbujas debido a la disminución de la solubilidad por el cambio de presión, explicado por la Ley de Henry (*E. Parfitt y Wilson, 2008*). El mecanismo para producir fragmentación en magmas basálticos es por dinámica de fluidos, más específicamente debido a fuerzas inerciales generadas durante la expansión de

gases y a la turbulencia dentro de la corriente de la fase fundida y la gaseosa (*Gonnermann, 2015*).

Otro aspecto importante es el tipo de flujo con el que asciende el magma. Un factor determinante en este aspecto es la velocidad de ascenso. Cuando la velocidad de la fase gaseosa es baja o la del fundido es muy alta, las burbujas se encuentran atrapadas en el magma y se le llama flujo "burbujoso" (bubbly). En caso contrario, cuando la velocidad del gas es alta, la dinámica se complica evolucionando a flujo anular, slugs, churns, etc. Los slugs corresponden a burbujas de Taylor, es decir burbujas de tamaño comparable al ancho del conducto y el escape de estas por su gran velocidad está relacionado con actividad Estromboliana (figura 1.1).

1.4.1.1. Desgasificación

El mecanismo principal por el que se exsuelven volátiles en sistemas donde hay convección corresponde a la despresurización del magma en ascenso, lo que produce una baja progresiva en la solubilidad de los gases. Las emisiones de gases están compuestas principalmente por vapor de agua seguido por CO_2 y SO_2 . La solubilidad del agua y del dióxido de carbono varían con la composición del fundido y la temperatura, pero principalmente con la presión (Ley de Henry). La solubilidad del CO_2 consiste en una función lineal de su presión parcial, mientras que la de H_2O consiste en una función lineal de la raíz cuadrada de su presión parcial, y es extremadamente soluble en magma a profundidades superiores a 100 m (*Dixon y Stolper, 1995*). Para el SO_2 se estudia el coeficiente de partición de S (fase gaseosa / fundido), que es más complejo que las anteriores debido a las formas en que se puede presentar, en la fase gaseosa, en el fundido y en los cristales (*Métrich y Mandeville, 2010*).

La saturación de volátiles ocurre cuando la suma de las presiones parciales de los gases excede la presión confinante. Ésta se encuentra entre los rangos 200-500 MPa (7 a 18 km aprox con densidad 2800 kg/m^3) para composiciones basálticas (*Shinohara, 2008*). Una vez formado, el MVP (Magmatic Volatile Phase) puede migrar hacia arriba y fuera del depósito de magma rico en cristales y ascender hacia la superficie. Debido a la baja solubilidad del CO_2 la fase gaseosa será inicialmente rica en éste componente, luego a bajas presiones la exsolución de agua se vuelve progresivamente más importante pasando la fase de volátiles de rica en CO_2 a rica en H_2O . Una mayor participación de CO_2 , apreciable en concentración o en razón CO_2/SO_2 , podría significar que el gas se separó del magma a una mayor profundidad.

Existen distintos mecanismos propuestos para cuando ocurre una desgasificación constante, que significaría la acumulación de un volumen masivo si se considera solo el magma necesario para sostener estas emisiones. Uno de estos consiste en la ocurrencia de convección dentro del conducto. Esta es impulsada por la diferencia de densidad entre un magma rico en volátiles y uno desgasificado. El magma desgasificado de menor densidad desciende, mientras que el enriquecido en volátiles, probablemente desde un nivel más profundo en la corteza, asciende con una menor densidad. Luego a niveles someros, cuando la presión es baja, se separa la fase gaseosa del magma (desgasificación) y queda un fluido más denso que empezará a descender por el conducto (*Edmonds et al., 2022*). Éste mecanismo convectivo permite el transporte de componentes volátiles desde grandes profundidades hacia la superficie.

Los lagos de lava son ejemplo directo de éste mecanismo, ya que necesitan un flujo cons-

tante de calor para mantener el lago fundido. Esto es explicado por el intercambio constante entre la cámara y el lago de lava.

1.4.1.2. Erupciones Estromboliana y Hawaiiiana

Las erupciones de tipo Estrombolianas y Hawaiiianas están asociadas a una composición de magma basáltico. Estas fueron diferenciadas primero de forma cualitativa en base a observaciones de los volcanes Kilauea y Estrómboli. Últimamente, se ha considerado la duración de ambas como la mejor forma, donde las erupciones con fuentes Hawaiiianas tienen una duración que excede la de las Estrombolianas por $\sim 3 \cdot 10^2 - 10^4$ s (*B. F. Houghton et al., 2016*).

La clave para la ocurrencia de erupciones Estrombolianas es la desgasificación, el proceso de exsolución de los volátiles y la dinámica de ascenso de la fase gaseosa (*B. Houghton y Gonnermann, 2008*). Cuando el magma tiene una velocidad menor a la de la fase volátil se produce coalescencia de burbujas y se forman slugs. Estas se expanden y aceleran mientras ascienden para luego estallar cuando lleguen a la superficie, produciendo actividad Estromboliana.

Las erupciones Hawaiiianas ocurren cuando la velocidad de los volátiles es similar a la del magma y se encuentran atrapadas en éste. Mientras continúa la formación de burbujas durante el ascenso se avanza a un punto donde la fracción de burbujas (60-95%) será lo suficientemente grande para que ocurra fragmentación. Luego de esto se pronuncia la aceleración producto de la reducción de la fricción con las paredes y resulta en la expulsión de flujo continuo de gas y magma que produce la fuente de lava característica de las erupciones Hawaiiianas. Un ejemplo de esto es la erupción de 2015 del volcán Villarrica.

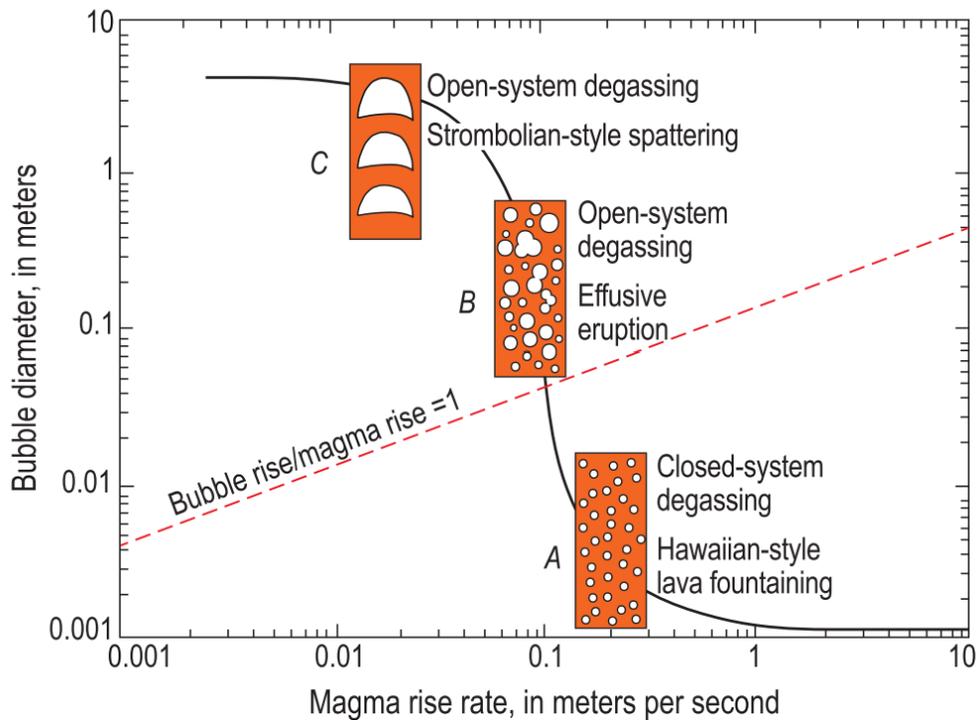


Figura 1.1: Ilustración entre la relación entre la velocidad de ascenso relativa entre el magma y las burbujas y el tipo de erupción asociada. Extraído de (Mangan et al., 2014)

1.4.1.3. Nivel Lago de Lava y Estabilidad del Sistema

A grandes rasgos las fluctuaciones en el nivel del lago de lava se asocian a variaciones en la presión del sistema. En el volcán Kilauea se ha asociado el nivel del lago a la presión del reservorio, que depende de la tasa de aporte magmático (*M. R. Patrick et al., 2015*). Esta relación no se ha podido hacer para el volcán Villarrica debido a que no ha sido posible medir instrumentalmente la presurización del sistema, ni variaciones en la profundidad del lago de lava.

A modo más específico, se puede observar el modelo de estabilidad de *Witham LLewellin (2006)*, donde se tiene un perfil de presión de equilibrio para un sistema (Figura 1.2). Este se obtiene en base a parámetros determinados y dependiendo de este se puede determinar la respuesta del sistema ante distintas perturbaciones. Un sistema estable, después de ser alterado, amortigua el cambio y se vuelve al equilibrio previo. En caso de que sea un sistema inestable, la perturbación empieza a crecer y se llega a un nuevo equilibrio con un nivel del lago de lava distinto. Esto depende también de cual sea la perturbación considerada. En un sistema estable con desgasificación eventualmente las burbujas endógenas saldrán del sistema en su totalidad y el lago se drenaría eventualmente, por lo tanto los lagos de lava deben tener un mecanismo de convección en el conducto que sea continuo o una fuente de burbujas exógenas en profundidad.

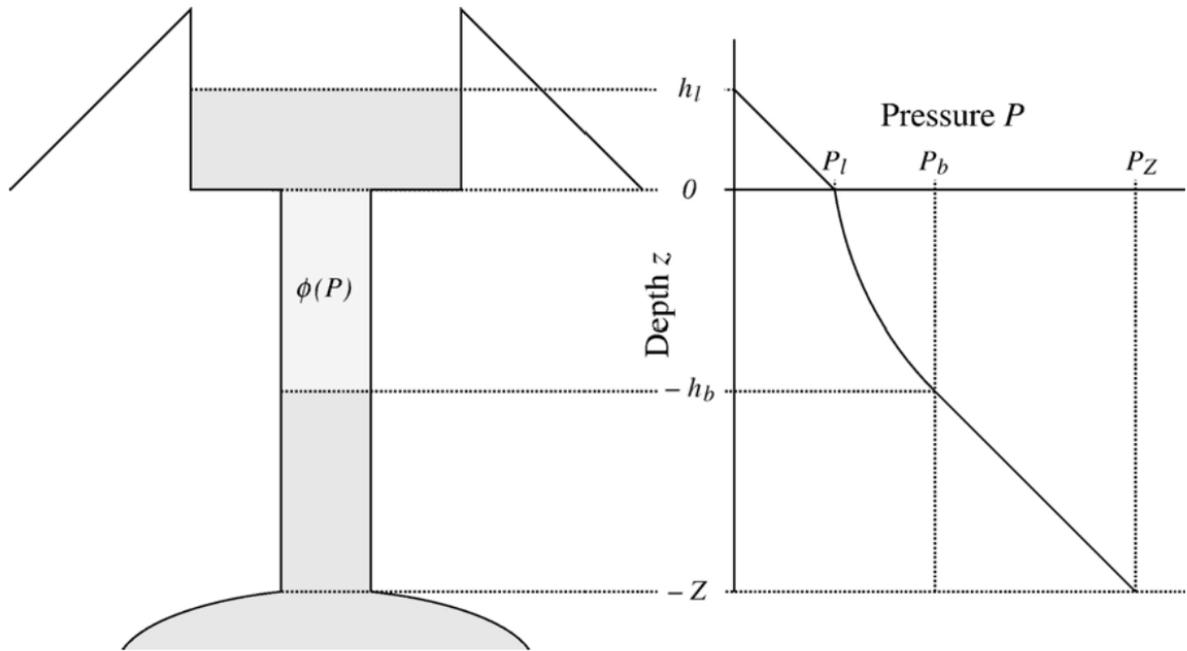


Figura 1.2: Perfil presión-profundidad de un lago de lava en equilibrio. Debido a esto depende solo de la relación entre la presión y la fracción volumétrica de volátiles $\Phi(P)$ y la presión del reservorio en $-Z$. Extraído de Witham LLewellin (2006)

La estabilidad de un sistema está controlada por cuatro parámetros: 1) Geometría lago-conducto, más específicamente por la razón entre el radio del conducto y el radio del lago. Cuanto mayor sea el área del conducto en comparación al área del lago, más estable será el sistema. 2) La ley de expansión de gases: es posible considerar distintas expresiones para este proceso. 3) Solubilidad. 4) Contenido de Volátiles: cuanto mayor el contenido de gas en la capa de burbujas, menos estable será el sistema

Es posible el paso de un sistema estable a inestable. Al estar la estabilidad relacionada al volumen de la fracción de gases y a la razón entre el radio del conducto y del lago, se puede pasar de un sistema estable a inestable al aumentar la fracción de gases o un cambio en la razón de radios. Ejemplos de esto serían una inyección de magma con mayor cantidad de volátiles o un estrechamiento del conducto debido a la adherencia del magma a las paredes.

1.4.1.4. Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR)

InSAR es un método capaz de localizar deformación cortical que se ha utilizado ampliamente para el monitoreo y estudio de erupciones [(Delgado, Pritchard, Ebmeier, González, y Lara, 2017) (Neal et al., 2019) (Montgomery-Brown et al., 2010), etc]. Un aspecto importante en este ámbito es la presión del reservorio, esta puede relacionarse al nivel del lago de lava e influir en el estilo eruptivo del volcán, debido a que la presión esta directamente correlacionada con la velocidad de ascenso según el flujo de Poiseuille. Cambios en la presurización del reservorio puede reflejarse como deformación cortical en superficie, detectable con InSAR. Cuando la deformación es positiva puede interpretarse como producto del movimiento de magma hacia una zona de almacenamiento.

Para procesar un interferograma se utilizan imágenes de radar, estos consisten en aparatos que mientras se encuentran en movimiento, alternan entre la emisión de ondas de microondas y la recepción de la reflexión de estas. La señal no es emitida directamente hacia abajo, tiene un ángulo de inclinación que varía para cada satélite (longitud de onda entre 3 y 24 cm). El tiempo transcurrido entre ambos da información sobre la distancia del objeto, mientras que las alteraciones a esta señal sirve para determinar características del objeto. La señal del radar tiene 3 componentes: la frecuencia, que es sensible al tamaño de los objetos con los que interactúa; la amplitud, función de la rugosidad de la superficie y la fase, función de la distancia entre el satélite y la superficie.

Las imágenes utilizadas se obtienen a partir de un sistema llamado radar de apertura sintética (SAR: "Synthetic Aperture Radar"), donde se utilizan técnicas de procesamiento de imágenes para crear una antena virtual de gran tamaño, lo que brinda una resolución mucho mayor a la que se obtiene con un sistema de apertura real. Esta aprovecha que cada punto se encuentra dentro del área de visión del satélite desde que ésta empieza a cubrirlos hasta que los deja atrás. De esta manera se tiene un resultado similar al que tendría realizar la adquisición de datos con una antena física de grandes dimensiones (*Lu y Dzurisin, 2014*).

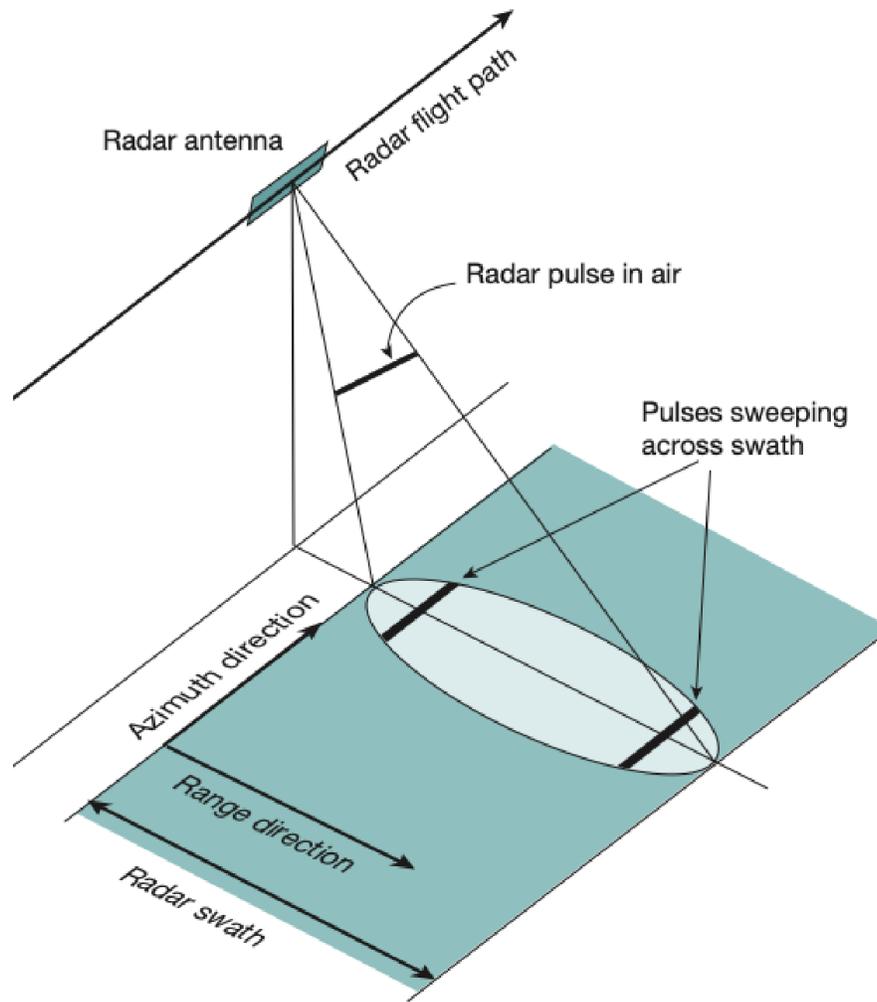


Figura 1.3: Ilustración del área iluminada por el satélite y la dirección de azimuth y range. Extraída de Simons y Rosen (2015).

La interferometría de radar puede ser definida a grandes rasgos como el uso de medidas de fase (ϕ) para medir de forma precisa la distancia relativa, en la línea de visión del satélite, a un objeto mediante la diferencia de dos o más imágenes SAR de distinto tiempo. Esto puede traducirse en un desplazamiento cuantificable positivo o negativo ocurrido entre ambas fechas, es decir un alzamiento o una subsidencia den la zona estudiada. La diferencia de fase resultante al procesar un interferograma se divide en 5 elementos: componente curvatura terrestre, componente topográfica, componente atmosférica, la coherencia y la componente asociada a la deformación. Para obtener la diferencia de fase que equivale solamente al efecto de deformación cortical es necesario remover el resto de las componentes de esta (ecuación 1.1). El efecto de la curvatura terrestre puede removerse utilizando las orbitas del satélite y el efecto de la topografía puede corregirse mediante el uso de un DEM. La fase atmosférica presenta cambios cuando varía el contenido de vapor de agua, la presión de la troposfera, el contenido de electrones en la ionosfera, etc. Este efecto puede corregirse con modelos basados en datos metereológicos o con correcciones empíricas. La componente asociada a la coherencia se relaciona a un índice de correlación entre cada pixel de las dos imágenes, que también indica el cambio en las propiedades de reflectancia de los pixeles. Es necesario que el índice tenga un valor alto para poder utilizarse para medir deformación.

$$\Delta\phi_{int} = \Delta\phi_{orb} + \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise} + \Delta\phi_{def} \quad (1.1)$$

$$\Delta\phi_{orb} = \text{Curvatura terrestre}$$

$$\Delta\phi_{topo} = \text{Fase topográfica}$$

$$\Delta\phi_{atm} = \text{Fase atmosférica}$$

$$\Delta\phi_{noise} = \text{Coherencia}$$

$$\Delta\phi_{def} = \text{Deformación}$$

En el caso de un interferograma enrollado la deformación se observa mediante fringes, es decir una secuencia de colores con valores de fase entre 0 y 2π que representa un ciclo (2π) y se repite de forma cíclica. Un fringe de fase representa una deformación equivalente a la mitad de la longitud de onda del satélite utilizado ($\lambda/2$) (*Dzurisin y Lu, 2007*). El desenrollado de fase cuenta las fringes acumuladas y deja de ser solamente un valor de fase entre 0 y 2π cíclico. Utilizando esto y la longitud de onda del satélite (λ), es posible calcular el cambio en la distancia al satélite para cada punto del interferograma.

En la Figura 1.4, se presenta un ejemplo de como a partir de dos imágenes SAR tomadas en distintos tiempos, se obtiene un interferograma enrollado. En este caso, el volcán en la segunda imagen (t_2) se habría elevado en comparación a la primera imagen (t_1) y para cada cambio de distancia de la mitad de la longitud de onda ($\lambda/2$) detectada, se formaría un fringe.

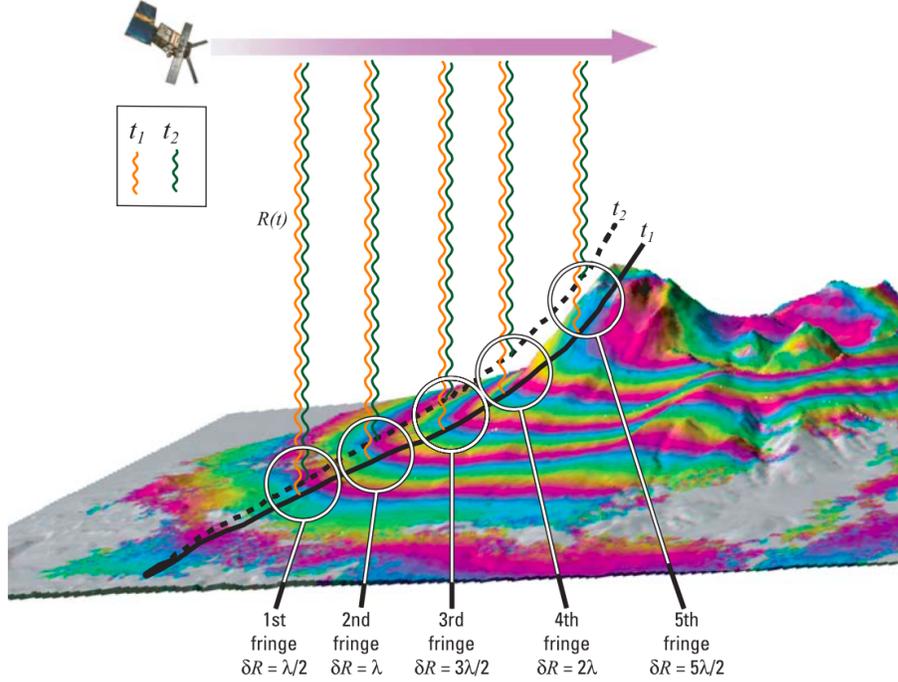


Figura 1.4: Representación de la generación de un interferograma enrollado a partir de imágenes tomadas en los tiempos t_1 y t_2 en una misma zona de estudio. Cada fringe corresponde a $\lambda/2$ de la diferencia de las dos imágenes tomadas (Dzurisin y Lu, 2007).

La fase (ϕ) de las imágenes SAR está compuesta por una componente determinista ($\phi(R)$) y un cambio de fase aleatorio (ϕ_{scatt}). El primero es función de la distancia entre el satélite (R) y el pixel en la Tierra y el segundo es producto de la combinación de todas las señales dispersas en un pixel. Para que se pueda utilizar la interferometría es necesario que la segunda componente no cambie significativamente de una imagen a otra (ecuaciones 1.2 - 1.4). Cuando esta cambia se produce una pérdida de coherencia y no se puede medir deformación. Esto puede ocurrir por cambios en el terreno que abarca el pixel o por variaciones estacionales como por ejemplo si hay nieve en las imágenes o mucha humedad. La magnitud de este efecto varía con la longitud de onda del satélite. Cuando son bajas por ejemplo, la distribución de las hojas pueden generar una pérdida de coherencia, pero cuando la longitud de onda es larga puede atravesar las hojas y ser reflejada por la roca o troncos, siendo así menos susceptible a cambios. Es por esto que generalmente mientras más separadas estén las imágenes temporalmente se espera una mayor pérdida de coherencia en el interferograma.

$$\phi_1 = -\phi(R) + \phi_{scatt_1} \quad (1.2)$$

$$\phi_2 = -\phi(R + \delta R) + \phi_{scatt_2} \quad (1.3)$$

$$\Delta\phi = \phi(R), \phi_{scatt_1} = \phi_{scatt_2} \quad (1.4)$$

Otro aspecto importante que puede afectar la coherencia es la línea base perpendicular (B_{perp}). Esta consiste en la distancia entre los puntos donde se encuentra el satélite a la hora de adquirir las imágenes (Figura 1.5). Cuando la distancia aumenta las diferencias causadas por topografía y la vista de geometrías desde distintos puntos de vista puede ser demasiado grande como para que se mantenga la coherencia (Lu y Dzurisin, 2014). De esta manera para mantener una buena coherencia es mejor utilizar B_{perp} pequeñas.

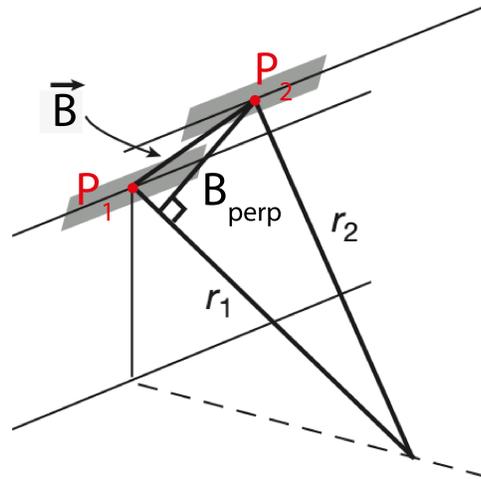


Figura 1.5: Representación de la línea base (B) y línea base perpendicular (B_{perp}) según la primera y segunda posición (P_1 y P_2).

1.4.2. Sismología

Existe una gran variedad de eventos sísmicos que pueden ocurrir en edificios volcánicos. A modo general se pueden dividir en cuatro grandes grupos: volcano-tectónicos (VT), de largo periodo (LP), muy largo periodo (VLP) y tremors sísmicos. Los de la categoría volcano-tectónicos tienen señales similares a los eventos de origen tectónicos y se piensa son provocados por movimiento de fallas con deslizamiento e o por eventos sismológicos de doble culpa, mientras que el resto son atribuidos a la acción de fluidos.

- Volcano-Tectónico (VT): o de Alta Frecuencia (HF): corresponden a la sismicidad generada cuando existe ruptura de roca al interior de los volcanes, provocada por el movimiento del magma. Pueden ser causados por fuerzas tectónicas a nivel regional, carga gravitacional, efecto de presión de poro e hidrofracturamiento, fuerzas termales y volumétricas asociadas a intrusiones de magma, una retirada del magma, enfriamiento, o combinaciones de estos (*McNutt, 2005*).
- Very Long Period (VLP): sismicidad ocasionada por la dinámica de fluidos volcánicos, que en ocasiones sugiere nuevos aportes de magma. Ha sido asociada a deformación de baja magnitud en la cámara por presurización (*González-Vidal et al., 2022*).
- Long Period (LP) O Low Frequency (LF): sismicidad ocasionada por la dinámica de fluidos volcánicos en los conductos rocosos por donde se moviliza. Se cree que que son generados por resonancia en grietas o conductos llenos de fluidos. Los últimos modelos están necesariamente asociados con grietas llenas de estos o a resonancia del conducto, provocada por una perturbación rápida de la estructura en cuestión, por ejemplo, una fluctuación de la presión del fluido en un conducto del subsuelo o excitación dinámica por un terremoto tectónico volcánico local. Son asociados a una profundidad somera <2km (*Wassermann, 2012*) o <800 m (*Bean et al., 2014*).
- Tremor Volcánico (TR): la mayoría de los volcanes basálticos monitoreados muestran ocurrencias cíclicas de tremors volcánicos. Estos son sismos de larga duración que pueden durar de minutos a meses. Ocurren producto de la dinámica continua de los fluidos al interior de un sistema volcánico. Observaciones en distintos volcanes sugieren que la interacción de gas y fluido está relacionada con la generación de tremores volcánicos (*Wassermann, 2012*).
- Acústica: la fragmentación de magma mediante la explosión de burbujas genera ondas acústicas de infrasonido que son registradas.

Otro parámetro utilizado en el monitoreo de sismicidad es el RSAM (Real-time Seismic-Amplitude Measurement), que representa el tamaño total de la señal sísmica durante períodos de 10 minutos, sin importar cual sea la fuente de la señal.

2. ANTECEDENTES VOLCÁN VILLARRICA

2.1. Contexto Geológico

La Zona Volcánica Sur de los Andes (SAVZ) se encuentra entre las latitudes 33 y 46°S. El espesor de la corteza muestra una disminución a medida que aumenta la latitud, desde ~ 50 a ~ 30 km, con un espesor de entre 30 y 40 km para la latitud del Volcán Villarrica (*Hickey-Vargas, Sun, y Holbik, 2016*). En esta zona domina la presencia de rocas basálticas y andesítico-basálticas, aunque también se encuentran en menor medida, andesitas, dacitas y riolitas. Información Isotópica de Sr, Nd, Pb y O de los basaltos excluyen la posibilidad de una asimilación cortical significativa, por lo que brindan información sobre la génesis y composición química de material máfico derivado del manto [(*Morris, Leeman, y Tera, 1990*) (*Sigmarsson, Condomines, Morris, y Harmon, 1990*) (*Hickey-Vargas et al., 2002*) (*Sigmarsson, Chmeleff, Morris, y Lopez-Escobar, 2002*)]. Distintos estudios han concluido que los basaltos del sector central son producto de la fusión del manto bajo el arco y la contaminación por medio de fluidos derivados de la deshidratación de la placa subductada.

El volcán Villarrica es un estratovolcán que se encuentra en la Zona Volcánica Sur de los Andes (SAVZ) (39.42°S, 71.93°W), cubriendo un área cercana a los 400 km^2 y llegando a 2847 m.s.n.m. (Figura 2.1). Es uno de los volcanes más activos de la SAVZ donde han ocurrido más de 50 erupciones históricas desde 1558 (*Petit-Breuilh, 2004*) de tipo explosivo y efusivo, siendo la última la ocurrida en marzo del 2015, y la previa a ésta en el año 1984 (*Romero et al., 2018*). El cono principal se encuentra dentro de una amplia caldera resultante del colapso de un edificio volcánico de mayores dimensiones durante el evento relacionado con la Ignimbrita Lican hace 13.9 ka (*Silva Parejas, Druitt, Robin, Moreno, y Naranjo, 2010*), y está formado mayoritariamente por lavas y piroclastos de composición basáltica y andesítico-basáltica. Además, sobre el volcán se encuentra un glaciar que cubre un área de 40 km^2 con un volumen aproximado de 8 km^3 .

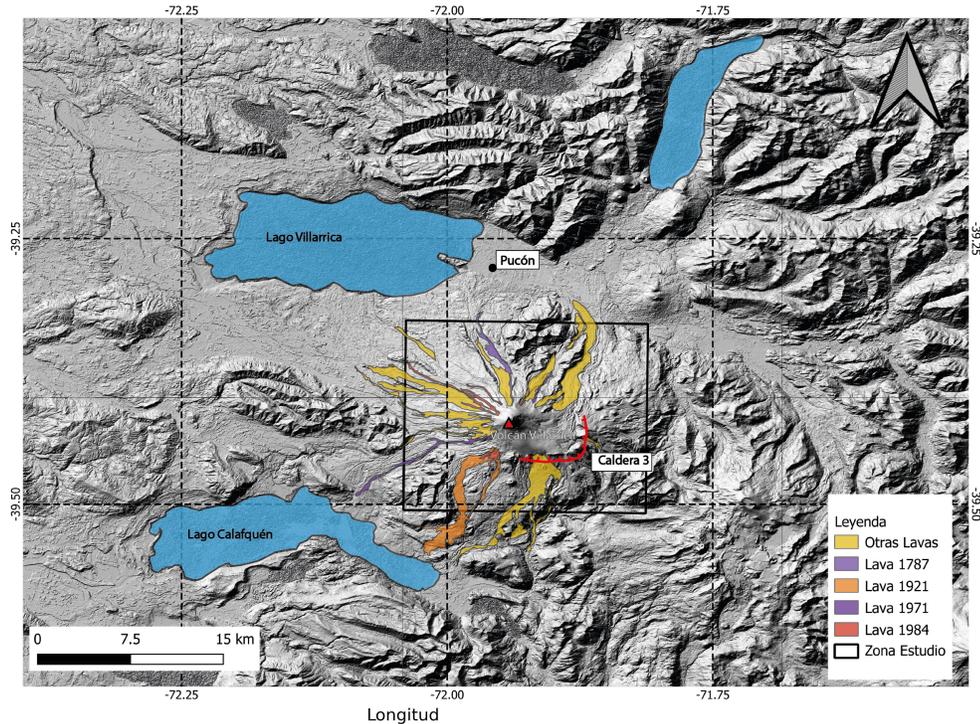


Figura 2.1: Mapa zona de estudio. Volcán Villarrica, coladas de lava históricas y alrededores. Topografía TanDEM-X de 12 m.

Después de la erupción de 1984 se formó dentro del cráter uno de los pocos lagos de lava de la Tierra que se han confirmado activos [(Witter, Kress, Delmelle, y Stix, 2004) (Palma, Calder, Basualto, Blake, y Rothery, 2008) (Moussallam et al., 2016)] con una actividad estromboliana persistente y con dimensiones variables, 180 m^2 en 2009 (Sawyer et al., 2011) y 518 m^2 en 2016 (Moussallam et al., 2016). A diferencia de otros lagos de lava, no siempre se tiene una visión clara de éste debido a que la actividad explosiva puede formar un techo con las salpicaduras que en periodos de mayor actividad puede formar terrazas o hasta un cono de ceniza (Palma et al., 2008). Además, está muy profundo, lo que puede dificultar el monitoreo mediante cámaras u otros medios que requieran una visión directa. Se han estimado tasas de emisión de gases del lago de lava, resultando en un flujo de 100 a 1300 ton/día de SO_2 (Palma et al., 2008) y de 4000 ton/día para la emisión total de volátiles (Sawyer et al., 2011).

2.1.1. Historia Eruptiva

La historia eruptiva holocena del Volcán Villarrica ha sido principalmente efusiva resultando en flujos de lava durante los últimos 14 ka, sumándose episodios explosivos de menor intensidad que los eventos de las ignimbritas Licán y Pucón los últimos 4 ka (Lohmar, Robinirdfr, y Naranjo, 2007). Datos petrográficos indican composiciones similares respecto al contenido de sílice en los eventos desde el depósito de caída Chaimilla hace 3.1 ka (Costantini, Pioli, Bonadonna, Clavero, y Longchamp, 2011), pero se identifican distintas familias para cada mineral y la presencia de éstas varía de evento a evento (Boschetty et al., 2022).

Dos eventos eruptivos de gran importancia son los que produjeron amplios depósitos piroclásticos, de composición andesítica a andesítica-basáltica, y la formación de calderas. El

primero fue una erupción con una fase magmática y otra freatomagmática que está relacionado a la Ignimbrita Licán con una edad de 13.800 años (*Lohmar et al., 2007*), que formó una caldera de gran tamaño donde ahora se encuentra el actual edificio volcánico. El segundo está relacionado con la ignimbrita Pucón con una edad de 3.700 años (*Silva et al., 2004*) y truncó parte del edificio post glacial, formando una segunda caldera, cerca de la cima del actual cono.

Durante el siglo 20 la actividad volcánica en los años 1921, 1948, 1963, 1964, 1971 y 1984, fue principalmente de tipo de tipo estromboliana VEI (1-3) a excepción de 1971 (freatomagmática). En todos los eventos hubo flujos de lava con un máximo de 16.5 km, con generación de lahares en varios casos.

Luego de la aparición del lago de lava en 1984, la actividad del volcán se resume en una constante pluma de desgasificación y explosiones de burbujas en la superficie. Los eventos de mayor intensidad corresponden a explosiones que involucran slugs de gas que suben por el conducto y se liberan en la superficie (*Palma et al., 2008*) y explosiones anormalmente fuertes (paroxismos) que pueden ocurrir en periodos de alta actividad con unas décadas de separación entre cada una. (*Van Daele et al., 2014*). La actividad estromboliana se vuelve predominante luego de la aparición del lago de lava y toma una mayor relevancia en comparación al periodo anterior.

2.1.2. Cronograma Erupción 2015

La erupción del 2015 corresponde por mucho al evento con mayor cantidad y calidad de observaciones visuales e instrumentales del volcán, antes de ésta no se tenía el alto nivel de monitoreo que se tiene ahora. Gracias a esto es posible ver como se desarrolla la erupción desde que presenta actividad precursora hasta los efectos posteriores a la actividad.

Las señales precursoras aparecen en agosto del 2014, cuando la cantidad de eventos LP aumentó (*Johnson, Watson, Palma, Dunham, y Anderson, 2018*). y el flujo de SO_2 aumentó a ~ 5000 ton/día hasta unos días antes de la erupción. El 12 de diciembre del 2014 se capturó en video una fuerte expulsión de gas, que fue acompañado por un alza en la razón CO_2/SO_2 entre noviembre del 2014 y enero del 2015 de valores entre 0.65 y 2.7 a 9 m mientras que la razón H_2O/CO_2 disminuía (*Aiuppa, Fischer, Plank, Robidoux, y Di Napoli, 2017*). Durante el inicio de febrero se observó un aumento en la amplitud del infrasonido que ocurrió simultáneamente con un aumento en la sismicidad (RSAM: Real-time Seismic-Amplitude Measurement) y con una mayor fuerza en la actividad estromboliana proveniente de dos respiraderos en el lago de lava (*Johnson y Palma, 2015*). Previo a la erupción se observa un aumento importante en la cantidad de eventos LP y en las anomalías termales. Datos de infrasonido muestran un aumento en el nivel del lago de 70 a 50 m de profundidad el 27 de febrero y una oscilación de este entre el 1 y 3 marzo (*Johnson et al., 2018*).

El 3 de marzo ocurre la erupción con una duración total de aproximadamente 55 min. El primer evento fue una expulsión de proyectiles alcanzando <100 m de altura. Luego inicia una fase de fuente de lava hawaiana que alcanza los 1.5 km de altura seguido de una fuerte actividad eruptiva con una columna de entre 6 y 7 km de altura que duró 16 minutos. Ya terminada la erupción se produjo una disminución abrupta de infrasonido y se bloqueó temporalmente la cima del cráter con un caparazón de lava solida. Luego se volvió progresivamente a un comportamiento de conducto abierto hacia finales de marzo. Dos meses

después de la erupción se observó un alzamiento ~ 2.5 km al sureste del volcán con una fuente ubicada a profundidad de 4.5 - 5.2 km correlacionada con actividad VT (Córdova *et al.*, 2015). Este alzamiento también se observó mediante InSAR entre medianos de abril y medianos de mayo del 2015, con un alzamiento entre 4 y 6 cm ubicado 5-6 km al sureste del volcán y modelado a una profundidad de ~ 4.2 km bajo el nivel del mar con un volumen acumulado de $7.5 \times 10^6 m^3$ (Delgado *et al.*, 2017).

2.2. Desgasificación

El Volcán Villarrica es un volcán de conducto abierto con una desgasificación constante a través del lago de lava. Esto se traduce en la presencia prácticamente permanente de una fumarola en la cima del volcán (figura 2.2). Cuando ocurren inyecciones magmáticas ricas en volátiles aumenta el flujo de gases, y probablemente aumentando la emisión de SO_2 . El proceso de desgasificación tiene un rol muy importante en la dinámica dentro del sistema (Lev *et al.*, 2019), por lo que si ésta cambia también se ve reflejado en otros ámbitos. En el caso de un aumento en la desgasificación, también ocurre un aumento en la radiancia termal (Marzeki, 2010) y cambios en la sismicidad del sistema (Palma *et al.*, 2008) .



Figura 2.2: Imagen de la fumarola del Volcán Villarrica desde la cima, compuesta principalmente por H_2O , seguido de SO_2 y CO_2 . Foto de terreno (17/01/2022). Cráter de ~ 50 m de diámetro.

Se han realizado distintos estudios sobre la emisión de gases en el Volcán Villarrica, donde destacan los de flujo de SO_2 [(Witter et al., 2004), (Mather et al., 2004), (Palma et al., 2008), (Moussallam et al., 2016), (Liu et al., 2019)] que abarcan los periodo 2000-2006 y 2014-2018. Estos estudios muestran una gran variación en las emisiones con un mínimo aproximado de 40 ton/día en 2016 y un máximo de 916 ton/día entre finales del 2014 e inicios del 2015. Estas variaciones se pueden ver en la figura 2.3. El flujo de SO_2 ha mostrado estar directamente relacionado a la sismicidad RSAM y al nivel del lago de lava. Los periodos donde el nivel del lago se encuentra alto están asociados a explosiones de burbujas más fuertes, mayores flujos de SO_2 y medidas de RSAM elevadas (Palma et al., 2008).

Otro de los parámetro importantes es la razón de gases CO_2/SO_2 , donde se tienen una menor cantidad de observaciones. Esta razón es importante debido a que entrega información de la fuente de los gases. Cambios en sus valores, como ciclos de aumento y disminución en sus valores, ha sido una señal precursora a erupciones para éste y otros volcanes [(Aiuppa et al., 2007), (Aiuppa et al., 2010), (Aiuppa et al., 2017)]. En los datos disponibles se observan principalmente periodos donde hay una baja razón CO_2/SO_2 [(Shinohara y Witter, 2005), (Moussallam et al., 2016), (Aiuppa et al., 2017), (Liu et al., 2019)], pero se tiene registro de dos periodos con una alta razón ocurridos en 2015 y finales del 2017 [(Aiuppa et al., 2017), (Liu et al., 2019)].

Los periodos de baja razón CO_2/SO_2 (<2) son interpretados como una desgasificación pasiva en equilibrio, donde las burbujas se separan del magma a profundidad somera (Aiuppa et al., 2017), lo que contrasta con periodos de alta actividad donde la composición rica en CO_2 indica una separación en profundidad (Liu et al., 2019). Los periodos de alta razón CO_2/SO_2 son acompañados por una desgasificación elevada y un aumento simultaneo en la sismicidad, más específicamente en RSAM (Aiuppa et al., 2017).

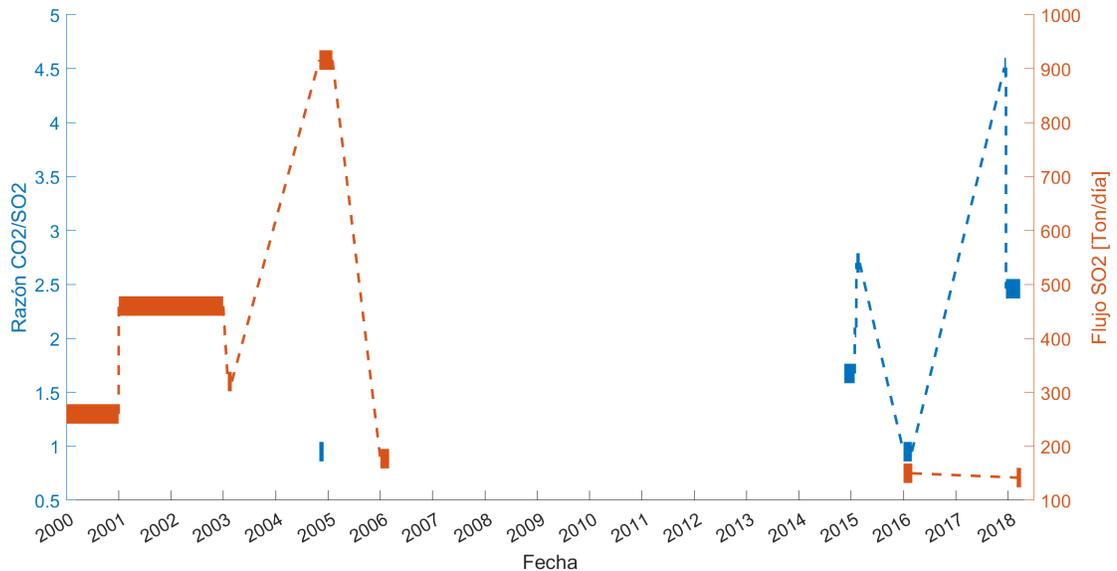


Figura 2.3: Recopilación de antecedentes en mediciones de flujo de SO_2 y razón CO_2/SO_2 . Detalle en tabla B.1 en anexos.

Se ha estimado la composición de gases durante actividad estromboliana leve (17/11/2004) utilizando mediciones de Sistema Multi-Sensor portátil y los resultados muestran que la composición de gases estimada es similar a la del volcán Masaya, que también tiene un lago de lava (*Burton, Oppenheimer, Horrocks, y Francis, 2000*) (Tabla 2.1). Y se ha sugerido que la composición medida puede ser generada por la desgasificación de un magma rico en volátiles (1.4–2.1% H_2O , 1060 ppm CO_2 , 930 ppm S y 530 ppm Cl) a un magma desgasificado (0 wt. % H_2O , 0 ppm CO_2 , 110 ppm S y 220 ppm Cl). Esto sugiere que la desgasificación ocurre a presiones bajas (*Shinohara y Witter, 2005*).

Tabla 2.1: Comparación de composición de gases para lagos de lava de subducción (*Shinohara y Witter, 2005*).

Volcán	H_2O	CO_2	SO_2	H_2S	HCl	HF
Villarrica	95	2	2.1	<0.01	0.63	0.23
Masaya	94.2	3.37	1.37	-	0.87	0.19

Esta composición se mantuvo constante, lo que sugiere que las burbujas causantes de actividad estromboliana tienen la misma composición implicando que no son derivadas de una fuente profunda sino por el ascenso de un magma en equilibrio.

2.3. Anomalías Termale

Estudios previos muestran que existen fluctuaciones en el comportamiento de las anomalías termale [(*Marzeki, 2010*) (*Reath et al., 2019*)]. Entre 2003 y 2005 se identificaron 3 fases, de duración entre 6 meses y un año, que contienen entre 6 y 8 ciclos cada una (*Marzeki, 2010*). Las variaciones a gran escala han mostrado buena correlación con las variaciones de emisión de gases anual durante el periodo entre 2000 y 2017. Además, estas fluctuaciones están relacionadas con la presencia o ausencia del lago de lava, siendo entonces buenos indicadores del nivel del lago de lava en el conducto (*Reath et al., 2019*).

Se ha propuesto que los periodos de alta radiancia suceden por el aumento en la presión de gases y luego de llegar a un nivel crítico este vuelve a descender para dar inicio a un nuevo ciclo (*Marzeki, 2010*). También se ha sugerido, a modo general para los lagos de lava, que existe un punto crítico donde la presión hidrostática será lo suficientemente grande para que no suba el nivel del lago y ese es el momento donde ocurre coalescencia de burbujas para formar slugs. Una vez que estos son liberados hay una rápida bajada en el nivel del lago debido a la disminución del gas contenido y el aumento de la densidad (*Witham, Woods, y Gladstone, 2006*).

A nivel más específico, está la sugerencia de los ciclos que componen las fases, con una duración entre 6 y 32 días, aunque la mayoría de estos se caracteriza por un aumento rápido de la radiancia y una duración de aproximadamente 21 días.

2.4. Geodesia

Se ha estudiado un alzamiento al sureste mediante GPS (*Córdova et al., 2015*) e InSAR (*Delgado et al., 2017*) ocurrido posterior a la erupción de marzo del 2015. Los resultados del primero indican un aumento en las tasas de desplazamiento de las 4 estaciones GPS instaladas sobre el edificio volcánico, las componentes verticales de todas estas muestran un alzamiento mínimo de 1 cm/mes, sugiriendo un alzamiento en el edificio volcánico. Los datos InSAR identifican la deformación entre medianos de abril y medianos de mayo del 2015 y se le atribuye, mediante un modelo de Mogi, una fuente ubicada 5 km al sureste de la cima y con una profundidad de 4.2 km bajo el nivel del mar (*Delgado et al., 2017*).

Cid (2017) sugiere que la deformación es consecuencia del aumento de volumen de un reservorio magmático más específicamente un esferoide prolato (sensu stricto) de 5 km de radio, a 5 km de profundidad, 8 km al SE del cráter, orientado $N60^{\circ}W/26^{\circ}SE$. Esto coincide con la localización de sismos VT detectados entre el 20 y 25 de abril al SW del volcán (figura 2.4).

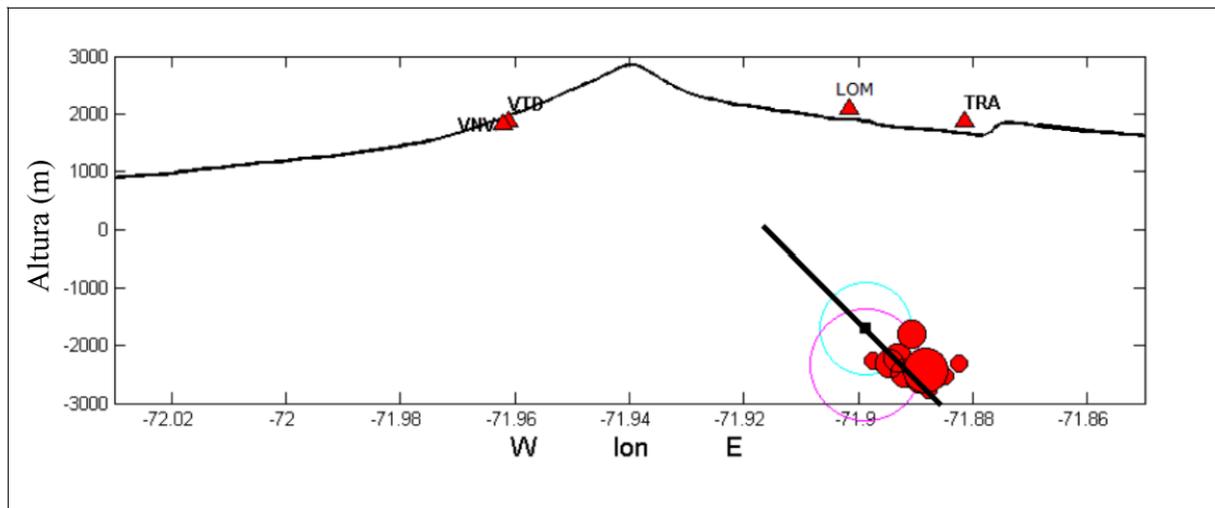


Figura 2.4: Perfil con Eventos VT (círculos rojos), y el conducto modelado. Los triángulos rojos representan estaciones sismológicas. Extraída de (Cid, 2017)

2.5. Sismología

Villarrica es un volcán sísmicamente activo, donde la actividad sísmológica refleja procesos que ocurren en el sistema volcánico. Cambios en estas señales pueden indicar influencia externa, como actividad tectónica o nuevas inyecciones magmáticas.

Estudios sobre la actividad LP indican que la señal sísmica es originada a poca profundidad dentro del conducto y está relacionada a la actividad volcánica dentro del conducto (*Richardson y Waite, 2013*). Más específicamente a la migración de volátiles o de magma rico en volátiles a través del conducto volcánico (*González-Vidal et al., 2022*). La actividad VLP en cambio, es atribuida a la deformación de la cámara por presurización, lo cual provoca un movimiento vertical en la superficie (*González-Vidal et al., 2022*). En este modelo se sugiere que existe una válvula o estructura que controla el paso de magma desde el reservorio al conducto. Cuando esta se encuentra cerrada se acumula presión provocando un movimiento vertical positivo por deformación en el techo de la cámara. Cuando está cerrada en cambio, se libera parte de esta presión y el movimiento vertical es negativo. Este comportamiento cíclico es el responsable de la sismicidad VLP y también se relaciona con el comportamiento de la sismicidad LP al controlar el flujo del material.

Se han atribuido aumentos transitorios en la sismicidad a pequeñas explosiones estrombolianas. También se observó una correlación temporal entre el estallido de burbujas en la superficie del lago de lava y los eventos sísmicos transitorios en 2006 (*Calder et al., 2004*).

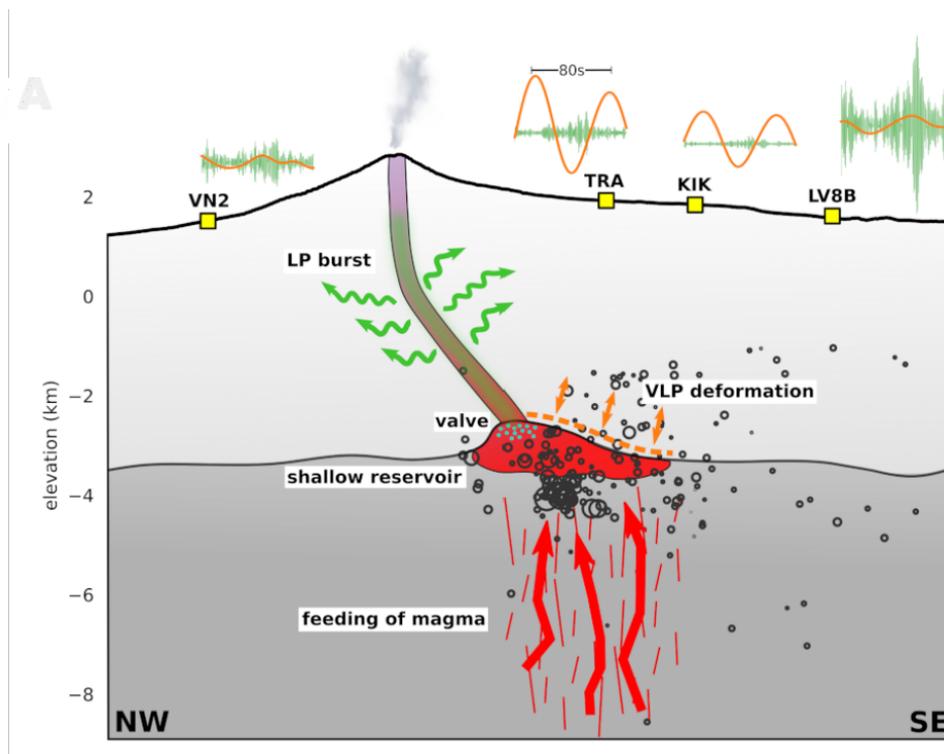


Figura 2.5: Modelo de actividad LP y VLP. El comportamiento cíclico de la apertura y cierre de la válvula genera sismicidad VLP e influye en el comportamiento de la sismicidad LP. La zona y flechas color rojo representan una intrusión magmática profunda (*González-Vidal et al., 2022*).

3. METODOLOGÍA

Para este trabajo se usará gran parte de la información resultante de la red de monitoreo del volcán, que consiste en estaciones de monitoreo de emisión y razón de gases CO_2/SO_2 , sismológicas, GPS y de infrasonido (figura 3.1). A esto se agrega información obtenida por satélites como el monitoreo de emisión de SO_2 , detección de anomalías termales y de deformación cortical mediante el método de InSAR.

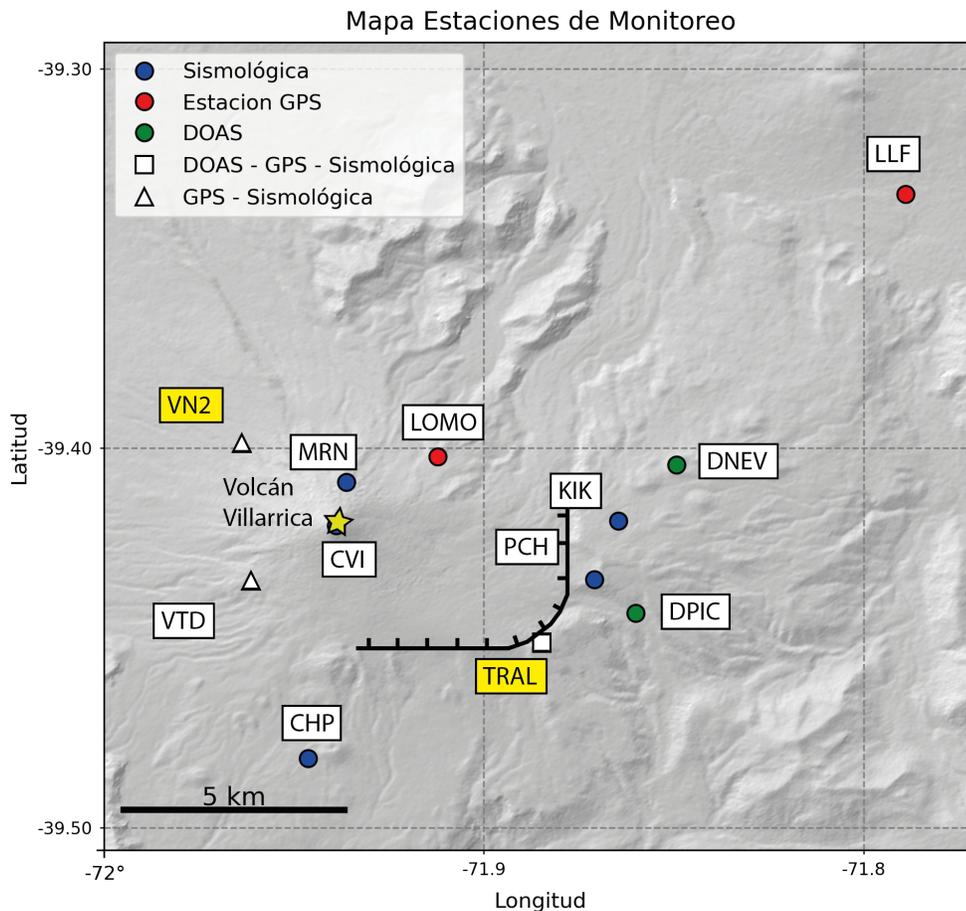


Figura 3.1: Red de monitoreo volcán Villarica. A cargo del Observatorio Volcanológico de los Andes Sur (OVDAS).

Existe una gran cantidad de datos producto del monitoreo del volcán, y es el volcán mejor monitoreado en Chile junto con Nevados de Chillán (*Cardona et al., 2021*). El periodo que abarca cada uno se resume en la figura 3.2. La ocurrencia de dos fuentes de datos para GPS

se representa como dos líneas distintas y la línea punteada en InSAR representa estudios anteriores.

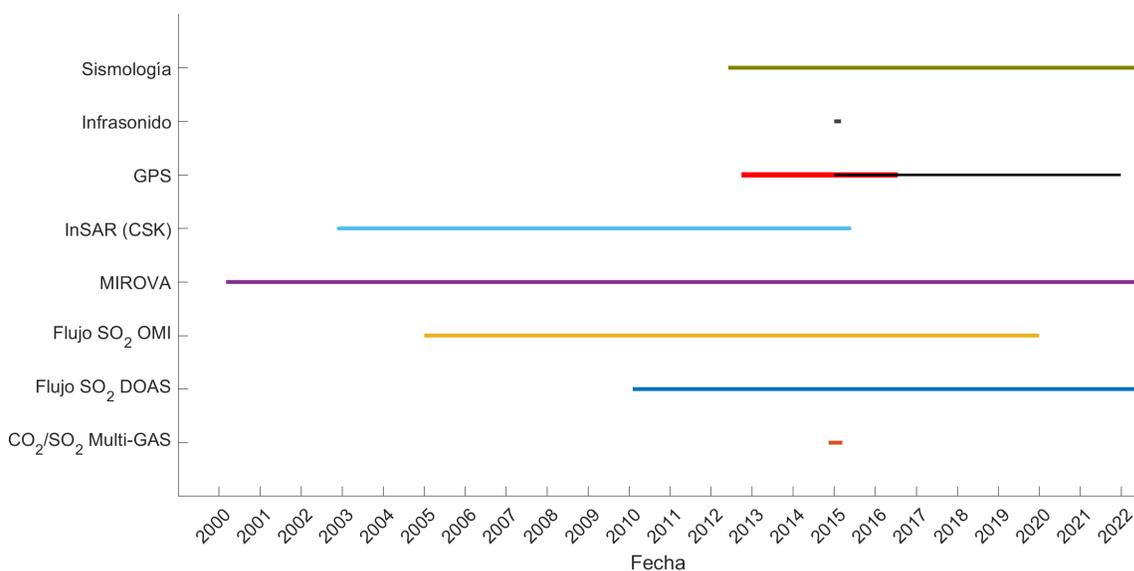


Figura 3.2: Periodos con información para los distintos métodos.

3.1. Emisión y Razón de Gases

El proceso de desgasificación tiene un rol importante en el ascenso del material y cambios en esta podrían reflejar una inyección de magmas basálticos y/o procesos de convección en el conducto. La información más importante respecto a este proceso la brinda el flujo de gases y su composición. Estos pueden dar información respecto a la cantidad de volátiles y a la fuente de estos.

En el Volcán Villarrica se realizan mediciones de SO_2 mediante dos instrumentos DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) y de CO_2 a través de un Multi-GAS (Multi-component Gas Analyzer System). Los DOAS pueden estar ubicados en el edificio volcánico lejos de la fuente de gas, mientras que el Multi-GAS debe encontrarse cerca a la fuente de gases, en la cima del volcán.

El Multi-GAS (Multi-component Gas Analyzer System) es un instrumento compuesto por distintos sensores y necesita estar en contacto con el gas que se quiere analizar. Es capaz de medir concentraciones de CO_2 , SO_2 , H_2S y H_2O , junto con medidas de presión, temperatura y humedad relativa. Se usan sensores de pequeño tamaño para esto, de tipo electroquímico para SO_2 y H_2S e infrarrojos para CO_2 . Usando la temperatura y humedad relativa se puede estimar la concentración de H_2O con la ecuación de Arden Buck (*Buck, 1981*) para luego restar la concentración en el ambiente para tener el H_2O de origen volcánico.

Los DOAS son aparatos que funcionan mediante imágenes espectrales, utilizan el principio de Espectroscopia de Absorción Óptica y Diferencia basado en la absorción característica del espectro electromagnético por moléculas de gas en la atmósfera. El SO_2 es actualmente el único gas medible con este método debido a que presenta fuertes absorciones en el espectro

ultravioleta (UV) y a su relativa baja concentración en el ambiente. Además, la manera en que funciona permite que pueda instalarse a varios kilómetros de las fuentes de gases y brindar un monitoreo constante con bajo riesgo de instalación y a su posterior integridad, a diferencia de lo que ocurre con los Multi-GAS.

A diferencia de otros compuestos, las características del SO_2 lo vuelven el único gas volcánico medible de forma satelital. Esto se realiza de manera similar al funcionamiento de los DOAS, utilizando las absorciones de este gas en el espectro UV. El OMI (Ozone Monitoring Instrument) (*Carn et al., 2017*), ha sido capaz de generar un inventario de emisiones de SO_2 para más de 90 volcanes del mundo desde el 2005, en el $\sim 30\%$ de estos se ha detectado tendencias en su comportamiento. Este aparato se encuentra a bordo del satélite Aura, y es capaz de distinguir entre distintos tipos de aerosol, tales como humo, polvo, sulfatos, etc. Para esto obtiene imágenes hiperespectrales en el espectro visible y ultravioleta que proviene de la reflexión de la luz solar. Algunas de las bandas de este instrumento coinciden con bandas de absorción del SO_2 y hacen posible su medición.

3.1.1. Estimaciones de Flujo de Magma

A partir de los flujos de SO_2 anuales se puede estimar, en términos de masa y volumen, el flujo de magma necesario para producir esa cantidad de desgasificación. Para esto se utilizan las ecuaciones 3.1 y 3.2 (*Kazahaya, Shinohara, y Saito, 1994*).

$$\Delta m = \frac{10^6 \cdot M_S \cdot Q_{SO_2}}{M_{SO_2} \cdot \Delta C_S} \quad (3.1)$$

$$\Delta V = \frac{10^6 \cdot M_S \cdot Q_{SO_2}}{M_{SO_2} \cdot \Delta C_S \cdot \rho_m} \quad (3.2)$$

Donde Δm y ΔV son los flujos de masa y volumen, M_S y M_{SO_2} corresponden a las masas molares del azufre y del dióxido de azufre, ΔC_S es la disminución en el contenido de S en el magma por desgasificación. Q_{SO_2} corresponde a la tasa de emisión de SO_2 y ρ_m es la densidad del magma.

También, utilizando el resultado de flujo ascendente y la ecuación de flujo de Poiseuille (*Edmonds et al., 2022*), es posible estimar la diferencia de densidad ($\Delta\rho_{d-a}$) que impulsaría el movimiento:

$$Q_{asc} = \frac{\pi \cdot \Delta\rho_{d-a} \cdot g \cdot r_a^4}{8 \cdot \nu_a} \quad (3.3)$$

En esta ecuación g corresponde a la constante gravitacional, r_a es el radio del conducto y ν_a es la viscosidad del magma ascendente.

También es posible estimar la velocidad promedio de ascenso del magma a partir del flujo calculado considerando una sección en el conducto.

$$\Delta V = v \cdot \pi r^2 \quad (3.4)$$

Los valores utilizados son: 2640 kg/m³ para la densidad del magma (*Witter et al., 2004*)

y un Cs de 1400 (*Wehrmann et al., 2014*) para obtener estimar el flujo de magma. Y luego a partir de este resultado se obtienen velocidades de ascenso promedio con un conducto de radio ~ 13 m (*Moussallam et al., 2016*).

La viscosidad del magma fue calculada con el modelo Vogel–Fulcher–Tammann (VFT) (*Giordano, Russell, y Dingwell, 2008*) utilizando un contenido de cristales entre 10 y 15 % principalmente debido a que la mayoría de las lavas del volcán Villarrica presentan esa cristalinidad (*Boschetti et al., 2022*), una temperatura de 1000°C la composición promediada de reticulitas del año 2000, escoria metálica de 1999 y la lava de 1984 descrita en estudios anteriores (*Witter et al., 2004*).

Tabla 3.1: Tabla composición promedio entre diversos productos volcánicos de los años 1984, 1999 y 2000 (*Witter et al., 2004*)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
52.69	1.21	17.08	0	9.05	0.16
MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O
5.84	9.51	3.19	0.67	0.23	1.4

3.2. Anomalías Termales

Esto puede realizarse por detección infrarroja mediante cámaras o por un satélite (*Plank et al., 2018*). En este trabajo se hará un análisis de las anomalías termales entre el año 2000 al 2022 mediante MIROVA (Middle InfraRed Observation of Volcanic Activity). Este es un sistema que sirve para detectar anomalías termales a altas temperaturas (>500 K) de forma automática, cercana a tiempo real. Está basado en imágenes adquiridas por el sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), que tienen una resolución espacial de 1 km y una resolución temporal de 4 imágenes por día en el ecuador. Presenta información en el espectro MIR (Middle Infrared) y para TIR (Thermal Infrared) (*Coppola et al., 2020*). El algoritmo usado por MIROVA calcula índices espectrales con las dos bandas antes mencionadas que amplifican la presencia de objetos calientes en cada píxel respecto al ambiente.

Cada anomalía termal detectada consiste en píxeles con un alto valor para estos índices. A partir de esto se calcula el VRP (Volcanic Radiative Power) (*Wooster, Zhukov, y Oertel, 2003*):

$$VRP = 18.9 \cdot A_{\text{pixel}} \cdot \sum_{i=1}^{n_{\text{pix}}} (L_{MIR,alerta} - L_{MIR,amb})_i \quad (3.5)$$

A_{pixel} es el área de cada píxel (1 km²), n_{pix} es la cantidad de píxeles que presentan anomalía, $L_{mir,alerta}$ es la radiancia MIR para el píxel i y $L_{mir,amb}$ es la radiancia de los píxeles adyacentes a la anomalía.

El VRP resultante tiene un error de 30 % debido a que solo representa los píxeles con temperaturas >500 K como anomalías. Por esto es útil para estudiar domos o lavas, pero no fumarolas pequeñas.

Los datos utilizados para este trabajo corresponden a los utilizados en *Reath et al. (2018)* extendidos hasta junio del 2022. Que fueron graficados para hacer una serie de tiempo.

Se registran también fechas donde se tiene información del estado de la costra del lago de lava. Esto en base a los reportes que se encuentran en POVI (<http://www.povi.cl>), se consideran fechas con presencia del lago de lava cuando hay fotos de éste o para fotos tomadas a distancia donde se observa incandescencia.

3.3. Geodesia

3.3.1. Estaciones GPS

Se utilizará la información registrada por estaciones GPS ubicadas en el edificio volcánico, más específicamente las estaciones TRAL y VN2 (figura 3.1 y 3.4). Estas registran desplazamientos norte-sur, este-oeste y en la vertical. Los datos disponibles consisten en la distancia de línea base perpendicular entre ambas estaciones, de modo en que si esta aumenta se considera debido a el alzamiento de un cuerpo entre ambas estaciones (figura 3.3). Los datos entre finales de septiembre del 2012 y julio del 2016 fueron provistos por el SERNAGEOMIN y la línea base entre enero del 2015 a mediados de diciembre 2022 fue procesada con el software 'Bernese' y proporcionada por el Centro Sismológico Nacional.

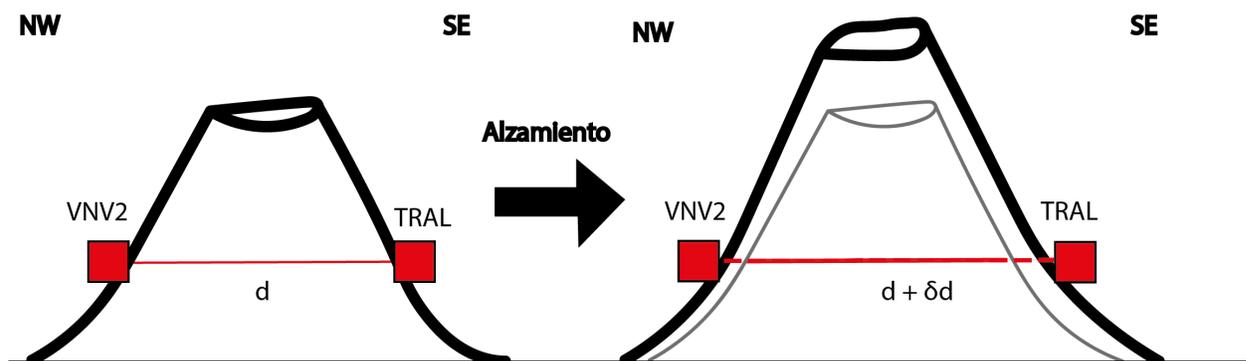


Figura 3.3: Método GPS. Al ocurrir un alzamiento del edificio volcánico, se produce un cambio en la distancia horizontal entre las estaciones que evidencia la deformación

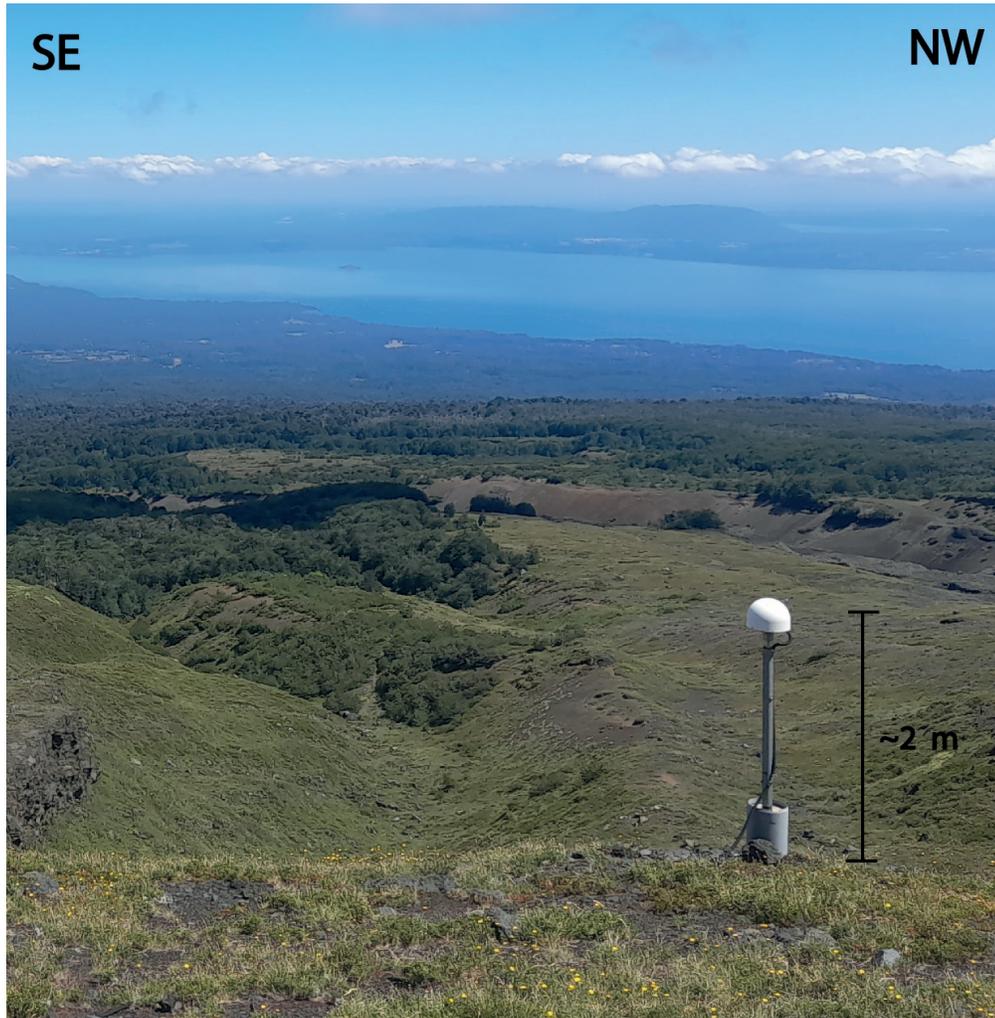


Figura 3.4: Estación de monitoreo GPS de la estación VN2 (figura 3.1). Foto de terreno (19/01/2022).

3.3.2. Procesamiento de Interferogramas (InSAR)

Este método, Interferometric Synthetic Aperture Radar, utiliza dos imágenes satelitales de diferentes fechas para medir la diferencia de fase que ocurre entre ellas. En este estudio se utilizarán distintas imágenes satelitales de la misión COSMO-SkyMed, de banda X ($\lambda \approx 3$ cm) entre diciembre del 2014 y junio del 2015 para procesar interferogramas mediante el software ISCE de JPL (NASA/Caltech) y observar la ocurrencia o no de deformación.

Se utilizaron 31 imágenes SLC (Single Look Complex) inicialmente, para procesar un total de 557 interferogramas descendentes. La fase fue desenrollada con el algoritmo SNAPHU_MCF utilizando 15 looks en range y en azimuth. Luego se usó el DEM de TanDEM-X de 30 m para corregir la componente topográfica. Estos fueron seleccionados en base a su coherencia (primer criterio en anexo: D.1) hasta quedar finalmente con 42 interferogramas con coherencia alta e intermedia.

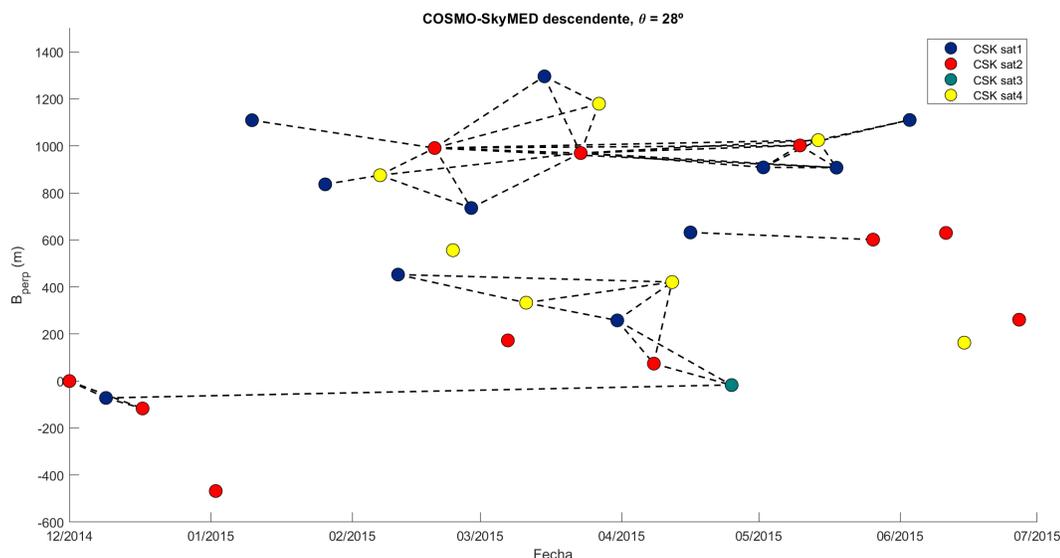


Figura 3.5: Gráfico de línea base perpendicular. Los colores indican cuál de los cuatro satélites de COSMO-SkyMed registró la imagen. Las líneas punteadas corresponden a los 42 interferogramas seleccionados.

3.3.2.1. Serie de Tiempo

El objetivo de una serie de tiempo es mejorar la resolución temporal de InSAR, es decir tener una mejor idea de cómo evoluciona la deformación observada en los muestreos entre la fecha inicial y final de la serie. Para esto se utilizan múltiples interferogramas y se tiene el dato correspondiente al desplazamiento acumulado para cada fecha utilizada en los interferogramas.

Se seleccionaron 26 interferogramas de los 42 finales, más específicamente los que se encuentran interconectados en el gráfico de línea base perpendicular (figura 3.6) para realizar una serie de tiempo de InSAR con el fin de obtener el desplazamiento acumulado durante el periodo estudiado. Esto se realiza mediante una implementación en MATLAB del algoritmo

Small Baseline Subset (SBAS).

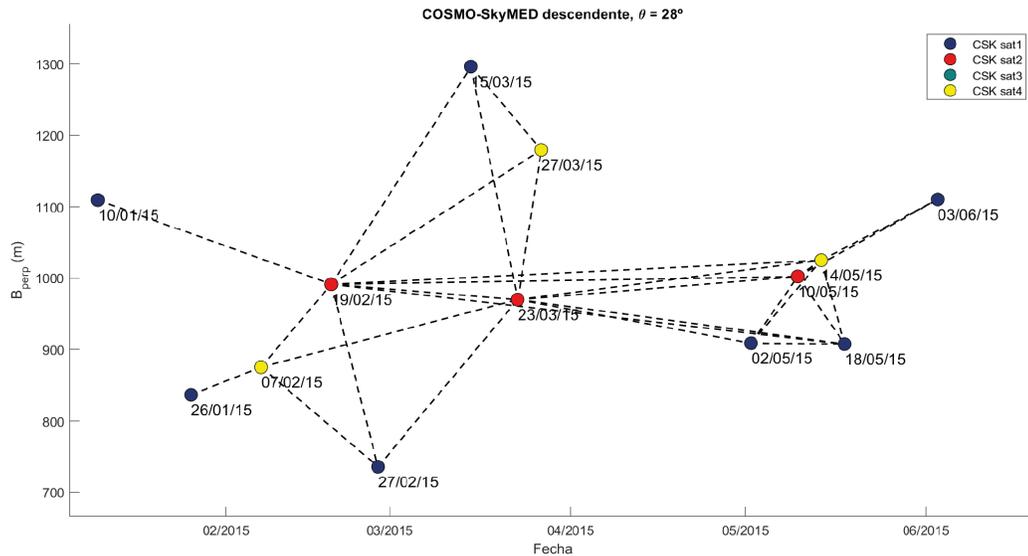


Figura 3.6: Gráfico de línea base perpendicular que muestra los interferogramas seleccionados para la serie de tiempo.

3.3.2.2. Modelo de Mogi

Un modelo de Mogi consiste en la presurización de una esfera en profundidad, producto de un fluido cualquiera, lo que genera un desplazamiento en superficie. La interpretación geológica de esto corresponde a la presencia de una zona de acumulación de magmas, muy probablemente basálticos, y que tienen cierto grado de simetría. El modelo se realiza con un código de Matlab donde se compara la deformación estimada por el modelo con la deformación observada en los interferogramas. Finalmente se obtiene la posición de la cámara, su profundidad, la variación de volumen de esta para producir la señal observada y el residual, que refleja que tan bien se ajusta la fuente modelada a la observada.

Para esto se eligen 4 interferogramas que presentan claramente la señal de alzamiento y sin influencia atmosférica. Se realizan distintos modelos utilizando de 1 a 4 interferogramas con todas las combinaciones posibles y luego se evalúan los resultados.

3.4. Sismología

El volcán Villarrica cuenta con una red de ocho estaciones sismológicas (figura 3.1) y una estación de infrasonido. Datos sobre la cantidad de eventos LP y VT diarios, desde junio del 2012 a mayo del 2022, fueron provistos por el SERNAGEOMIN. Estos serán estudiados para tener una referencia de la actividad sísmica del volcán durante la serie de tiempo.

4. RESULTADOS

4.1. Observaciones en Terreno Lava 2015

También se observaron productos de la erupción del 2015 durante una salida a terreno realizada en enero del 2022. Se observó principalmente una lava de tipo pahoehoe y una pequeña sección tipo aa, a no más de un 1 km de la cima (figura 4.1), con zonas pequeñas de transición entre ambos tipos.



Figura 4.1: Lava cordada producto de la erupción del 2015

Se obtuvo una muestra de esta colada tipo pahoehoe en terreno, que luego fue descrita una muestra de mano como una roca de masa fundamental color negro con bajo contenido de fenocristales que no superan los 2 mm ($\sim 20\%$ en volumen), donde resaltan cristales de plagioclasas ($\sim 19\%$ de la roca) y en menor proporción olivinos ($\sim 2\%$ de la roca). También presenta una gran cantidad de vesículas apreciables en las caras frescas de la muestra (30 - 40%), lo que indica que la fase gaseosa seguía presente en el magma al momento de la erupción (figura 4.2). La muestra correspondería a un basalto o andesita en base a la mineralogía observada, probablemente una andesita basáltica si se considera la composición geoquímica de los depósitos de tefra (Romero *et al.*, 2018). Esta difiere en contenido de minerales a la lava de 1921, pero es comparable a las lavas de 1948 y 1971 (Pizarro *et al.*, 2019), teniendo una mayor similitud a la de 1971. Aunque en el porcentaje de vesículas presentes, la muestra estudiada tiene mayor similitud a la lava de 1921 (tabla 4.1) (Pizarro *et al.*, 2019).

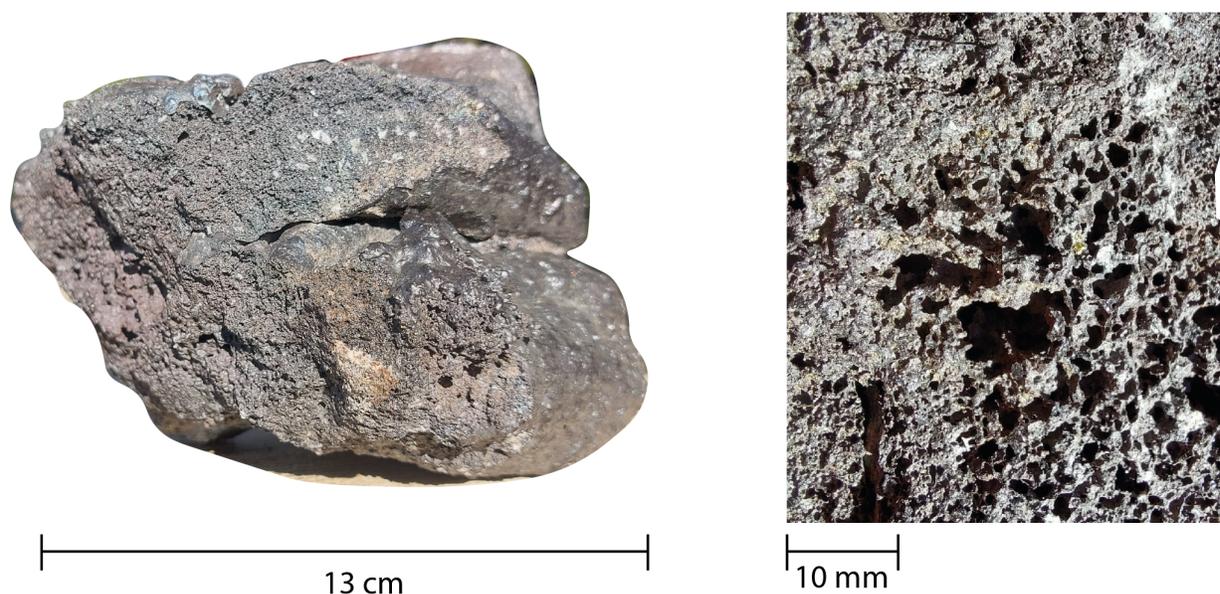


Figura 4.2: Muestra de la colada de lava de la erupción del 2015.

Tabla 4.1: Tabla de contenido porcentual de fenocristales para lavas 1921, 1948, 1971 (Pizarro *et al.*, 2019) y 2015 (resultados).

	Lava 1921	Lava 1948	Lava 1971	Lava 2015
Fenocristales	27 - 41 %	24 - 30 %	17 - 21 %	$\sim 20\%$
Plagioclasa	24 - 31 %	18 - 20 %	14 - 18 %	$\sim 18\%$
Olivino	3 - 7 %	5 - 9 %	3 - 4 %	$\sim 2\%$
Piroxeno	0.4 - 4 %	<0.9 %	<0.3 %	-
Vesículas	15 - 22 %	2 - 6 %	1 - 13 %	35 - 40 %

4.2. Desgasificación

4.2.1. Flujo de SO_2

Los datos de flujo de SO_2 anual de OMI fueron obtenidos de la página web de Monitoreo Global de Dióxido de Azufre del Centro de Vuelo Espacial Goddard de la NASA (https://so2.gsfc.nasa.gov/kml/OMI_Catalogue_Emissions_2005-2019.xls). En estos se observa un comportamiento cíclico entre el 2005 y el 2019 (Figura 4.3: línea naranja), con tres periodos de alta emisión y tres de baja resumidos en la tabla 4.3. Todos tienen una duración de entre 2 y 3 años antes de mostrar un cambio notorio. Dentro de estos periodos destaca el periodo 2012-2014 que presenta una cantidad anómalamente baja de emisión anual en el año 2013, equivalente a 5.000 toneladas.

Tabla 4.2: Periodos de alta y baja emisión de SO_2 . Datos Satelitales OMI

Periodo	Emisión	Mínimo [Ton]	Máximo [Ton]
2005-2007	Alta	117.000	130.000
2008-2009	Baja	53.000	61.000
2010-2011	Alta	151.000	182.000
2012-2014	Baja	5.000	44.000
2015-2017	Alta	151.000	115.000
2018-2019	Baja	45.000	74.000

La segunda fuente de datos proviene de mediciones diarias realizadas por un instrumento DOAS, y es ilustrada en la figura 4.3 mediante puntos azules. Se distingue que en los periodos de alta emisión existe una variación muy grande en las mediciones, teniendo una mayor densidad en los valores relativamente bajos, pero con una cantidad considerable en valores altos, siendo lo que los diferencia de los periodos de baja emisión.

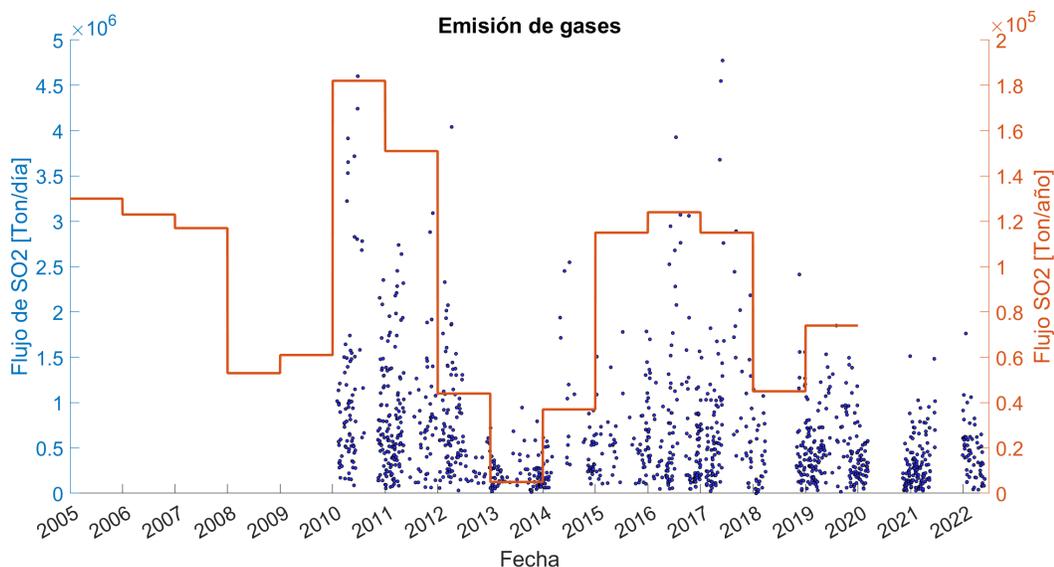


Figura 4.3: Flujo de SO_2 . La línea naranja corresponde a mediciones anuales de OMI y los puntos azules a mediciones diarias realizadas por un DOAS.

En la figura 4.4 se muestran el promedio calculado, la suma total de las emisiones mensuales y la cantidad de datos para cada mes. Ambos datos muestran a grandes rasgos el mismo comportamiento cíclico observado en los datos satelitales, pero muestran algunas diferencias en peaks observados dentro de los periodos.

En la figura 4.4.A se distingue una gran variación en la cantidad de mediciones mensuales y si se compara con la emisión total mensual (figura 4.4.B), se puede distinguir una clara correlación en los peaks resaltados. Por lo tanto es más claro estudiar el promedio de los datos existentes para cada mes. A pesar de esto durante el año 2014 parecen no coincidir algunos datos con las medidas de OMI, específicamente para los meses de mayo a agosto, pero estos también presentan una cantidad de mediciones muy bajas, de 3, 6, 2 y 1 respectivamente por lo que es posible que no se represente bien la tendencia general. Para junio, julio y agosto existen una o dos mediciones anómalamente altas que incrementa considerablemente el promedio del mes. De esto también se desprende lo variable que es la emisión de gases de un instante a otro y que la mejor forma de estudiar éste aspecto, por lo menos en éste lago de lava, es mediante tendencias en su comportamiento en periodos más largos.

Es posible extender el comportamiento de baja emisión de gases que parte el año 2018 hasta el final de los datos en mayo de 2022. Esto cobra sentido bajo la suposición de que los dos periodos donde no hay datos se mantiene dicha tendencia. Esto también se observa en los datos de MIROVA, como se verá más adelante.

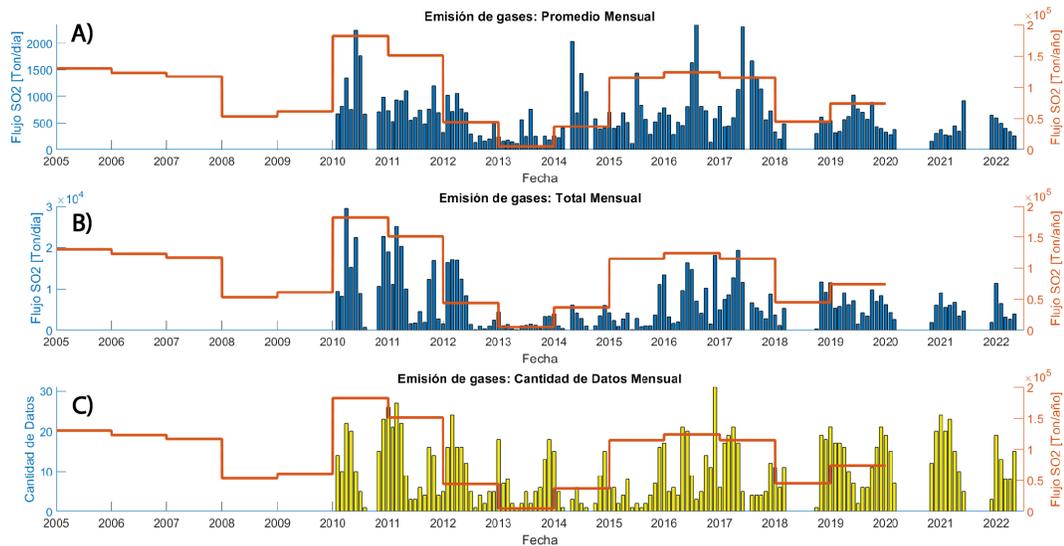


Figura 4.4: Flujo de SO_2 entre 2005 y 2022. Línea naranja: datos anuales OMI. Puntos azules: datos diarios DOAS

4.2.2. Razón CO_2/SO_2

En la figura 4.5 se muestran los datos de la razón CO_2/SO_2 extraídos de *Aiuppa et al. (2017)*, donde el instrumento muestra solo el periodo unos meses previos a la erupción, a diferencia de las mediciones de SO_2 . En los datos se aprecia un claro aumento en los valores a partir del 26 de enero del 2015 que es interpretado como una señal precursora de la erupción del 3 de marzo.

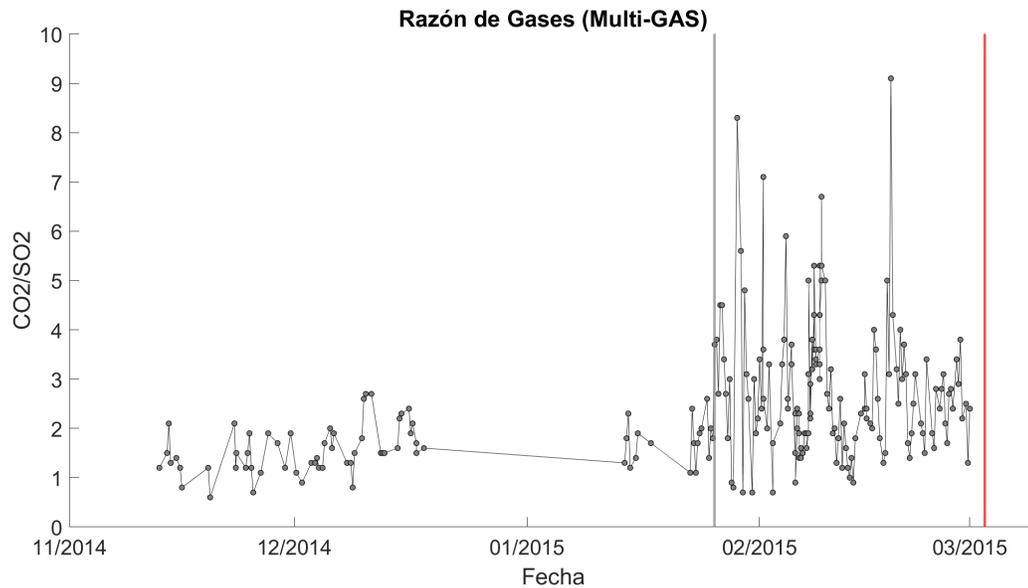


Figura 4.5: Razón de gases CO_2/SO_2 previos la erupción del 2015 (línea roja). La línea gris representa cuando se produjo el alza (26 de enero)

4.2.3. Estimaciones Flujo de Magma

Utilizando las ecuaciones 3.1 a 3.4 con las emisiones anuales de OMI, se determinan los flujos de magma para cada año en términos de masa y volumen, la velocidad de ascenso promedio de éste en el conducto.

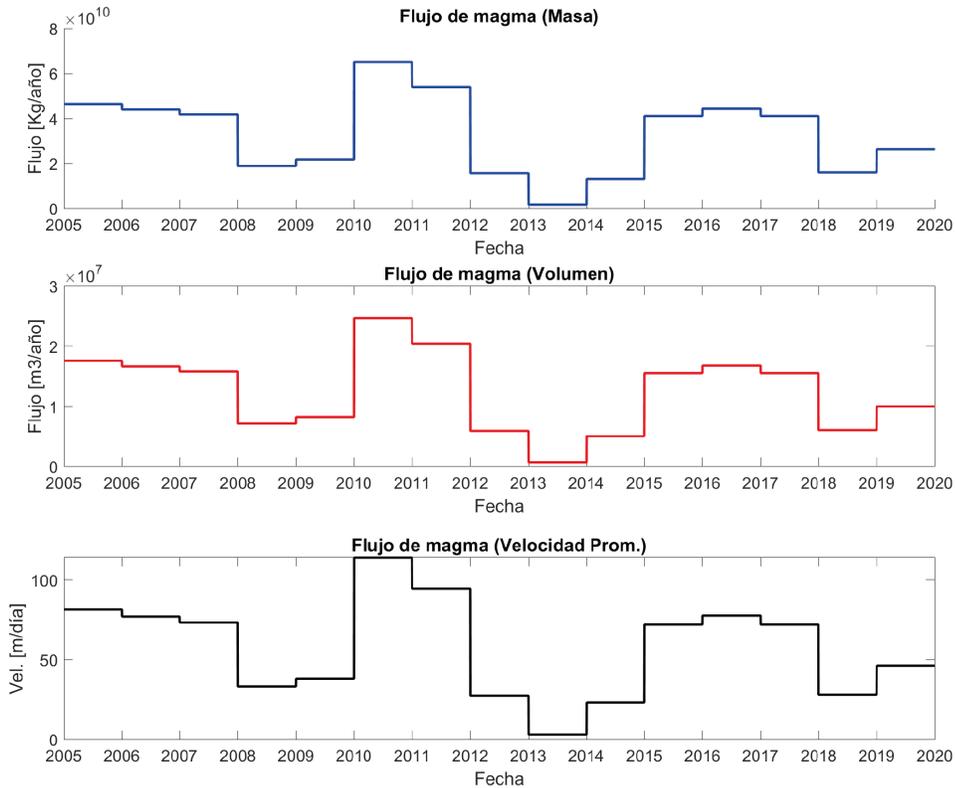


Figura 4.6: Gráfico de flujo de magma anual y velocidad diaria promedio a partir de las emisiones anuales de SO_2 (OMI).

Tabla 4.3: Periodos de alta y baja emisión de SO_2 . Datos satelitales OMI

Periodo (emisión)	Flujo Magma [Kg] $\times 10^7$	Flujo Magma [m^3] $\times 10^{10}$	Velocidad diaria prom. [m/día]
2005-2007 (Alta)	1.58 - 1.76	4.19 - 4.64	73.3 - 81.44
2008-2009 (Baja)	0.72 - 0.83	1.9 - 2.18	33.20 - 38.22
2010-2011 (Alta)	2.04 - 2.46	5.4 - 6.51	94.6 - 114.02
2012-2014 (Baja)	0.07 - 0.59	0.18 - 1.57	3.13 - 27.57
2015-2017 (Alta)	1.56 - 1.68	4.11 - 4.43	72.05 - 77.68
2018-2019 (Baja)	0.61 - 1	1.61 - 2.3	28.19 - 46.36
Baja Emisión	0.07 - 1	0.18 - 2.3	3.13 - 46.36
Alta Emisión	1.56 - 2.46	4.11 - 6.51	72.05 - 114.02

A continuación, en la figura 4.7, se muestra el resultado del cálculo de la diferencia de densidad necesaria para producir los flujos descritos anteriormente para los años desde el 2005 al 2020. Es posible interpretar que el valor se encuentra entre los valores de 10 y 15 % de contenido de cristales ya que es el común para los productos del Volcán Villarrica, pero de todas formas se grafican los valores fuera de éste rango por un 5 %.

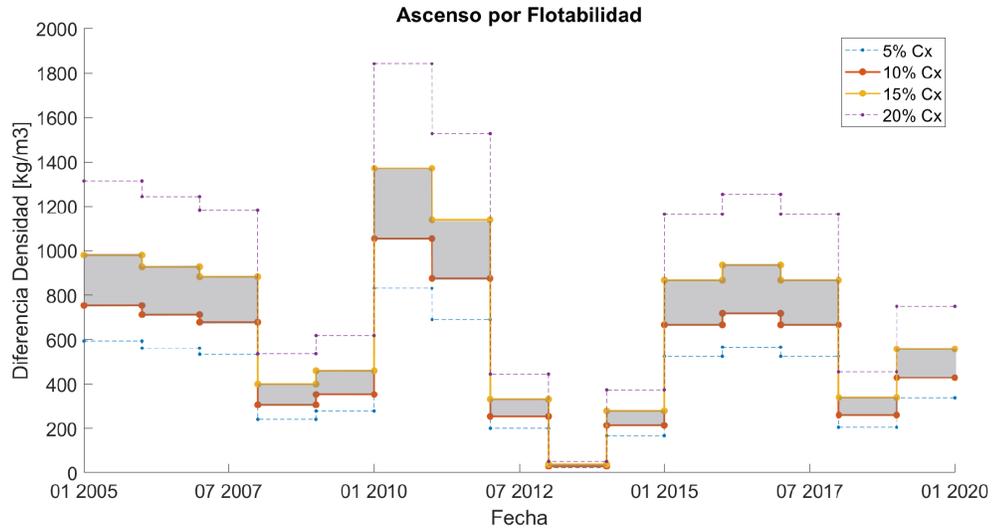


Figura 4.7: Diferencias de densidad necesarias para los flujos de magma calculados.

Tabla 4.4: Diferencia de densidad necesaria para los flujos de magma calculados

Año	$\Delta\rho(Cx = 10\%)[Kg/m^3]$	$\Delta\rho(Cx = 15\%)[Kg/m^3]$
2005	753.20	980.18
2006	712.65	927.40
2007	677.88	882.16
2008	307.08	399.61
2009	353.43	459.93
2010	1054.48	1372.25
2011	874.87	1138.52
2012	254.93	331.75
2013	28.97	37.7
2014	214.37	278.97
2015	666.3	867.08
2016	718.44	934.94
2017	666.3	867.08
2018	260.72	339.29
2019	428.75	557.95

4.3. Anomalías Termales

Se realizó una serie de tiempo con los datos de anomalías termales de MIROVA desde el año 2000 hasta junio del 2022. Se logra distinguir primero, una sección con anomalías termales que llegan hasta $\sim 0.5 \times 10^8$ Watt desde el 2000 hasta medianos de marzo del 2004. Luego un periodo de nivel termal bajo hasta finales de octubre del 2004. En noviembre se inicia un periodo de alta actividad termal hasta febrero del año 2008 con valores de hasta $\sim 1 \times 10^8$. El resto de ese año y el 2009 se observan anomalías termales de menor VRP y en baja cantidad. En 2010 empieza un periodo de alta actividad termal que se mantiene hasta inicios de junio del 2012 con un VRP máximo de $\sim 1 \times 10^8$. Seguido a esto se detectan solamente 5 anomalías con VRP bajo hasta el 5 de febrero del 2015, donde empieza otro periodo de alta actividad que se mantendría hasta el final del 2017. En el último segmento de la serie de tiempo, desde el 2018 hasta junio del 2022, se distingue un periodo con baja actividad termal y algunas alzas relativas de carácter puntual. Esto coincide con un nivel del lago de lava lo suficientemente bajo como para no ser observable desde el cráter durante el terreno de enero.

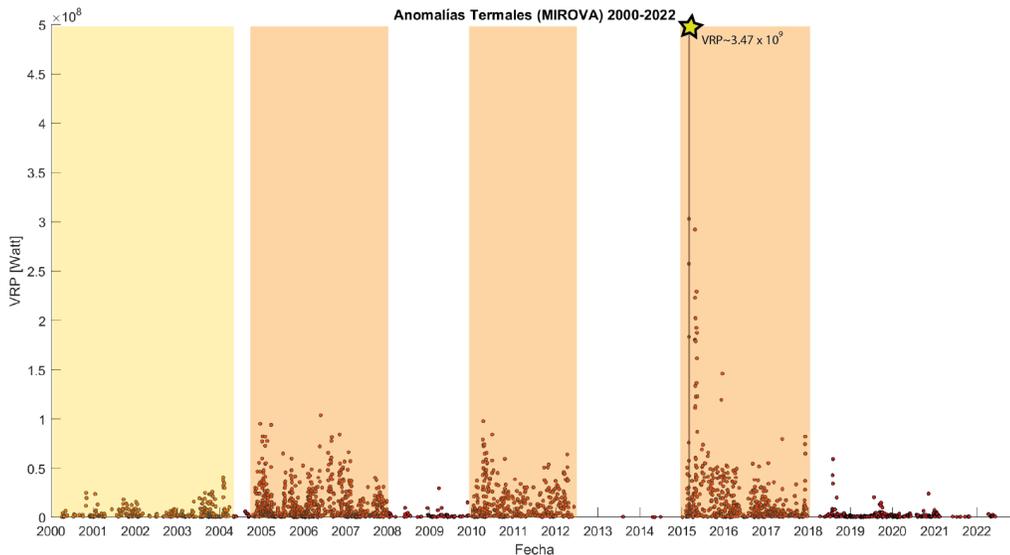


Figura 4.8: Serie de Tiempo radiancia termal. 2000-2022

Se distingue entonces, una ciclicidad a partir del 2005 con periodos de alta y baja actividad con duraciones relativamente similares (tabla 4.5). Previo a esta ciclicidad está el primer periodo (2000-2004), que tiene una actividad termal de nivel intermedio entre los ciclos de alta y baja actividad que ocurren después, y está el periodo de baja actividad que le sigue, que tiene una duración mucho más acotada en comparación a los siguientes. También es importante recalcar la baja presencia de anomalías termales en el periodo entre Junio 2012 y Febrero 2015, con una actividad especialmente baja al compararse con los demás periodos de baja actividad.

Tabla 4.5: Periodos de alta y baja emisión de SO_2 . Datos satelitales OMI

Periodo	Actividad	Duración [año]	VRT Promedio [10^6 Watt]	Cantidad Anomalías Detectadas
01/2000 - 03/2004	Media	3.9647	5.3293	257
04/2004 - 10/2004	Baja	0.5010	1.6282	14
11/2004 - 02/2008	Alta	3.2525	13.896	670
03/2008 - 12/2009	Baja	1.8291	2.5377	51
01/2010 - 05/2012	Alta	2.3931	16.478	319
06/2012 - 01/2015	Baja	2.5761	0.28402	5
02/2015 - 12/2017	Alta	2.8805	30.906	467
01/2018 - 6/2022	Baja	4.4627	2.4678	239

Para correlacionar las anomalías termales con la presencia del lago de lava se grafican como líneas verticales rojas las fechas donde hay observaciones visuales desde el cráter del lago de lava activo y como líneas azules cuando hay evidencia de que estaba totalmente cubierto por una costra (figura 4.9). Esto según la información disponible en 'POVI' (<http://www.povi.cl>) para el año 2000 y para el periodo entre el 2008 y 2018, y en otro catálogo visual del año 2005 (Marzeki, 2010).

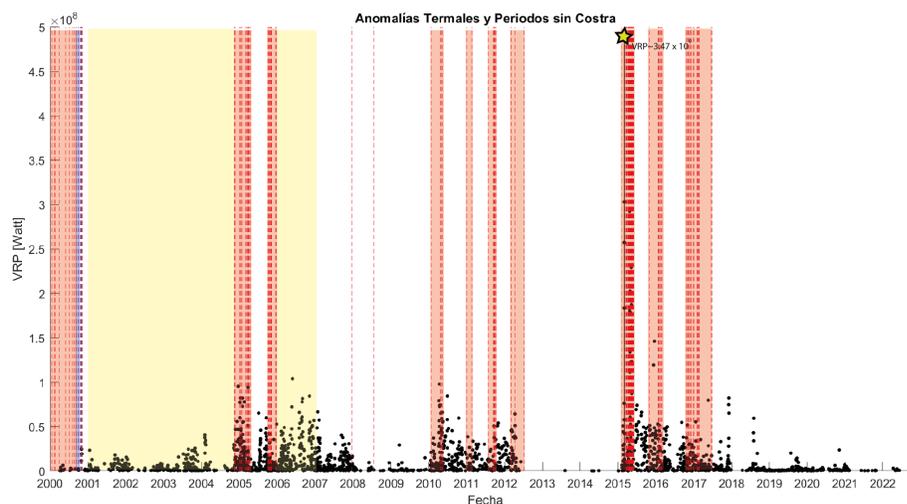


Figura 4.9: Serie de tiempo de radiancia termal y periodos con presencia del Lago (2000-2022). Los periodos amarillos representan ausencia de información en POVI

Es posible agrupar algunas de las fechas en las que el lago no está cubierto por una costra de lava para formar periodos de actividad (periodos en rojo en figura 4.9. De esto se desprende que los periodos de mayor actividad coinciden con presencia del lago de lava, aunque hay espacios donde no se tiene información y las anomalías termales tienen bajo VRP, como a medianos del 2006. Por otro lado en los periodos de baja actividad desde el 2008 al 2022, solamente se tiene información de una fecha con evidencia de ausencia de costra.

En éste trabajo se da prioridad a ciclos de duración superior a un año para correlacionar con otros parámetros. Pero al mirar en mayor detalle los ciclos activos (CA) con una escala de tiempo menor (figura 4.10), se distinguen oscilaciones entre VRP altas y bajas que pueden estar relacionados con los ciclos descritos por *Marzeki (2010)*. Estas oscilaciones podrían entregar información sobre la dinámica de fluidos y de posibles fluctuaciones en el nivel del lago de lava durante un periodo de alta actividad. Las variaciones sugieren que la dinámica de fluidos no es constante dentro de un periodo, lo que podría explicarse por variaciones en la tasa de inyección o por un flujo más caótico en el conducto (*Lev et al., 2019*).

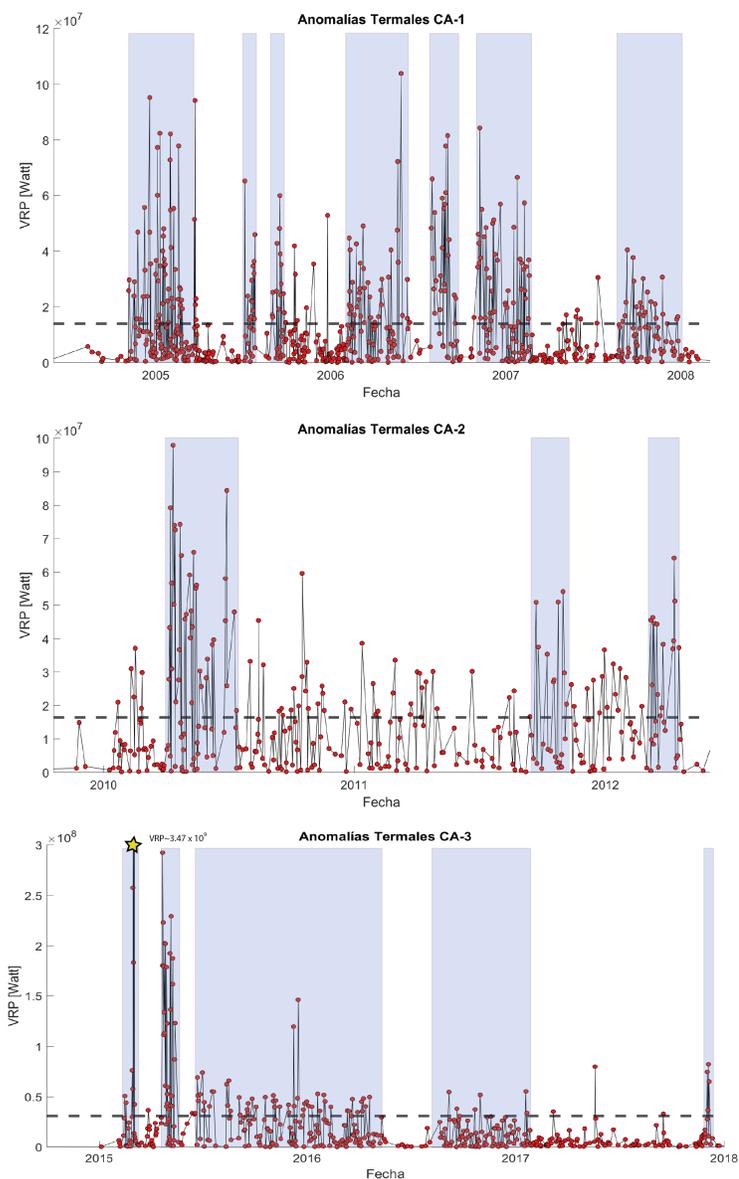


Figura 4.10: Ciclos activos termalmente donde se destacan fluctuaciones de VRP (periodo 2000-2022)

Tabla 4.6: Duración promedio para sub-ciclos activos en cada periodo de alta actividad.

Periodo	Tiempo promedio de alta actividad [mes]
CA1	3.42 ± 1.48
CA2	2.17 ± 0.76
CA3	3.39 ± 4.3

4.4. Geodesia

4.4.1. GPS

Los datos de GPS muestran una tendencia general de aumento de línea base (figura 4.11), con una clara deformación entre abril y agosto del 2015 que se encuentra fuera del comportamiento general de los datos. éste se puede observar como un escalón en la figura 4.11 donde luego se vuelve a mantener la conducta anterior, pero con una línea base de mayor valor. No se aprecia un alzamiento previo a la erupción del 2015.

A parte del claro alzamiento, se distingue que el dato oscila con una variación <2 cm con un periodo de un año aproximadamente previo al alzamiento y de 20 meses aproximadamente después de éste. Esto corresponde a una variación estacional relacionada a la presencia de nieve y procesos de carga y descarga de acuíferos. Entre junio y septiembre del 2020 ocurre un alzamiento que se escapa nuevamente de la variación habitual llegando a una distancia de hasta 10.72 cm, pero esta no produce un nuevo escalón, sino que después de una falta de datos desde septiembre, vuelve con valores previos a la anomalía en diciembre del mismo año.

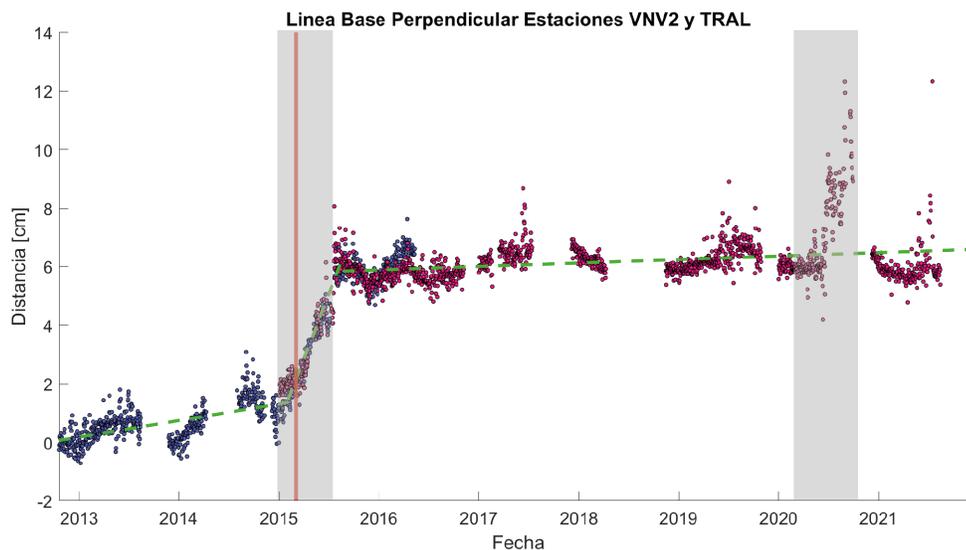


Figura 4.11: Serie de Tiempo línea Base Perpendicular entre Estaciones TRAL y VNV2. Los datos en morado corresponden a datos procesados por el SERNAGEOMIN y los rosados a los proporcionados por el Centro Sismológico Nacional. La línea segmentada equivale a regresión lineal para los distintos segmentos y la roja marca la erupción.

4.4.2. InSAR

4.4.2.1. Serie de Tiempo

La serie de tiempo cubre el periodo de principios del 2015, donde se cubre el periodo de alzamiento observado en el sureste del volcán por el sector de la caldera 3, sobre la cual está construido el cono actual del volcán. Se realizó una serie de tiempo con 26 interferogramas, desde el 10 de enero hasta el 18 de mayo del 2015. En la figura 4.12 se presenta el resultado de la deformación acumulada durante todo el periodo de tiempo, llegando a un valor de aproximadamente 2.5 cm en la zona sureste. También se observa el nivel de coherencia que suele encontrarse en el área de estudio, tiene buenos resultados para el edificio volcánico y para coladas de lava, pero esta se pierde en los valles y en la cima del volcán que está cubierta por glaciación o nieve. Esto evidencia que la banda X no mantiene bien la coherencia en esta zona.

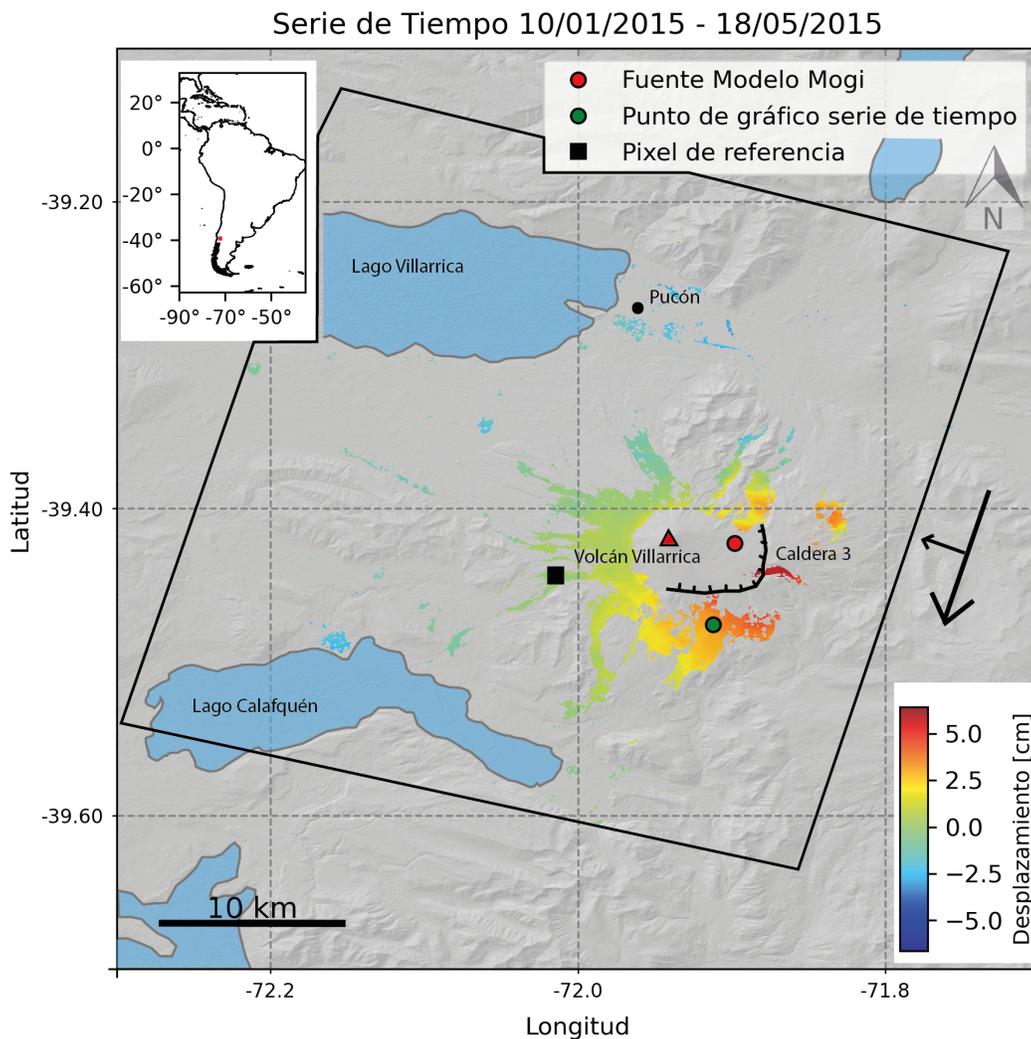


Figura 4.12: Desplazamiento acumulado en la serie de tiempo 10/01/2015 - 18/05/2015. Los puntos verde y rojo corresponden al pixel de referencia para el interferograma y la ubicación de la cámara resultante del modelo de Mogi respectivamente. El rectángulo muestra el área de las imágenes SAR utilizadas.

A continuación en la figura 4.13 se muestra la evolución del alzamiento resultante de la serie de tiempo para las 12 fechas utilizadas, desde el 10 de enero del 2015 al 18 de mayo del 2015 con la deformación acumulada para cada fecha.

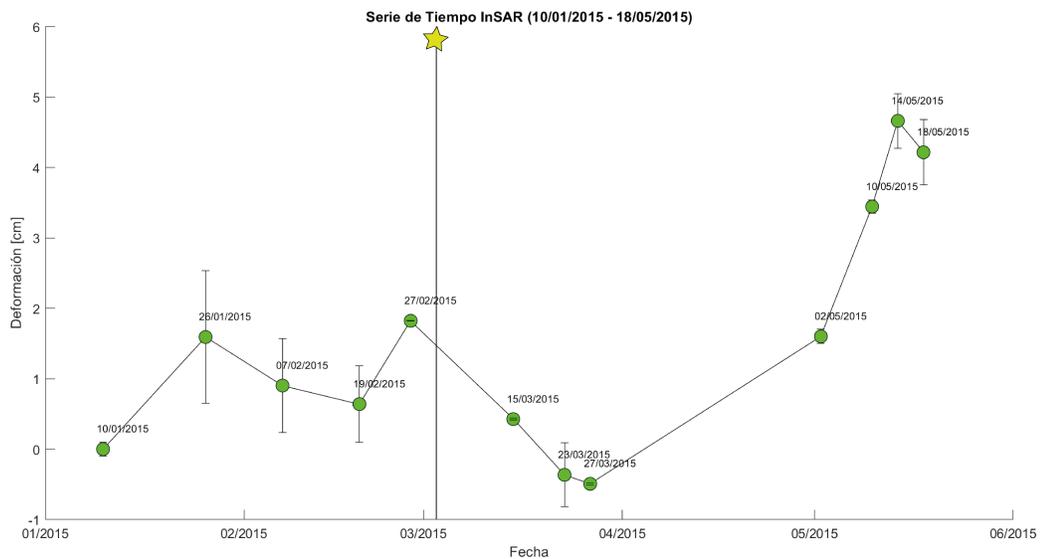


Figura 4.13: Gráfico de serie de tiempo InSAR desde el 10 de enero del 2015 al 18 de mayo del 2015. La erupción del 2015 se resalta con una estrella. Punto -71.91° N -39.48° E (figura 4.12)

Se observa que entre el 10 de enero y el 27 de marzo la deformación varía entre -0.5 y 2 cm aproximadamente, comportamiento que no presenta una tendencia marcada, como alzamiento o subsidencia, por lo que estas variaciones probablemente correspondan a señales atmosféricas. Esto cambia en el segmento entre el 27 de marzo y 18 de mayo, donde se distingue una clara tendencia que muestra un alzamiento que llega hasta los 4.7 cm como máximo el 14 de mayo. Esto indica que la deformación comienza entre el 27 de marzo y el 5 de mayo y sigue hasta el final de la serie de tiempo.

4.4.2.2. Modelo de Mogi

Para realizar un Modelo de Mogi (*Mogi, 1958*) se seleccionan 4 interferogramas donde se distingue la señal de la manera más clara, sin que exista una contaminación de esta por una señal atmosférica producto de la topografía del volcán. Después, se hacen modelaciones que incorporan combinaciones de uno a cuatro de estos interferogramas para evaluar la coherencia y consistencia de los resultados.

Tabla 4.7: Interferogramas seleccionados para Modelo de Mogi.

Interferogramas
2015/02/19 – 2015/05/14
2015/02/19 – 2015/05/18
2015/03/15 – 2015/05/14
2015/03/23 – 2015/05/10

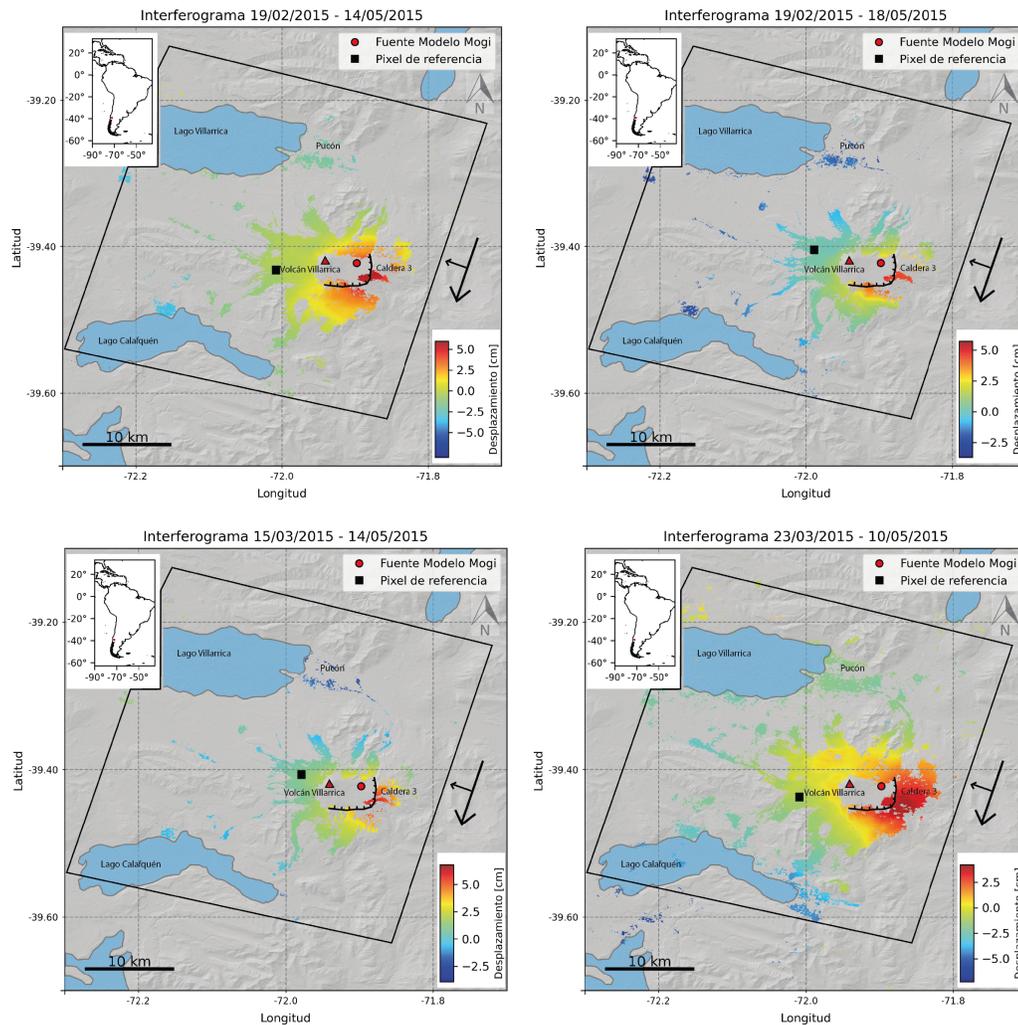
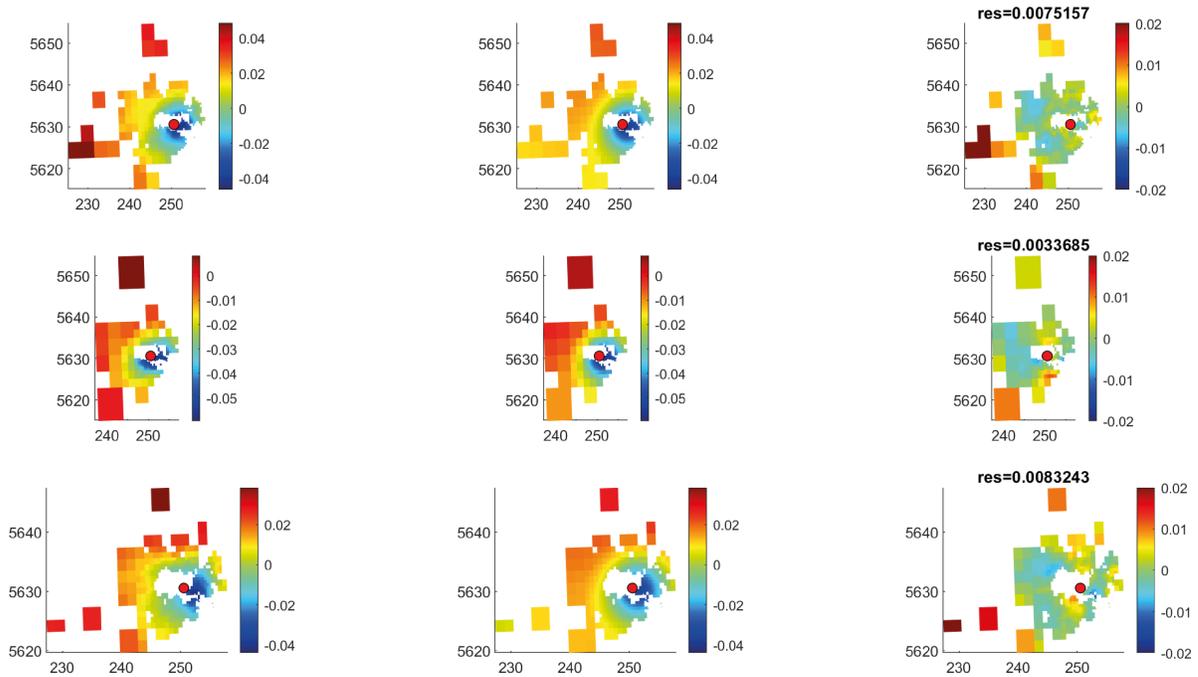


Figura 4.14: Interferogramas seleccionados para realizar modelo de MOGI.

En los modelos de Mogi resultantes se nota que los modelos que incorporan el interferograma 2015/03/23 - 2015/05/10 tienden a una gran variación en la profundidad y variación de volumen resultantes respecto al resto de las combinaciones, lo que podría ser debido a una mayor presencia de señal atmosférica. Por lo tanto se elige como la mejor aproximación el modelo de tres interferogramas que no lo considera, siendo que estos son más consistentes entre sí. Se obtiene la posición de la fuente de deformación al sureste del volcán (figura 4.14) con una profundidad de ~ 6.5 km y una variación de volumen de entre $0.011 - 0.012$ km^3 .



X	Y	Z	dV
250.5	5630.6	~ 6.5 km	0.012
			0.011
			0.012

Figura 4.15: Resultado Modelo de Mogi considerando los primeros 3 interferogramas. X e Y corresponden a las coordenadas de la cámara en coordenadas UTM (km) resaltadas con un punto rojo, Datum WGS84 en la zona 19H. Z corresponde a la profundidad en km y dV corresponde a la variación de volumen en km^3

También se estudió la posibilidad de utilizar el modelo de Yang (*Yang, Davis, y Dietrich, 1988*), que consiste en un reservorio con forma de esferoide prolato. Pero, los mejores resultados convergían a una esfera como mejor resultado, por lo que no se continuó por éste camino.

4.5. Sismología

Se disponen de dos fuentes de información respecto a la actividad sísmica del volcán. La cantidad de eventos de largo periodo (LP) y volcano-tectónicos (VT) diarios, ambos a partir de junio del 2012, que es la fecha aproximada en que empieza a funcionar la red de monitoreo actual del volcán.

4.5.1. Sismo de Largo Periodo (LP)

En la figura 4.16 se logran observar la cantidad de eventos LP y su variación durante un periodo de 10 años aproximadamente. Se interpretan a partir de esto, tres periodos diferentes:

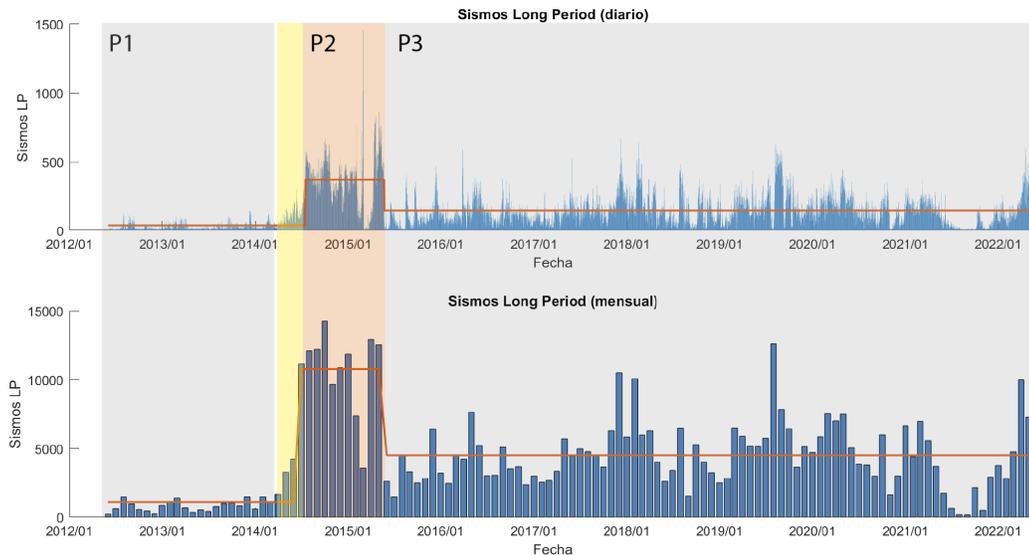


Figura 4.16: Serie de Tiempo de cantidad de eventos LP

- 01/06/2012 - 16/07/2014 : Corresponde a un periodo de baja actividad, con un promedio de 40 eventos diarios (std: ~ 46.3) o 1090 eventos mensuales (std: ~ 913). El comportamiento consiste en una intercalación de periodos de alta y baja actividad relativa, con una duración del orden de días a meses. A finales de abril del 2014 empieza a elevarse gradualmente el número de eventos, lo que podría ser un periodo de transición entre el primer y segundo periodo.

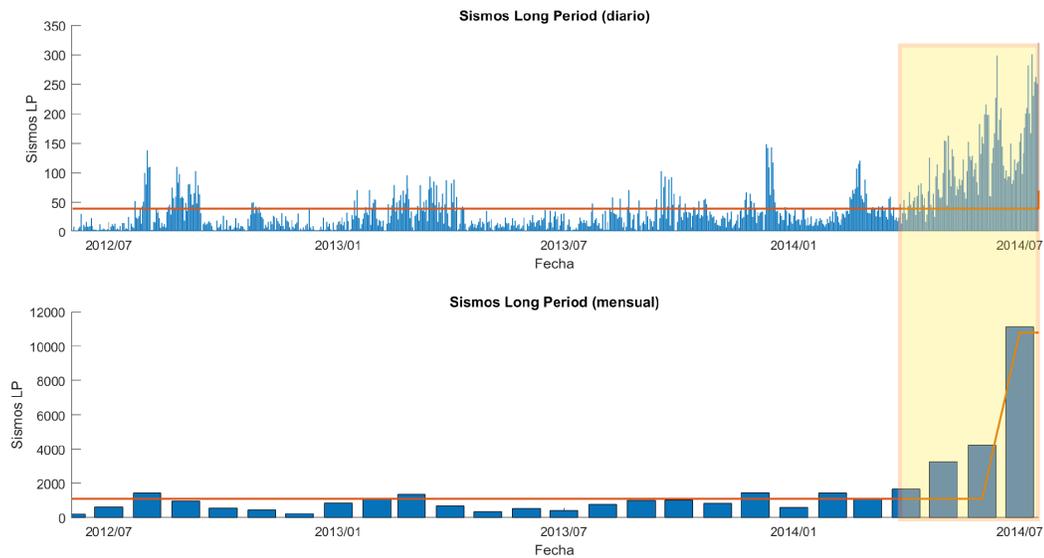


Figura 4.17: Primer periodo serie de tiempo de eventos LP (P1). 01/06/2012 - 16/07/2014. Posible periodo de transición en amarillo.

- 17/07/2014 - 22/5/2015: En esta sección ocurre un alza en la actividad sísmológica LP respecto al primer periodo (A1 figura 4.18). Se tiene un promedio diario de 370 eventos (std: ~ 194) y mensual de 10 800 (std: ~ 3000). Destaca en la sección previa a la erupción, una gran baja en la actividad LP entre el 5 y 6 de febrero que se mantiene hasta el día 23 (B1 figura 4.18), llegando a una cantidad entre 60 y 250 eventos diarios aproximadamente. Luego de esto ocurre un alza de forma irregular que llega a su peak el primero de Marzo con una cantidad de 1453 eventos (A2 figura 4.18).

Una vez ocurrida la erupción tiene lugar una baja en la actividad LP cercana a la desaparición por completo de ésta (B2 figura 4.18), ocurriendo un mínimo de 2 sismos y un máximo de 27 sismos diarios, a excepción del día 18, lo que se mantiene hasta el día 24 de marzo. Luego de esto ocurre un leve aumento que precede un alza de mayor importancia entre el 12 de abril y el 20 de mayo (A3 figura 4.18).

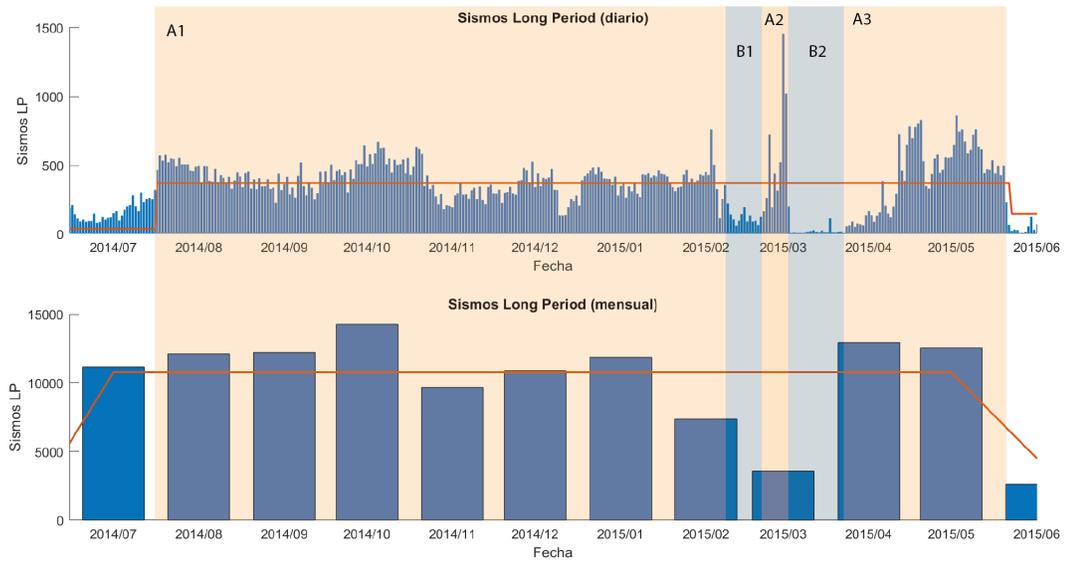


Figura 4.18: Segundo periodo serie de tiempo de eventos LP (P2). 17/07/2014 - 22/5/2015

- Finales de mayo 2015 hasta mayo 2022: En el tercer y último periodo, se observa una actividad de nivel intermedio entre el primer y segundo periodo, donde se distingue nuevamente esta intercalación entre alzas y bajas de la actividad, pero de forma mucho menos drástica que en el segundo periodo. Se tiene un promedio de ~ 148 eventos diarios (std: ~ 107) y 4525 eventos mensuales (std: ~ 2306).

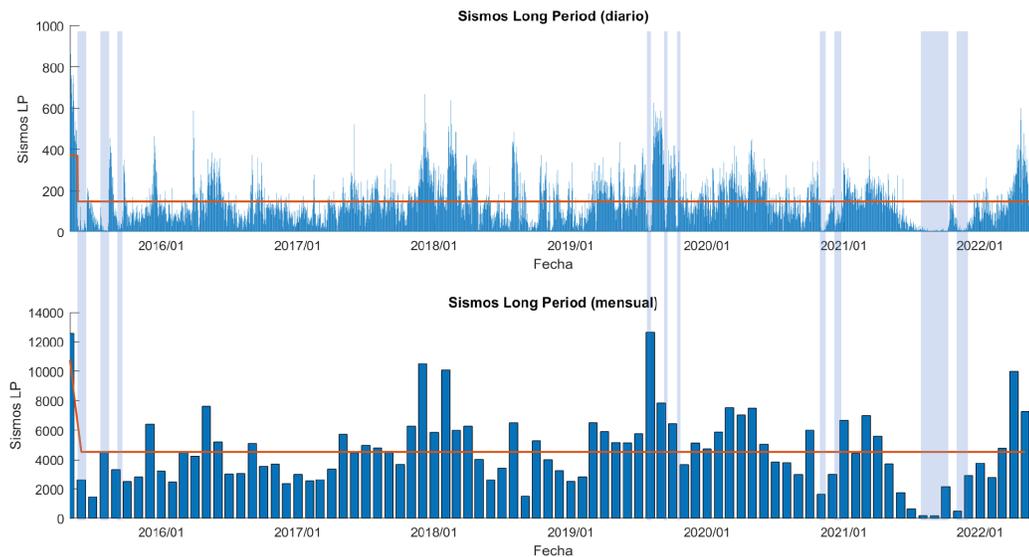


Figura 4.19: Tercer periodo serie de tiempo de eventos LP (P3). Desde finales de mayo 2015 hasta mayo 2022. Se destacan algunas bajas en la cantidad de eventos que podrían ser similares a las del periodo anterior

:

4.5.2. Sismos Volcano-Tectónicos (VT)

En la actividad VT no se distinguen tendencias generales de forma continua, aunque lo más común es que no haya eventos o solo uno. Se divide la serie de tiempo de esta actividad en 3 periodos: 1) 2012-2014, 2) 2015-2018 y 3) 2019-2022 (figuras 4.20-4.22), donde se puede apreciar que la mayor cantidad de cúmulos de alta actividad ocurren en el segundo periodo (figura 4.21), mientras que en el primero y tercero las subidas destacables en la cantidad de eventos es más anómala (figuras 4.20 y 4.22). Estos periodos coinciden con los ciclos de variación en la radiancia termal y en la emisión de SO_2 (OMI) antes descritos.

A continuación se muestra una descripción de cada periodo y las fechas con una cantidad de eventos VT destacable, que pueden estudiarse con mayor detalle a futuro.

Tabla 4.8: Periodos de actividad VT y máximo de eventos asociados (figura 4.20, periodo 2012 - 2014)

Periodo Actividad	Número máx. eventos
2012/10/08 – 2012/10/17	6

El periodo entre 2012 y 2014 solamente presenta un periodo con actividad destacable mientras el resto del tiempo se mantiene en el nivel base de entre 0 y 2 eventos diarios.

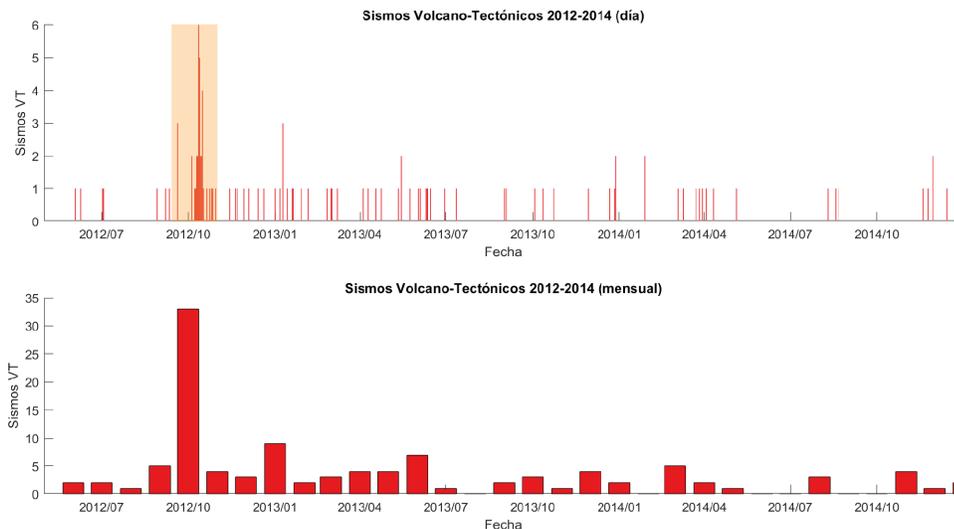


Figura 4.20: Serie de Tiempo de eventos VT. 2012-2014

El periodo entre 2015 y 2018 tiene una mayor frecuencia de periodos destacables y se llega en una serie de eventos hasta 194 eventos diarios. A pesar de esto cuando ocurre un alza de actividad VT suelen ser eventos cortos de entre unos días y no mayor a 2 meses, a diferencia de la actividad LP.

El primer periodo destacable ocurre entre el 7 de abril y el 17 de mayo del 2015 ocurre un aumento en la actividad VT, no tiene un máximo de eventos diarios en comparación al resto de éste periodo, pero coincide con la deformación observada en los datos GPS y de InSAR (figura 4.21).

Tabla 4.9: Periodos de actividad VT y máximo de eventos asociados en la figura 4.21. 2015 - 2018

Periodo Actividad	Número máx. eventos
2015/04/07 – 2015/05/17	6
2015/09/12 – 2015/11/03	46
2016/01/21 – 2016/01/29	64
2016/03/24 – 2016/04/02	56
2016/04/08 – 2016/05/19	71
2016/08/14 – 2016/08/16	18
2016/11/06 – 2016/12/01	20
2017/03/12 – 2017/04/19	194
2017/06/24 – 2017/06/28	18
2017/07/23 – 2017/07/29	18
2017/11/02 – 2017/11/08	77
2017/11/21 – 2017/12/10	133
2018/01/02 – 2018/01/06	78
2018/01/25 – 2018/01/28	78
2018/08/19 – 2018/08/22	82
2018/08/30 – 2018/08/31	32
2018/10/02 – 2018/10/05	13

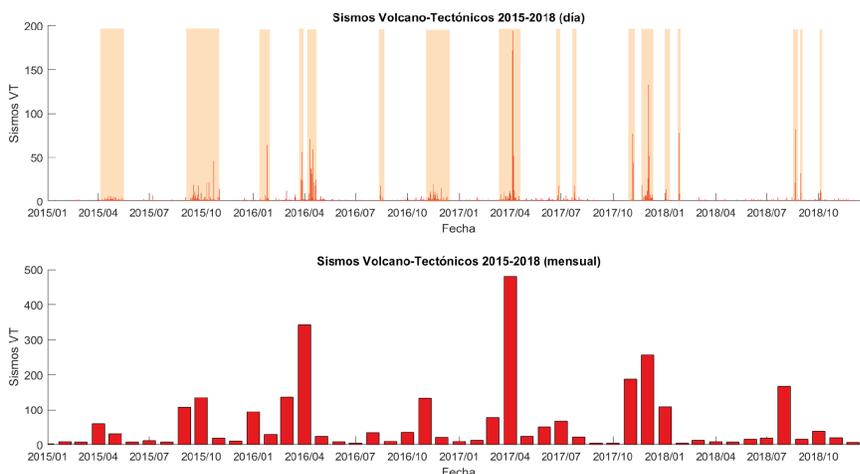


Figura 4.21: Serie de tiempo de eventos VT (periodo 2015-2018)

El periodo entre 2019 y 2022 presenta 4 alzas de actividad bastante separadas en el tiempo y con máximo de eventos diarios de entre 8 y 54, una baja frecuencia en comparación al periodo entre 2015 y 2018.

Tabla 4.10: Periodos de actividad VT y máximo de eventos asociados (figura 4.22, periodo 2019 - 2022)

Periodo Actividad	Numero máx. eventos
2019/01/09 – 2019/02/05	8
2019/06/30	14
2020/09/04	24
2021/11/25 – 2021/12/01	54

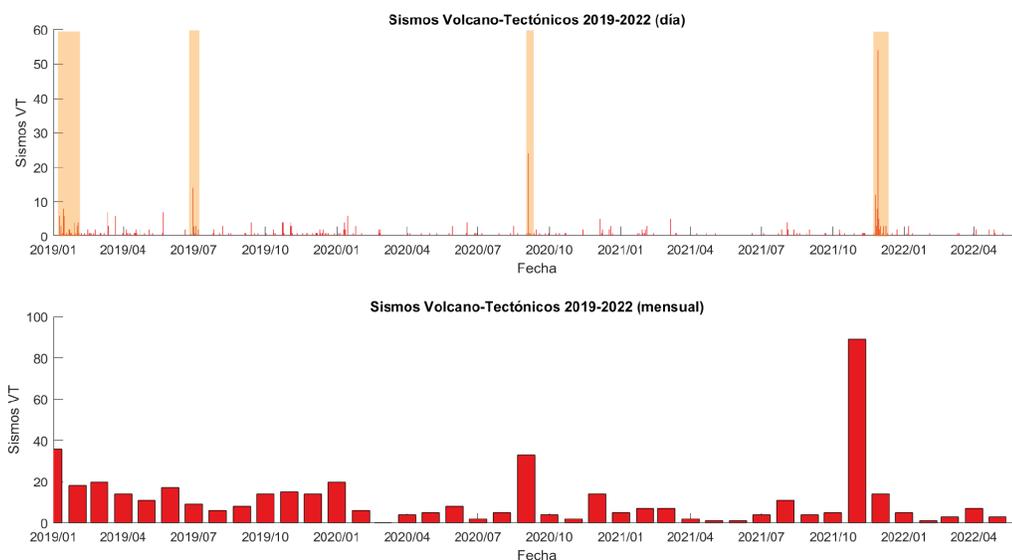


Figura 4.22: Serie de tiempo de eventos VT (periodo 2019-2022)

5. DISCUSIONES

5.1. Correlación distintos parámetros

5.1.1. Eventos LP y Flujo de SO_2

Palma et al. (2008) observa una correlación lineal entre el flujo de SO_2 y RSAM, pero al utilizar el número de eventos LP como símil a este último no se replica la correlación (figura 5.1). Esto podría significar que la relación observada (*Palma et al., 2008*) no se mantenga al considerar una mayor cantidad de datos o que exista una diferencia en considerar la cantidad de eventos LP a RSAM.

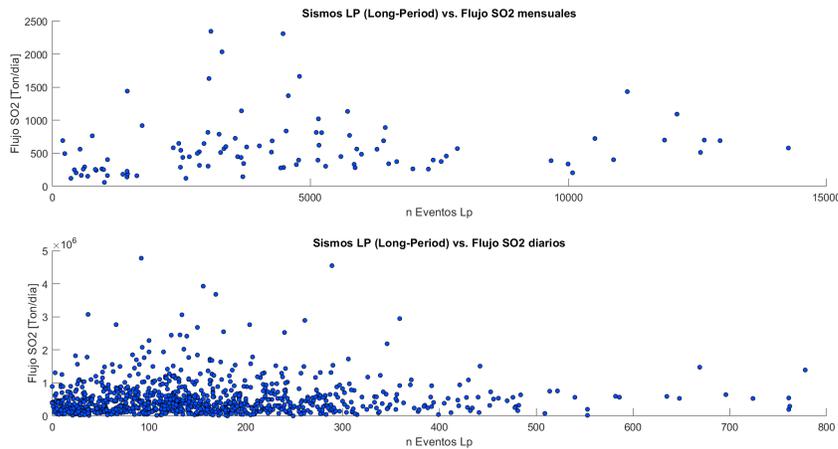


Figura 5.1: Gráfico de cantidad de eventos LP vs flujo de SO_2 . El primero corresponde a datos de promedio mensual y el segundo a datos diarios.

Considerando la segunda opción, se tiene en primer lugar que RSAM representa un valor general de la amplitud de distintas señales de sismicidad, no solo de actividad LP, por lo que podría ser otro tipo de sismicidad el que esté relacionado a la emisión de gases. A pesar de esto es la actividad LP la que se atribuye al movimiento o presurización de fluidos dentro del conducto (*Lehr, Eckel, Thorwart, y Rabbel, 2019*). También, la actividad VLP tiene un grado de correlación con este parámetro (*González-Vidal et al., 2022*) por lo que no debiera mostrar una relación distinta con el flujo de SO_2 que la actividad LP. Podría ser que el parámetro relacionado a la desgasificación sean los tremores, que son producto de la dinámica continua de los fluidos al interior de un sistema volcánico.

Otra posibilidad sería que la cantidad de eventos no tenga el mismo comportamiento que la amplitud de estas señales. Si una mayor amplitud no implica necesariamente una mayor ocurrencia de este tipo de eventos no podría utilizarse como análogo para cumplir la relación entre el flujo de SO_2 y RSAM, y no se observaría la relación entre la emisión de gases y la sismicidad de ésta manera. De todas formas esto es un aspecto que se escapa de los objetivos de este trabajo y se sugiere estudiar más detalladamente a futuro.

5.1.2. Periodos de alta y baja actividad

Se observa una fuerte correlación de los datos de anomalías termal con los flujos de SO_2 . Los ciclos de alta y baja actividad termal coinciden de manera casi perfecta con los periodos de alto y bajo flujo de SO_2 , como se muestra en la figura 5.2 con los ciclos de alta y baja actividad resaltados en rojo y gris respectivamente. La cantidad de eventos VT presenta un aumento considerable durante el periodo de alta actividad del 2015 que vuelve a descender un poco después del término de éste. Por otro lado, la cantidad de eventos LP es baja durante el segundo periodo importante de poca actividad y se eleva antes del periodo de alta actividad donde ocurre la erupción del 2015, después de ésta decrece y se mantiene en un nivel relativamente constante por el resto del ciclo de alta actividad y en periodo de baja actividad posterior, lo que indicaría que su comportamiento no depende directamente de la actividad del periodo. Los datos de GPS muestran un alzamiento durante el periodo de alta actividad y se mantiene en ese nivel en el de baja actividad siguiente, pero en general no se observa una correlación con los periodos de actividad. Este pulso coincide con la anomalía termal no eruptiva más alta y con un aumento en la sismicidad LP y VT (figura 5.5).

El aumento de la razón CO_2/SO_2 previo al periodo de alta actividad 2015-2017 indica un aporte magmático de profundidad. En base a esto es posible considerar que los periodos de alta actividad son producto de inyecciones de magma primitivo rico en volátiles (*Aiuppa et al., 2017*).

La alta correlación entre el flujo de SO_2 y las anomalías termal pueden explicarse por el rol de los volátiles en el ascenso del material en profundidad. Cuando este aumenta, producto de una inyección, aumenta la convección presente en el conducto y el ascenso del magma rico en volátiles se vuelve más eficiente. Este material se encarga de aportar calor al lago de lava y se traduce en un aumento en el VRP emitido. También se ha propuesto que el transporte de volátiles por si solo es capaz de abastecer el lago del calor suficiente para mantenerse activo (*Witham y Llewellyn, 2006*).

Por otro lado, se puede explicar la relación entre la desgasificación y las anomalías termal mediante la subida de nivel del lago de lava. Se ha mostrado una correlación entre el nivel de un lago de lava y las anomalías termal [(*Stephens y Wauthier, 2022*) (*Reath et al., 2019*) (*Martin et al., 2010*)] que puede explicarse por el desequilibrio causado en el sistema que produce un aumento de presión en la cámara, es decir la presión de la cámara se vuelve mayor a la presión de la base del conducto produciendo un flujo desde ésta hacia el conducto, similar a lo observado en Kilauea (*M. R. Patrick et al., 2015*). Esto tendría como consecuencia un alza en el nivel del lago de lava (*Witham y Llewellyn, 2006*) y en el VRP. Si se ilustrara esto en el perfil de equilibrio de *Witham y Llewellyn (2006)* (figura 1.2) se observaría una sección dependiente de $\Phi(P)$ con mayor volumen y el nivel del lago de lava más alto.

El aumento en la cantidad de eventos VT durante el ciclo activo del 2015-2017 probablemente esté relacionado a la mayor cantidad de energía presente y a la mayor actividad de todo el sistema magmático debido a una inyección de magmas basálticos continua a lo largo del periodo de estudio que mantiene el nivel del lago de lava alto.

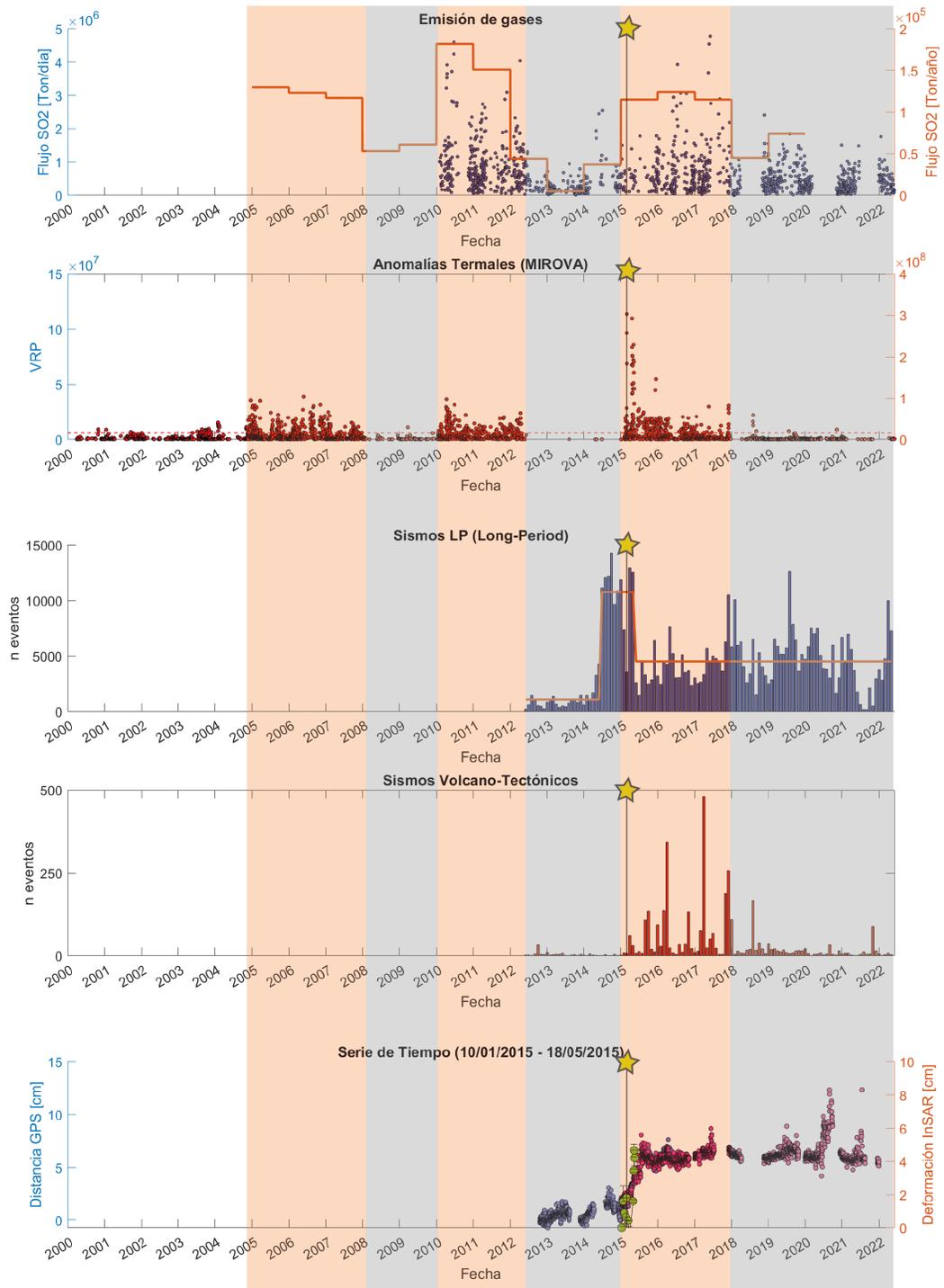


Figura 5.2: Gráfico de monitoreo multiparamétrico en el Volcán Villarrica. Periodos de alta actividad resaltados en rojo y de baja actividad en gris (periodo 2000-2022).

5.2. Modelo Propuesto

El modelo realizado se hace en base al propuesto por *Gonzales-Vidal et al. (2022)* donde se considera un reservorio conectado al lago de lava al sureste del volcán, que coincide con la ubicación de la señal de deformación ocurrida entre abril y agosto del 2015 resultante del modelo de Mogi y la localización de VT (*Córdova et al., 2015*). Este se encontraría ubicado entre dos secciones de distinta densidad, con un nivel de buoyancia neutral, causando una zona de acumulación de magmas basálticos.

Se ha propuesto la presencia de una estructura NW-SE en base a la localización de sismos VT que podría ser parte de la conexión entre el lago y el reservorio y explicar porque la ubicación geográfica de ambos no coinciden (*Córdova et al., 2015*). En *Gonzales-Vidal et al. (2022)* se sugiere que existe una válvula o una barrera que permite el paso de material a partir de ciertas presiones. En este modelo no se considera la presencia de un elemento como este debido a que a primera vista pareciera generar conflicto con la convección que mantiene al lago de lava.

También se consideran profundidades obtenidas mediante termo-barometría en estudios anteriores (*Boschetti et al., 2022*). Cada reservorio consiste en una interpretación en base a los resultados para los minerales productos de la erupción del año 2015 (cuadros blancos figura 5.3). A pesar de esto, se ilustran principalmente con la intención de mostrar almacenamiento en múltiples niveles hasta los 15 km de profundidad (corteza media a superior) como en el modelo de sistema magmático transcortical (transcrustal magmatic system) (*Cashman, Sparks, y Blundy, 2017*).

La parte izquierda de la figura 5.3 corresponde al sistema magmático cuando se encuentra inactivo. En este estado ocurre un flujo bajo de SO_2 , el nivel del lago de lava se encuentra bajo (figura 5.4) y dependiendo de que tan baja sea la actividad puede presentar su superficie solidificada en una costra. A pesar de esto sigue ocurriendo convección, pero en menor medida que cuando hay mayor actividad o mayor transferencia de masa desde niveles profundos.

En la parte derecha se muestra el sistema en periodos activos. La flecha representa la intrusión magmática en profundidad que abastece el sistema de una fase rica en volátiles e incrementa la convección en el conducto. El aumento de presión en la cámara provoca el flujo desde este hacia el conducto que se traduce en una subida de nivel en lago de lava (figura 5.4). Esto está relacionado a un flujo elevado de gases, mayor VRP, mayor cantidad de eventos VT, un aumento en la razón CO_2/SO_2 , a pesar de que hay pocas medidas de este último parámetro (*Aiuppa et al., 2017; Liu et al., 2019*).

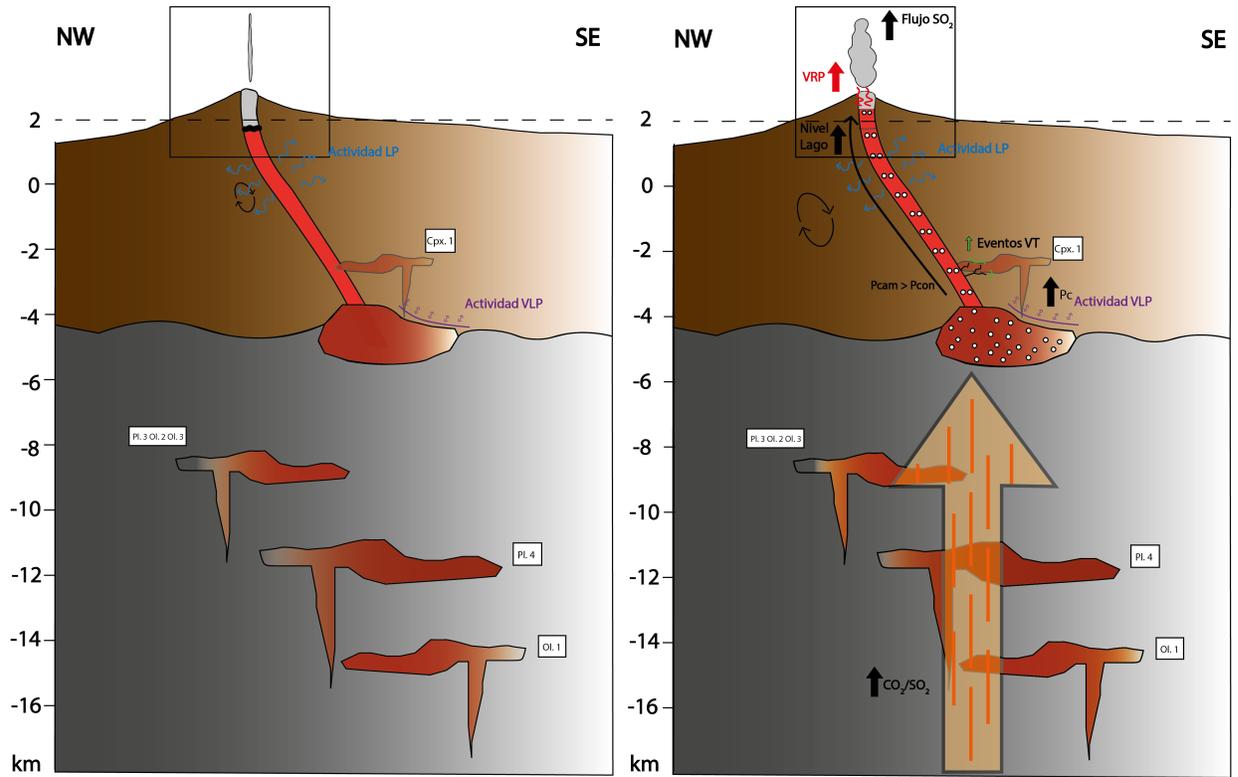


Figura 5.3: Figura del sistema magmático en periodos de baja (izquierda) y alta actividad (derecha). Razón CO_2/SO_2 en amarillo debido a baja cantidad de datos.

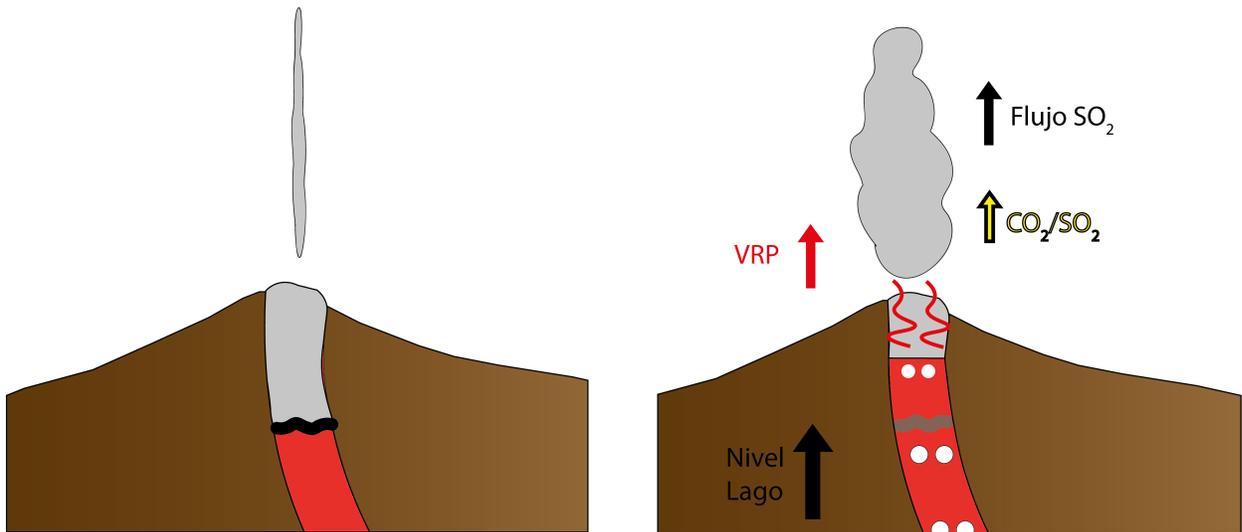


Figura 5.4: Figura sistema magmático en periodos de baja (izquierda) y alta actividad (derecha). Acercamiento a sección somera.

5.3. Erupción 2015

5.3.1. Modelo Erupción

Existen 2 modelos posibles para explicar una erupción basáltica explosiva, el modelo dependiente de la velocidad de ascenso del magma (RSD: Rise Speed Dependent), y el modelo de colapso de espuma (CF: Collapsing Foam). El primero es el más desarrollado y simple de entender. Éste implica la exsolución progresiva de burbujas mientras ascienden sin poder escapar debido a una velocidad rápida del magma para generar una erupción hawaiana. El modelo CF en cambio, implica la acumulación de gases exsueles en el techo de un reservorio donde la profundidad de exsolución depende de la cantidad de volátiles y de las especies de estos (*E. A. Parfitt, 2004a*). Considerando la profundidad resultante del modelo de Mogi de 6 km aproximadamente, ésta capa sería posible según la saturación de volátiles entre 7 y 18 km (*Shinohara, 2008*) sobretodo si ésta tuviera una cantidad importante de CO_2 . A pesar de esto, esa zona de acumulación magmática solo se ha identificado por el alzamiento posterior a la erupción, por lo que no se descarta que este no corresponda al reservorio que dio origen a la erupción.

Durante el mes previo a la erupción se observó actividad estromboliana en el volcán, lo que implica un cambio de actividad estromboliana a hawaiana en la erupción del 2015. Según el modelo RSD significaría un aumento en la velocidad de ascenso del magma, lo que podría explicarse por un aumento en la presión, en el aporte magmático o por la vuelta a un sistema abierto debido al efecto de la actividad estromboliana sobre la costra sólida que cubre el lago de lava. El modelo CF implicaría el paso de liberaciones parciales de ésta capa de espuma (actividad estromboliana) al colapso total de ésta (actividad hawaiana), pero en este modelo lo que marca la diferencia en la ocurrencia de ambos casos es la viscosidad del material, por lo que la transición de un estilo eruptivo al otro correspondería a un cambio de viscosidad. Por estas razones, se interpretará la erupción según el primer modelo.

El mes de febrero presenta actividad estromboliana previa al paroxismo del 2015 y se empieza a observar incandescencia nocturna permanente (*Romero et al., 2018*), lo que implicaría que el lago se encuentra presente y sugiere que el paroxismo no fue a causa de una acumulación de energía debido a un taponamiento de la superficie. Por otro lado, es posible que durante el tiempo que se mantuvo cerrado el sistema se haya logrado acumular la suficiente energía para que cuando se abriera, la despresurización produjera el aumento de velocidad del magma necesario para cambiar la dinámica. Una vez abierto, se mantendrían los slugs ya formados sin formar nuevos, y continuaría la actividad estromboliana hasta que se acaben. Bajo estos estaría la sección con dinámica nueva, producto del aumento de velocidad, que mantendría la fase volátil dentro del magma y daría origen al paroxismo.

Para estudiar este caso específico, siendo la única erupción importante que ocurre durante la serie de tiempo, se observa el periodo desde octubre del 2014 hasta septiembre del 2015 (figura 5.5). Aquí destacan e interpretan algunos hitos durante la evolución pre-eruptiva a post eruptiva.

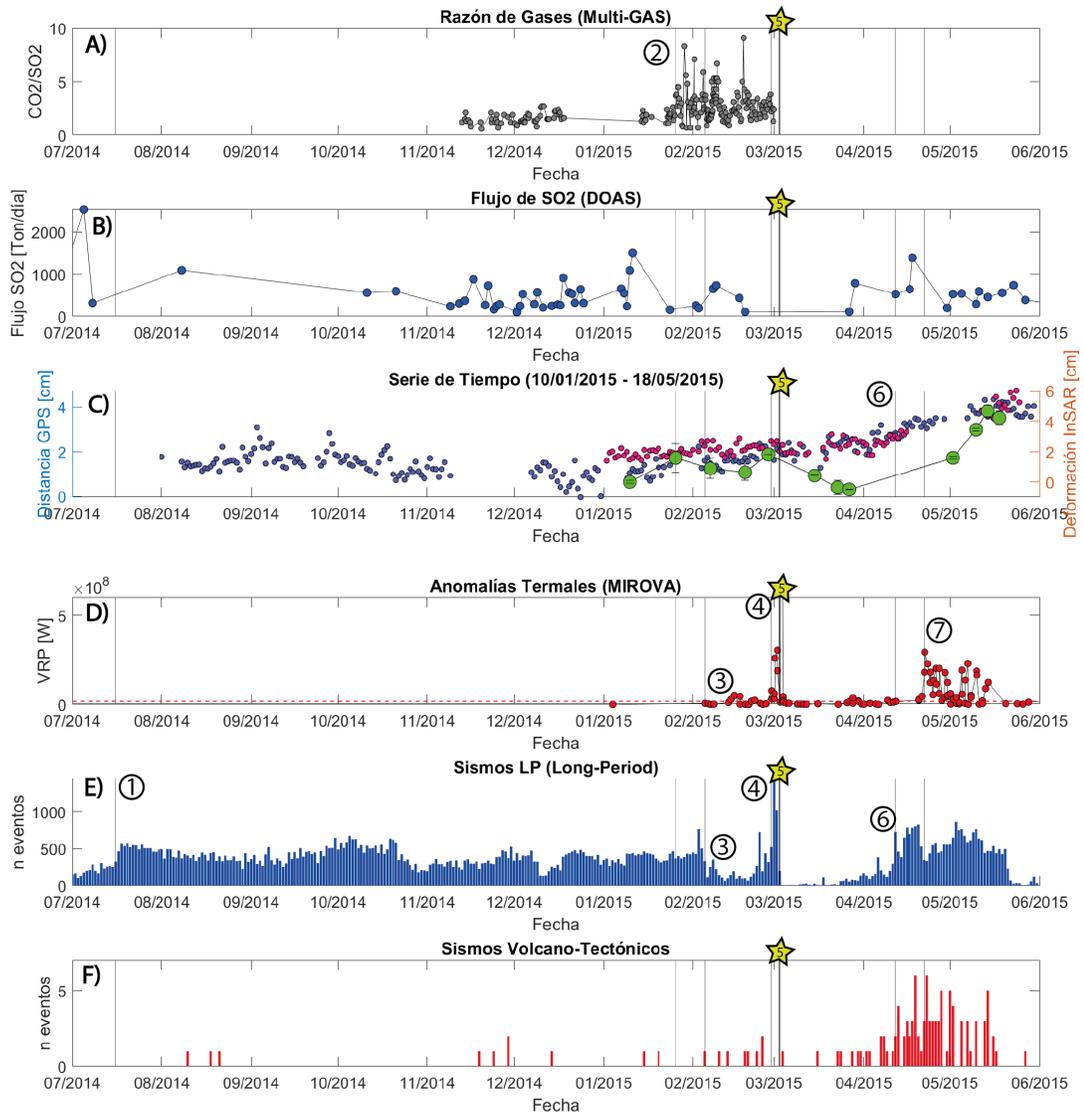


Figura 5.5: Gráfico de monitoreo multiparamétrico en el Volcán Villarrica centrado en la erupción de marzo del 2015 (periodo 2014-2015)

1) El primer evento es un alza en la actividad LP el 16 de julio del 2014 que se destaca como un escalón en la figura 5.5.E.

Esto podría interpretarse como la ocurrencia de la intrusión al reservorio, que produce un cambio en la presión del sistema que no puede equilibrarse por el nivel del lago de lava debido a que el periodo de inactividad del momento probablemente haya causado la presencia de una capa sólida de grosor importante (figura 5.6).

2) En segundo lugar el 26 de enero del 2015 se observa el alza en la razón CO_2/SO_2 pasando de un máximo de 2.7 a 9.1 (figura 5.5.A).

Esto puede interpretarse como la primera señal en superficie producto de una intrusión de un magma de composición basáltica ocurrida en profundidad, cuando llegan las primeras burbujas producto de esta (figura 5.6).

3) Seguido de esto el 5 de febrero vuelven a aparecer las anomalías termales que no se habían observado de manera significativa desde junio del 2012 (figura 5.5.D), simultáneamente se observa una disminución en la cantidad de sismos LP. Esto también coincide con un incremento en la amplitud de la señal de infrasonido y con un aumento en la intensidad de la actividad Estromboliana, por el ascenso de magmas en el conducto (*Johnson y Palma, 2015*) (figura 5.6).

La interpretación de este evento consiste en que el material nuevo producto de la intrusión llega a superficie y atraviesa la capa sólida, luego vuelve a aparecer el lago de lava y las anomalías termales son captadas por MIROVA. Al abrirse el sistema, antes sellado por la costra, disminuye la presión en el sistema y se ve reflejado como una disminución en la cantidad de eventos LP, también se produce un cambio de velocidad en el sistema y se logra que en profundidad los volátiles asciendan junto al magma. Esto brinda las condiciones necesarias para que luego ocurra la fuente de lava el 3 de marzo.

4) El 28 de febrero comienza a elevarse nuevamente la actividad LP (figura 5.5.E), lo que coincide con el aumento del nivel del lago de lava observado (*Johnson et al., 2018*). Llega casi a triplicar la cantidad promedio anterior al 1 de marzo, manteniéndose alta hasta que ocurre la erupción (3 de marzo). En la misma fecha comienza a elevarse el VRP de las anomalías termales (figura 5.5.D).

Este hito podría interpretarse como la llegada del material donde cambió la dinámica a una profundidad somera o quizás como la fragmentación del material, que se traducen en esas señales en superficie. (figura 5.6)

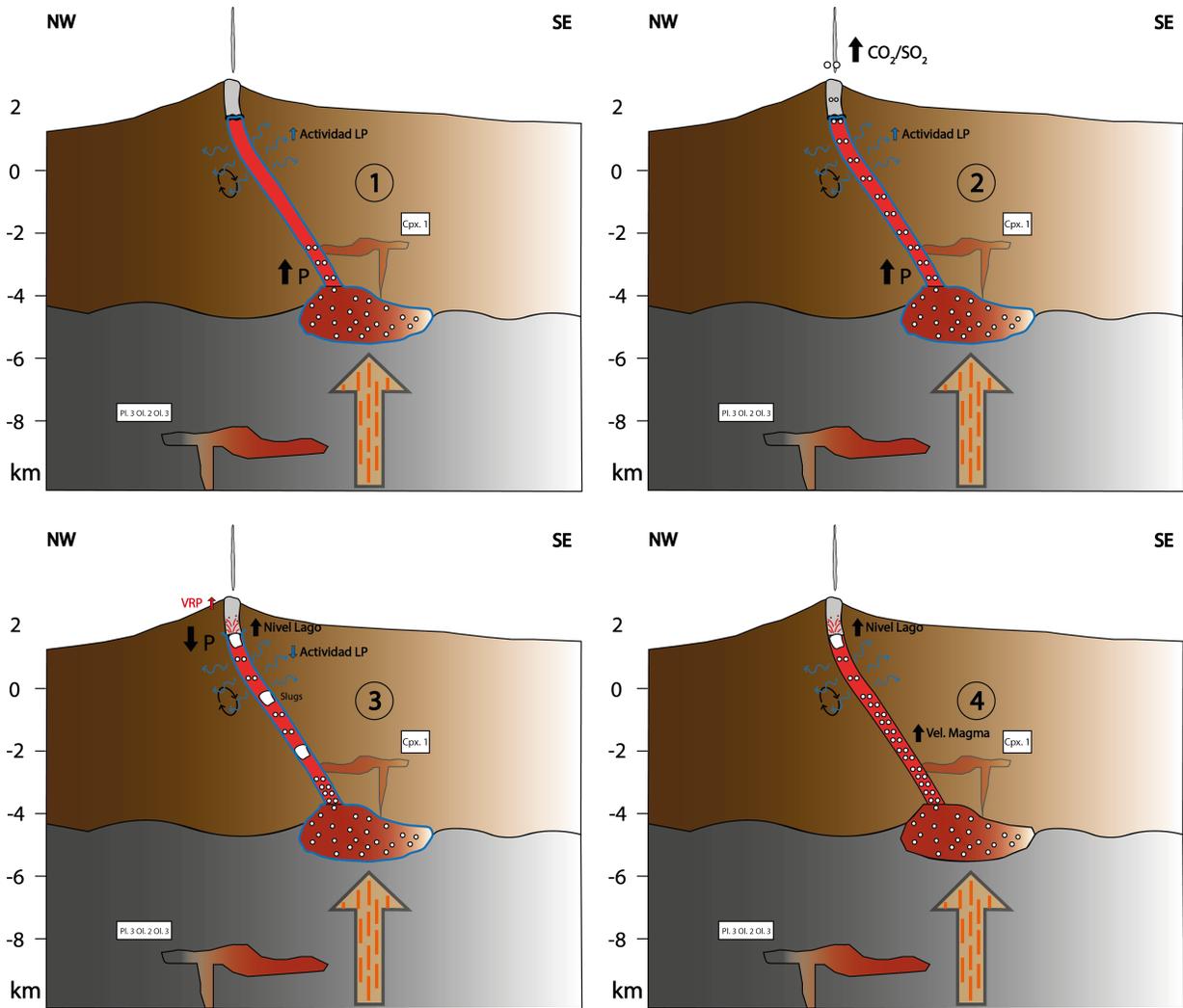


Figura 5.6: Modelo de erupción del 2015. Hitos del 1 al 4.

5) Erupción 3 de marzo del 2015. Se observa una anomalía termal evidente y la cantidad de eventos LP se encuentra en descenso (figura 5.5).

Este evento consiste en la llegada del flujo de magma con mayor velocidad que no ha perdido volátiles debido a una diferencia de velocidad relativa entre la fase gaseosa y la fundida llega a superficie y produce la fuente de magma de la erupción del 2015 (figura 5.7).

p5) Estado posterior a la erupción. Descienden las anomalías termales (figura 5.5.D) y el nivel del lago de lava al estado en que se encontraban previo al hito 4 y la actividad LP desaparece por completo durante unos días (figura 5.5.E). Luego se vuelven a presentar pero en muy baja cantidad. Además, se producen derrumbes hacia el lago de lava y un bloqueo temporal con un caparazón de lava.

La desaparición de eventos LP podría explicarse por la liberación de presión y energía dentro del sistema producto de la erupción. Además, al disminuir todos los parámetros es probable que también baje el nivel del lago de lava (figura 5.7).

6) En abril ocurre un aumento significativo de la actividad volcano-tectónica (sismos VT) hasta el 17 de mayo (figura 5.5.F) y en la de largo periodo (LP) hasta el 21 de mayo (figura 5.5.E). Esto coincide con el alzamiento que se observa a partir de abril del 2015 en la caldera sureste del volcán (figura 5.5).

Esto ocurre debido a la acumulación de magma. Una explicación para esto es una resistencia al ascenso del magma por algún motivo, quizás producto de los derrumbes posteriores a la erupción. Una segunda opción consiste en la acumulación de material desgasificado luego de descender (*Witter et al., 2004*) (figura 5.7).

7) El 22 de abril ocurre un alza importante en el VRP de anomalías termales (figura 5.5.D) que da inicio a la segunda anomalía de mayor magnitud después de la asociada a la erupción, observada por tres sistemas satelitales termales distintos, que se mantiene en valores altos hasta el 14 de mayo (*Layana et al., 2020; Plank et al., 2018*).

Este evento consiste en la manifestación en superficie de los procesos ocurridos en el punto anterior (figura 5.7). Aunque una pregunta interesante sería ¿por qué coinciden las duraciones del aumento de las anomalías termales y de la sismicidad LP y VT, pero el alzamiento dura más?

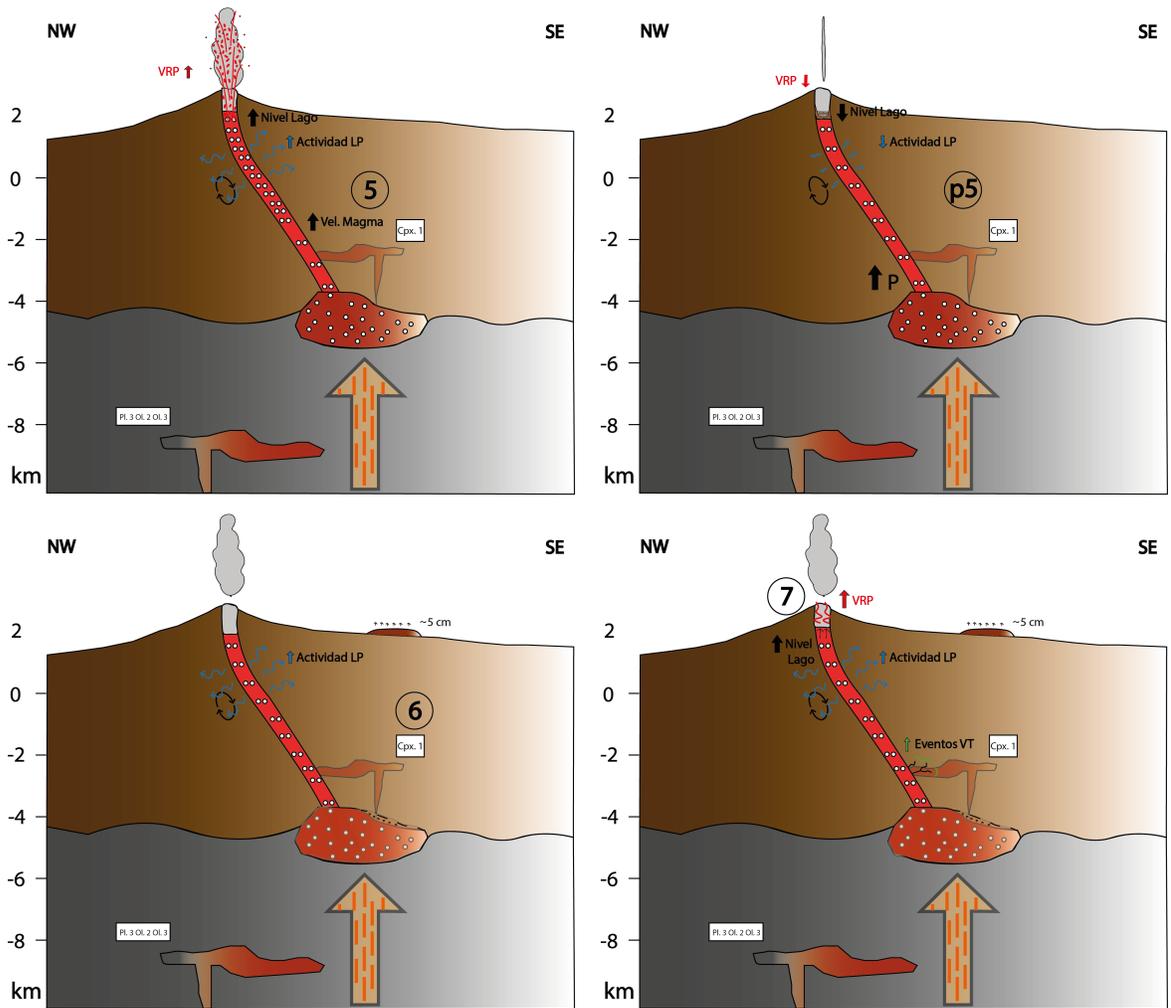


Figura 5.7: Modelo de erupción del 2015. Hitos del 5 al 7.

5.3.2. Ausencia de Deformación previa a la Erupción, Deformación Posterior y Consecuencias

Se ha discutido que la respuesta a la ausencia de deformación previa a la erupción podrían ser problemas con la resolución temporal, deformación dentro de los rangos de ruido o que podría ser consecuencia de un sistema abierto (*Delgado et al., 2017*). Considerando que los datos de InSAR fueron complementados con los de GPS, sin mostrar un alzamiento previo a la erupción, se puede descartar la primera opción por la buena resolución temporal de los datos de GPS y la segunda opción por la precisión en las mediciones. La opción de que sea debido a un sistema abierto parece ser la más probable debido a la dificultad para acumular la presión suficiente para generar deformación cuando existen mecanismos eficientes de flujo de magma y de desgasificación. Un aumento de presión menor podría verse reflejado solamente en el nivel del lago de lava.

Otros aspectos a considerar son la profundidad y el tamaño del reservorio magmático. Si se considera un reservorio amplio lateralmente, la señal de deformación se encuentra dispersa y es menos clara que si estuviera concentrada en un reservorio más estrecho. Del modelo de Mogi se tiene que la profundidad es relativamente somera y que la forma del reservorio puede

compararse con una zona simétrica, a pesar de que existe cierto nivel de ambigüedad al no tener datos de imágenes ascendentes. Por lo tanto la profundidad y el ancho del reservorio no debieran amortiguar la señal de deformación lo suficiente para no ser observada, lo que es demostrado por el alzamiento posterior.

Es probable que la erupción haya gatillado un nuevo pulso de ascenso hacia el flanco del volcán, pero ¿Podría esto por sí sólo producir deformación?. Para sistemas con magma de viscosidad lo suficientemente baja como para no acoplarse a las paredes del conducto, la forma más probable de que ocurra deformación en un sistema abierto, es la acumulación de magma desgasificado (*Ebmeier, Biggs, Mather, y Amelung, 2013*) o un taponamiento o resistencia al flujo ascendente. Esto puede explicar porque no se observó una deformación previa y sí una posterior, indicando que la actividad VT también sería producto de la acumulación de magma. Además, se encuentran a profundidades relativamente cercanas, la de los eventos VT está entre 2 y 4 km de profundidad, mientras que la profundidad obtenida para el reservorio es de 6.5 km bajo el nivel de la caldera, aproximadamente 4.5 km bajo el nivel del mar (figura 5.3).

Pese a esto, no se explica bien el aumento en el VRP y en el nivel del lago de lava entre abril y mayo del 2015. En caso de que fuera consecuencia de una resistencia que impidiera el flujo ascendente, no debiese manifestarse en un aumento en el nivel del lago de lava al estar obstruido el conducto. Podría ocurrir si la resistencia fuera removida, pero el alzamiento se sigue observando hasta agosto, posterior al termino de la anomalía termal. Por esto, no debiese seguir acumulándose deformación si la resistencia, causante de la deformación, fue eliminada. En la opción de que el alzamiento sea producto de la acumulación de magma desgasificado, las evidencias de éste proceso en superficie (altas anomalías termales) debieran tener mayor similitud en el periodo de duración con la deformación, pero estas finalizan antes que el alzamiento.

5.4. Limitaciones en Métodos y Datos

5.4.1. InSAR

Áreas con gran cantidad de vegetación y climas húmedos generan una gran complicación a la hora de procesar interferogramas con alta coherencia, en especial cuando se utilizan imágenes con longitud de onda pequeña como la banda X ($\lambda = 3$ cm). Esto crea problemas al procesar interferogramas con mayor línea base temporal. Al realizar una serie de tiempo el mejor resultado posible es cuando se utilizan interferogramas entre todas las fechas pertenecientes a la serie y para que esto sea posible se necesita una buena calidad para todas las imágenes. Debido a las condiciones climáticas de invierno, la coherencia de un interferograma en estas fechas se vuelve prácticamente nula, sin importar la cercanía temporal entre las dos imágenes. Esto lo vuelve un periodo donde se puede monitorear deformación mediante InSAR. A pesar de esto los datos de banda X siguen siendo, los que tienen mejor resolución temporal para estudiar deformación en ésta zona durante el periodo de la erupción. Para el periodo entre diciembre del 2018 y diciembre del 2021 se puede utilizar Sentinel 1 de banda C ($\lambda \sim 5.5$ cm), que es mejor, pero no lo suficiente para entregar interferogramas de calidad en invierno.

En este trabajo fue necesario acotar el periodo de tiempo que se quería abarcar en un principio debido a problemas de coherencia. También aumenta el error asociado a ésta producto de una menor interconexión entre las fechas utilizadas.

5.4.2. GPS

En este trabajo, el método utilizado es sólo para mostrar periodos en los que ocurre deformación y compararlos relativamente, a pesar de que es posible determinar cuantitativamente la deformación encontrada con un análisis más detallado.

5.4.3. Anomalías Termales

Estos datos son realmente útiles para evaluar la actividad del lago de lava, se distinguen claramente periodos de actividad e inactividad en la serie de tiempo realizada. Estos son correlacionados con el nivel del lago de lava, pero no es la única explicación posible para que esto ocurra. Esto también puede ser por un cambio en el área expuesta de material fresco o por actividad volcánica. En base a esto es posible decir que es útil para estimar la presencia del lago durante periodos, pero pequeñas variaciones en estas medidas podrían no ser directamente asociables al nivel del lago.

5.4.4. Emisión y Razón de Gases

Para medir el flujo de SO_2 con un DOAS es necesario tener una visual clara de la pluma volcánica, por lo que no es un método que pueda entregar mediciones todos los días. Además de esto, la emisión varía mucho hasta en el transcurso de un día por lo que en una escala de tiempo corta no se puede obtener mucha información sobre el comportamiento de este parámetro. Es necesario tener datos durante un periodo lo suficientemente extenso para captar alguna tendencia. Los datos utilizados de OMI muestran claramente periodos de actividad del lago de lava, pero queda corto a la hora de querer estudiar fenómenos más puntuales

y conectar con parámetros de mayor resolución temporal. Por esto lo mejor es usar ambos métodos de forma complementaria.

El monitoreo constante de la razón de gases es difícil porque es necesario que el Multi-GAS este ubicado cerca de la fuente de gases, lo que consiste en un problema logístico. Además, el aparato se deteriora rápidamente por la acidez de los gases emitidos y necesita mantenimiento constante. Los datos utilizados en este trabajo fueron obtenidos por un instrumento que fue destruido en la erupción del 2015, mostrando que la cercanía al cráter consiste también en riesgos de este tipo, sobretodo en un volcán tan activo. Y por otro multi-GAS reinstalado en noviembre del 2017, que también fue considerado en Liu et al. (2019).

5.4.5. Sismicidad

La principal limitación de los datos utilizados en este trabajo consiste en que sólo se tiene información de la cantidad de eventos diarios, a pesar de que no ocurren faltas de datos en ningún día en este método, no se consideró la ubicación de los eventos VT, ni de la amplitud de estos o de la actividad LP. De forma que con estos datos es posible tener información de la actividad sísmológica del sistema magmático, pero el asociar la presencia de estos a procesos específicos se complica. Para los eventos VT, de fracturamiento del edificio, se dificulta interpretar el hecho si no se tiene la ubicación de estos, y en este trabajo solo se tiene la ubicación de los ocurridos al SE del volcán entre el 20 y 25 de abril. También, como se discutió anteriormente en la relación de la sismicidad y el flujo de SO_2 , la amplitud de la señal es un parámetro importante para estudiar la actividad del lago de lava.

5.5. Estudios Futuros

Respecto a la red de monitoreo del volcán, actualmente se obtiene una amplia cantidad de información, como se muestra en este trabajo se tiene información de varios parámetros distintos. A pesar de esto, podrían ubicarse más instrumentos cercanos al cráter.

El dato que es más difícil de estudiar es la razón de CO_2/SO_2 . Lo ideal sería tener más información de este parámetro, quizás no con un monitoreo continuo debido a las dificultades de esto, pero sí durante intervalos con cierta separación temporal de forma que se pueda tener una noción de la fuente de estos gases e identificar nuevas inyecciones de material. Esto podría hacerse mediante la instalación temporal de Multi-GAS o mediante campañas de UAS (Unmanned Aerial System), como se hizo en 2018 (Liu et al., 2019).

A pesar de que los estudios con InSAR muestran resultados para el monitoreo de deformación cortical, tiene problemas con la coherencia. NISAR (NASA-ISRO SAR Mission) es una misión con fecha de lanzamiento en 2024 que tiene una resolución temporal de 12 días para cada punto en la Tierra y está equipado con bandas S ($\lambda = 10cm$) y L ($\lambda = 24cm$). Cuando esté disponible será posible mantener una coherencia mucho mejor si se usa la banda L con una mayor longitud de onda, además se tiene una buena resolución temporal. Por lo que se recomienda utilizar imágenes de ésta misión para el monitoreo mediante InSAR.

Para próximos estudios de correlación de parámetros sería bueno incluir otros datos rela-

cionados con la sismicidad, como la amplitud de los eventos y la posición de estos. Además, se podría interpretar más a fondo el significado de los eventos LP. También se podrían comparar los datos con la ocurrencia de actividad volcánica para observar cómo se relacionan entre sí.

Para estudiar mejor las escalas temporales en las que ocurre el ascenso de magma, podrían hacerse perfiles de difusión en olivinos zonados eruptados en 2015. Esto también podría indicar potenciales procesos de mezcla de magmas. Otro estudio podría ser de barometría, con pares minerales en equilibrio o EMPA, experimentos de descompresión, entre otros.

6. CONCLUSIONES

En este trabajo se utilizaron distintos parámetros disponibles gracias a la extensa red de monitoreo del Volcán Villarica. Estos hacen posible un estudio detallado de los procesos que ocurren dentro del sistema volcánico desde el año 2000 en adelante.

Las series de tiempo de emisión de gases, anomalías termales y sismicidad VT muestran periodos de alta y baja actividad que son asociados a la actividad del lago de lava producto de intrusiones magmáticas en profundidad. Se reconoce un periodo de actividad intermedia y 3 de alta actividad con periodos de inactividad entre cada uno de estos y al final de la serie. Cada uno de estos presenta una duración entre 2 y 3 años.

Se observa una buena correlación entre los 3 parámetros antes mencionados. La relación entre las anomalías termales y la desgasificación tiene que ver con el transporte y llegada de un magma de mayor temperatura rico en volátiles, producto de la inyección. Por otro lado, el aumento de eventos VT, solo estudiado en uno de los periodos de alta actividad, puede asociarse al aumento de energía y presión en comparación a los periodos de baja actividad, pero no se le atribuye una relación tan directa a los otros parámetros.

Los datos de eventos LP y de geodesia no muestran un comportamiento específico en relación con los periodos de alta y baja actividad. Se observan solamente dos alzamientos en la serie de tiempo, uno producto de la intrusión del periodo de alta actividad iniciado en 2015 y otro entre junio y septiembre del 2020, durante un periodo de baja actividad. La cantidad de eventos LP no difiere en comportamiento durante el último periodo de actividad y el periodo de inactividad posterior. Trabajos anteriores muestran una relación entre sismicidad y flujo de SO_2 (Palma et al., 2008) utilizando una cantidad disminuida de datos. En este trabajo no se logra replicar los resultados con los parámetros y cantidad de datos utilizados.

En el periodo de alta actividad iniciado en 2015 ocurre la erupción del 3 de marzo del mismo año producto de un cambio en la dinámica de fluidos causado por un aumento en la tasa de inyección en profundidad o por el quiebre suficiente de la capa solida del lago de lava como para despresurizar el sistema, lo que también podría contribuir al ascenso de magma desde niveles profundos. Se logró proponer un modelo en base a los hitos identificados durante el periodo entre de octubre y de mayo del 2015. Estos son interpretados como:

- 1) La ocurrencia de una intrusión en profundidad inferida en base al aumento en la actividad LP.
- 2) y 3) Las primeras evidencias de esto en superficie y la llegada del material rico en volátiles en base a la razón de gases CO_2/SO_2 y la reaparición de anomalías termales

respectivamente. Esto produce un cambio de velocidad en el sistema y se logra que en profundidad los volátiles asciendan junto al magma.

- **4) y 5)** la llegada del material donde cambió la dinámica a una profundidad somera o quizás la fragmentación del material, esto en base al alza en la actividad LP y anomalías termales. Luego ocurre la erupción.
- **6) y 7)** La acumulación de material en el reservorio, producto de una resistencia durante el ascenso de material o a la acumulación de magma desgasificado. Esto en base a la alzamiento observado y aumento en eventos VT, eventos LP y VRP. En el primer caso, si no existía una resistencia lo suficientemente grande previo a la erupción no pudo haber generado deformación, mientras que para el segundo caso, todavía no descendía el material desgasificado como para producir la acumulación.

Sin embargo, queda la duda de por qué en 22 años de actividad cíclica sólo hay un pulso de inyección de magmas basálticos que produce una erupción. ¿Por qué hubo solamente un pulso de inyección en el flanco del volcán que resulta en deformación durante este periodo de tiempo?. Estas son interrogantes a considerar en estudios futuros.

Bibliografía

(s.f.).

- Aiuppa, A., Bertagnini, A., Métrich, N., Moretti, R., Di Muro, A., Liuzzo, M., y Tamburello, G. (2010). A model of degassing for stromboli volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1-2), 195–204.
- Aiuppa, A., Bitetto, M., Donne, D. D., Paolo, F., Monica, L., Tamburello, G., ... Ripepe, M. (2021). Volcanic CO₂ tracks the incubation period of basaltic paroxysms. *Science Advances*(September).
- Aiuppa, A., Fischer, T. P., Plank, T., y Bani, P. (2019). CO₂ flux emissions from the Earth's most actively degassing volcanoes, 2005–2015. *Scientific Reports*, 9(1), 2005–2015. doi: 10.1038/s41598-019-41901-y
- Aiuppa, A., Fischer, T. P., Plank, T., Robidoux, P., y Di Napoli, R. (2017). Along-arc, inter-arc and arc-to-arc variations in volcanic gas CO₂/ST ratios reveal dual source of carbon in arc volcanism. *Earth-Science Reviews*, 168, 24–47. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.03.005
- Aiuppa, A., Moretti, R., Federico, C., Giudice, G., Gurrieri, S., Liuzzo, M., ... Valenza, M. (2007). Forecasting etna eruptions by real-time observation of volcanic gas composition. *Geology*, 35(12), 1115–1118.
- Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Métrich, N., Bertagnini, A., Gauthier, P. J., ... Garaebiti, E. (2016). Prodigious emission rates and magma degassing budget of major, trace and radioactive volatile species from Ambrym basaltic volcano, Vanuatu island Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 322, 119–143. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.10.004
- Andronico, D., Branca, S., Calvari, S., Burton, M., Caltabiano, T., Corsaro, R. A., ... others (2005). A multi-disciplinary study of the 2002–03 etna eruption: insights into a complex plumbing system. *Bulletin of Volcanology*, 67(4), 314–330.
- Aoyama, H., y Oshima, H. (2008). Tilt change recorded by broadband seismometer prior to small phreatic explosion of meakan-dake volcano, hokkaido, japan. *Geophysical research letters*, 35(6).
- Aster, R., Mah, S., Kyle, P., McIntosh, W., Dunbar, N., Johnson, J., ... McNamara, S. (2003). Very long period oscillations of mount erebus volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B11).
- Aster, R., Zandomenighi, D., Mah, S., McNamara, S., Henderson, D. B., Knox, H., y Jones, K. (2008). Moment tensor inversion of very long period seismic signals from Strombolian

- eruptions of Erebus Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 635–647. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.08.013
- Bani, P., Oppenheimer, C., Allard, P., Shinohara, H., Tsanev, V., Carn, S., . . . Garaebiti, E. (2012). First estimate of volcanic SO₂ budget for Vanuatu island arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211–212, 36–46. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.10.005
- Bean, C. J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaixian, J. P., O’Brien, G., y Murphy, S. (2014). Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nature Geoscience*, 7(1), 71–75. doi: 10.1038/ngeo2027
- Beckett, F., Mader, H., Phillips, J., Rust, A., y Witham, F. (2011). An experimental study of low-reynolds-number exchange flow of two newtonian fluids in a vertical pipe. *Journal of Fluid Mechanics*, 682, 652–670.
- Bertin, D., Amigo, A., Astudillo, V., Bertín, L., y Bucchi, F. (2015). Erupción del Volcán Calbuco 2015: Estratigrafía y volumen involucrado. *XIV Congreso Geológico Chileno, III*, 132–135.
- Bormann, E. P. (2002). Iaspei new manual of seismological observatory practice (nmsop-2)./ed. p. bormann.
- Boschetti, F. O., Ferguson, D. J., Cortés, J. A., Morgado, E., Ebmeier, S. K., Morgan, D. J., . . . Silva Parejas, C. (2022). Insights Into Magma Storage Beneath a Frequently Erupting Arc Volcano (Villarrica, Chile) From Unsupervised Machine Learning Analysis of Mineral Compositions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(4), 1–24. doi: 10.1029/2022gc010333
- Bredemeyer, S., y Hansteen, T. H. (2014). Synchronous degassing patterns of the neighbouring volcanoes Llaima and Villarrica in south-central Chile: the influence of tidal forces. *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1999–2012. doi: 10.1007/s00531-014-1029-2
- Browne, B., y Szramek, L. (2015). *Rates of Magma Ascent and Storage* (Second Edi ed.). Elsevier Inc. doi: 10.1016/b978-0-12-385938-9.00009-2
- Buck, A. L. (1981). New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 20(12), 1527–1532.
- Burgi, P. Y., Caillet, M., y Haefeli, S. (2002). Field temperature measurements at Erta’Ale lava lake, Ethiopia. *Bulletin of Volcanology*, 64(7), 472–485. doi: 10.1007/s00445-002-0224-3
- Burton, M. R., Oppenheimer, C., Horrocks, L. A., y Francis, P. W. (2000). Remote sensing of CO₂ and H₂O emission rates from Masaya volcano, Nicaragua. *Geology*, 28(10), 915–918.
- Calder, E. S., Harris, A. J., Peña, P., Pilger, E., Flynn, L. P., Fuentealba, G., y Moreno, H. (2004). Combined thermal and seismic analysis of the Villarrica volcano lava lake, Chile. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 259–272.
- Calkins, J., Oppenheimer, C., y Kyle, P. R. (2008). Ground-based thermal imaging of lava lakes at Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 695–704. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.02.002

- Calvari, S., Spampinato, L., y Lodato, L. (2006). The 5 april 2003 vulcanian paroxysmal explosion at stromboli volcano (italy) from field observations and thermal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(1-2), 160–175.
- Capaccioni, B., y Vaselli, O. (1991). Acta vulcanologica.
- Cardona, C., Gil-Cruz, F., Franco-Marín, L., San Martín, J., Valderrama, O., Lazo, J., ... others (2021). Volcanic activity accompanying the emplacement of dacitic lava domes and effusion of lava flows at nevados de chillán volcanic complex–chilean andes (2012 to 2020). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 420, 107409.
- Carn, S. A. (2003). Eruptive and passive degassing of sulphur dioxide at nyiragongo volcano (dr congo): the 17th january 2002 eruption and its aftermath. *Acta Vulcanologica*, 14(1/2), 75.
- Carn, S. A., Fioletov, V. E., Mclinden, C. A., Li, C., y Krotkov, N. A. (2017). A decade of global volcanic SO₂ emissions measured from space. *Scientific Reports*, 7, 1–12. doi: 10.1038/srep44095
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., y Blundy, J. D. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331), eaag3055.
- Castruccio, A., y Contreras, M. A. (2016). The influence of effusion rate and rheology on lava flow dynamics and morphology: A case study from the 1971 and 1988–1990 eruptions at Villarrica and Lonquimay volcanoes, Southern Andes of Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 469–483. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.09.015
- Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A. (1996). The liquiñe ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern chile. *Tectonophysics*, 259(1-3), 55–66.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., y Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the liquiñe–ofqui fault zone, southern chilean andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129–149.
- Chaussard, E., y Amelung, F. (2012). Precursory inflation of shallow magma reservoirs at west Sunda volcanoes detected by InSAR. *Geophysical Research Letters*, 39(21), 6–11. doi: 10.1029/2012GL053817
- Chouet, B. A. (1996). *Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting* (Vol. 380) (n.º 6572). doi: 10.1038/380309a0
- Chouet, B. A., y Matoza, R. S. (2013). A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 108–175. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013
- Cid Contreras, G. J. (2017). *Análisis de la Deformación de los Flancos del Volcán Villarrica Utilizando Herramientas Geodésicas y Modelos Analíticos* .
- Cigolini, C., Laiolo, M., Coppola, D., y Ulivieri, G. (2013). Preliminary radon measurements at Villarrica volcano, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 46, 1–8. doi: 10.1016/j.jsames.2013.04.003
- Coppola, D., Laiolo, M., Cigolini, C., Massimetti, F., Delle Donne, D., Ripepe, M., ... William, R. (2020). Thermal Remote Sensing for Global Volcano Monitoring: Experiences From the MIROVA System. *Frontiers in Earth Science*, 7(January), 1–21.

doi: 10.3389/feart.2019.00362

- Coppola, D., Valade, S., Masias, P., Laiolo, M., Massimetti, F., Campus, A., ... Valdivia, D. (2022). Shallow magma convection evidenced by excess degassing and thermal radiation during the dome-forming Sabancaya eruption (2012–2020). *Bulletin of Volcanology*, 84(2). doi: 10.1007/s00445-022-01523-1
- Córdova, L., Alarcón, A., Mardones, C., Cardona, C., Gil, F., Rojas, G., ... others (2015). Monitoreo de la deformación en volcanes chilenos mediante técnica gps, resultados asociados a la actividad de los volcanes laguna del maule, copahue y villarrica. En *Xiv congreso geológico chileno*.
- Costantini, L., Pioli, L., Bonadonna, C., Clavero, J., y Longchamp, C. (2011). A Late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica volcano, Southern Andes: The Chaimilla deposit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(3-4), 143–158. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.12.010
- Csatho, B., Schenk, T., Kyle, P., Wilson, T., y Krabill, W. B. (2008). Airborne laser swath mapping of the summit of Erebus volcano, Antarctica: Applications to geological mapping of a volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 531–548. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.08.016
- Delgado, F., y Grandin, R. (2021). Dynamics of Episodic Magma Injection and Migration at Yellowstone Caldera: Revisiting the 2004–2009 Episode of Caldera Uplift With InSAR and GPS Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(8), 1–28. doi: 10.1029/2021JB022341
- Delgado, F., Pritchard, M. E., Ebmeier, S., González, P., y Lara, L. (2017). Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344, 270–288. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.020
- Dibble, R. R., Kyle, P. R., y Rowe, C. A. (2008). Video and seismic observations of Strombolian eruptions at Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 619–634. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.07.020
- Dirscherl, M., Dietz, A. J., Dech, S., y Kuenzer, C. (2020). Remote sensing of ice motion in Antarctica – A review. *Remote Sensing of Environment*, 237(April 2019), 111595. doi: 10.1016/j.rse.2019.111595
- Dixon, J. E., y Stolper, E. M. (1995, 12). An Experimental Study of Water and Carbon Dioxide Solubilities in Mid-Ocean Ridge Basaltic Liquids. Part II: Applications to Degassing. *Journal of Petrology*, 36(6), 1633–1646. doi: 10.1093/oxfordjournals.petrology.a037268
- Dzierma, Y., y Wehrmann, H. (2010). Eruption time series statistically examined: Probabilities of future eruptions at Villarrica and Llaima Volcanoes, Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1-2), 82–92. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.03.009
- Dzurisin, D., y Lu, Z. (2007). Interferometric synthetic-aperture radar (insar). En *Volcano deformation* (pp. 153–194). Springer.

- Ebmeier, S. K., Biggs, J., Mather, T. A., y Amelung, F. (2013). On the lack of InSAR observations of magmatic deformation at Central American volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 2571–2585. doi: 10.1002/jgrb.50195
- Edmonds, M., Liu, E., y Cashman, K. (2022). Open-vent volcanoes fuelled by depth-integrated magma degassing. *Bulletin of Volcanology*, 84(3). doi: 10.1007/s00445-021-01522-8
- Fowler, A., y Robinson, M. (2018). Counter-current convection in a volcanic conduit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 141–162.
- Francis, P., Oppenheimer, C., y Stevenson, D. (1993). Endogenous growth of persistently active volcanoes. *Nature*, 366(6455), 554–557.
- Giordano, D., Russell, J. K., y Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 123–134.
- Gonnermann, H. M. (2015). Magma fragmentation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 431–458. doi: 10.1146/annurev-earth-060614-105206
- González-Vidal, D., Sens-Schönfelder, C., Palma, J. L., Quiero, F., Franco, L., Miller, M., ... Cembrano, J. (2022). The Hiccup of Villarrica volcano (Chile) during the 2015 eruption and its expression in LP activity and VLP ground motion. *AJR. American journal of roentgenology*, 186(2), 227–236.
- Goto, A., y Johnson, J. B. (2011). Monotonic infrasound and Helmholtz resonance at Volcan Villarrica (Chile). *Geophysical Research Letters*, 38(6), 1–5. doi: 10.1029/2011GL046858
- Gurioli, L., Harris, A. J., Houghton, B. F., Polacci, M., y Ripepe, M. (2008). Textural and geophysical characterization of explosive basaltic activity at Villarrica volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(8), 1–16. doi: 10.1029/2007JB005328
- Harris, A. J., Carniel, R., y Jones, J. (2005). Identification of variable convective regimes at Erta Ale Lava Lake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3-4), 207–223. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.11.011
- Harris, A. J. L., Carniel, R., y Jones, J. (2005). Identification of variable convective regimes at Erta Ale Lava Lake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3), 207–223. doi: https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.011
- Hess, K., y Dingwell, D. B. (1996). Viscosities of hydrous leucogranitic melts: A non-arrhenian model. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 81(9-10), 1297–1300.
- Hickey -Vargas, R., Roa, H. M., Escobar, L. L., y Frey, F. A. (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5° S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(3), 361–386. doi: 10.1007/BF00402922
- Hickey-Vargas Murong Sun, R., López-Escobar Grupo Magmatico, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M. K., Morris, J. D., y Ryan, J. G. (2002). Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology*(3), 199–202.

- Hickey-Vargas, R., Sun, M., y Holbik, S. (2016). Geochemistry of basalts from small eruptive centers near Villarrica stratovolcano, Chile: Evidence for lithospheric mantle components in continental arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185, 358–382. doi: 10.1016/j.gca.2016.03.033
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M. K., Morris, J. D., y Ryan, J. G. (2002). Multiple subduction components in the mantle wedge: evidence from eruptive centers in the central southern volcanic zone, Chile. *Geology*, 30(3), 199–202.
- Houghton, B., y Gonnermann, H. (2008). Basaltic explosive volcanism: constraints from deposits and models. *Geochemistry*, 68(2), 117–140.
- Houghton, B. F., Taddeucci, J., Andronico, D., Gonnermann, H., Pistolesi, M., Patrick, M. R., ... others (2016). Stronger or longer: Discriminating between hawaiian and strombolian eruption styles. *Geology*, 44(2), 163–166.
- Jaupart, C. (2000). Magma ascent at shallow levels. *Encyclopedia of volcanoes*, 1, 237–245.
- Jaupart, C., y Vergnolle, S. (1988). Laboratory models of hawaiian and strombolian eruptions. *Nature*, 331(6151), 58–60.
- Jaupart, C., y Vergnolle, S. (1989). The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber. *Journal of Fluid Mechanics*, 203, 347–380.
- Johnson, J. B., y Palma, J. L. (2015). Lahar infrasound associated with Volcán Villarrica's 3 March 2015 eruption. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6324–6331. doi: 10.1002/2015GL065024
- Johnson, J. B., Watson, L. M., Palma, J. L., Dunham, E. M., y Anderson, J. F. (2018). Forecasting the Eruption of an Open-Vent Volcano Using Resonant Infrasound Tones. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2213–2220. doi: 10.1002/2017GL076506
- Jones, J., Carniel, R., Harris, A. J., y Malone, S. (2006). Seismic characteristics of variable convection at Erta 'Ale lava lake, Ethiopia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2 SPEC. ISS.), 64–79. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.08.004
- Kawakatsu, H., y Yamamoto, M. (2015). Volcano seismology. *Earthquake Seismology*, 389–419.
- Kazahaya, K., Shinohara, H., y Saito, G. (1994). Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: magma convection in a conduit. *Bulletin of Volcanology*, 56(3), 207–216.
- Kelly, P. J., Kyle, P. R., Dunbar, N. W., y Sims, K. W. (2008). Geochemistry and mineralogy of the phonolite lava lake, Erebus volcano, Antarctica: 1972–2004 and comparison with older lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 589–605. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.11.025
- Kumagai, H., y Chouet, B. A. (1999). The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophysical Journal International*, 138(2), 7–12. doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x
- Lautze, N. C., y Houghton, B. F. (2005). Physical mingling of magma and complex eruption dynamics in the shallow conduit at Stromboli volcano, Italy. *Geology*, 33(5), 425–428.

- Lautze, N. C., y Houghton, B. F. (2007). Linking variable explosion style and magma textures during 2002 at stromboli volcano, italy. *Bulletin of Volcanology*, 69(4), 445–460.
- Lavenu, A., y Cembrano, J. (1999). Compressional-and transpressional-stress pattern for pliocene and quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (andes of central and southern chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669–1691.
- Layana, S., Aguilera, F., Rojo, G., Vergara, Á., Salazar, P., Quispe, J., . . . Urrutia, D. (2020). Volcanic anomalies monitoring system (volcanoms), a low-cost volcanic monitoring system based on landsat images. *Remote Sensing*, 12(10), 1589.
- Lehr, J., Eckel, F., Thorwart, M., y Rabbel, W. (2019). Low-Frequency Seismicity at Villarrica Volcano: Source Location and Seismic Velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(11), 11505–11530. doi: 10.1029/2018JB017023
- Lev, E., Ruprecht, P., Oppenheimer, C., Peters, N., Patrick, M., Hernández, P. A., . . . Marlow, J. (2019). A global synthesis of lava lake dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381, 16–31. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.04.010
- Liu, E. J., Wood, K., Mason, E., Edmonds, M., Aiuppa, A., Giudice, G., . . . Bucarey, C. (2019). Dynamics of Outgassing and Plume Transport Revealed by Proximal Unmanned Aerial System (UAS) Measurements at Volcán Villarrica, Chile. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(2), 730–750. doi: 10.1029/2018GC007692
- Lohmar, S., Parada, M., Gutiérrez, F., Robin, C., y Gerbe, M. C. (2012). Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235-236, 55–69. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.05.006
- Lohmar, S., Robinirdfr, C., y Naranjo, J. A. (2007). Evidence of magma-water interaction during the 13,800 years BP explosive cycle of the Licán Ignimbrite, Villarrica volcano (southern Chile). , 34(2), 233–247.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., y Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the chilean southern andes basaltic quaternary volcanism (37-46 s). *Andean geology*, 22(2), 219–234.
- Louban, I., Bobrowski, N., Rouwet, D., Inguaggiato, S., y Platt, U. (2009). Imaging DOAS for volcanological applications. *Bulletin of Volcanology*, 71(7), 753–765. doi: 10.1007/s00445-008-0262-6
- Lu, Z., y Dzurisin, D. (2014). Insar imaging of aleutian volcanoes. En *Insar imaging of aleutian volcanoes* (pp. 87–345). Springer.
- Mangan, M. T., Cashman, K. V., y Swanson, D. A. (2014). The Dynamics of Hawaiian-Style Eruptions: A Century of Study. *Characteristics of Hawaiian Volcanoes: U.S. Geological Survey Professional Paper 1801*(1945), 323–354.
- Martin, R. S., Sawyer, G. M., Spampinato, L., Salerno, G. G., Ramirez, C., Ilyinskaya, E., . . . Oppenheimer, C. (2010). A total volatile inventory for Masaya Volcano, Nicaragua. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(9), 1–12. doi: 10.1029/2010JB007480
- Marzeki, L. (2010). *Detecting fluctuations in the lava-lake level of villarrica volcano, chile using modis thermal imagery from 2003–2005* .

- Massimetti, F., Coppola, D., Laiolo, M., Valade, S., Cigolini, C., y Ripepe, M. (2020). Volcanic Hot-Spot detection using SENTINEL-2: A comparison with MODIS-MIROVA thermal data series. *Remote Sensing*, 12(5). doi: 10.3390/rs12050820
- Mather, T. A., Tsanev, V. I., Pyle, D. M., McGonigle, A. J., Oppenheimer, C., y Allen, A. G. (2004). Characterization and evolution of tropospheric plumes from Lascar and Villarrica volcanoes, Chile. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 109(21). doi: 10.1029/2004JD004934
- McGee, L. E., Brahm, R., Rowe, M. C., Handley, H. K., Morgado, E., Lara, L. E., ... Valdivia, P. (2017). A geochemical approach to distinguishing competing tectono-magmatic processes preserved in small eruptive centres. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(6). doi: 10.1007/s00410-017-1360-2
- McNutt, S. R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, 99–146.
- McNutt, S. R. (2005). Volcanic seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 461–491. doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122459
- Medina, R., Bucarey, C., Esse, C., Garzón, G., y Lara, L. (2015). Flujos de dióxido de azufre (SO₂) del volcán Villarrica, periodo 2012-2015. , 214–217.
- Métrich, N., y Mandeville, C. W. (2010). Sulfur in magmas. *Elements*, 6(2), 81–86.
- Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them: Bulletin of the earthquake research institute, v. 36.
- Montgomery-Brown, E. K., Sinnett, D., Poland, M., Segall, P., Orr, T., Zebker, H., y Miklius, A. (2010). Geodetic evidence for an echelon dike emplacement and concurrent slow slip during the June 2007 intrusion and eruption at Kīlauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B7).
- Montoya, G., Lucas, D., Baglietto, E., y Liao, Y. (2016). A review on mechanisms and models for the churn-turbulent flow regime. *Chemical Engineering Science*, 141, 86–103.
- Mora Stock, C. N. (2015). *Seismic structure and seismicity of the Villarrica volcano (southern central Chile)* (Tesis Doctoral no publicada). Christian-Albrechts-Universität.
- Moreno, H., y Clavero, J. (2006). Geología del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 98, 35 p., 1 mapa escala 1:50.000.*(98).
- Moreno R., H., López-Escobar, L., y Cembrano, J. (1994). *The Villarrica-Quetrupillan-Lanin volcanic chain: A review and probable significance in the southern andes, 39.4° S, Chile* (Vol. 1).
- Morgado, E., Parada, M. A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., y McGee, L. E. (2015). Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 1–16. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.09.023

- Morris, J., Leeman, W. P., y Tera, F. (1990). The subducted component in island arc lavas: constraints from be isotopes and b-be systematics. *Nature*, *344* (6261), 31–36.
- Moussallam, Y., Bani, P., Curtis, A., Barnie, T., Moussallam, M., Peters, N., ... Cardona, C. (2016). Sustaining persistent lava lakes: Observations from high-resolution gas measurements at Villarrica volcano, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, *454*, 237–247. doi: 10.1016/j.epsl.2016.09.012
- Muñoz, M., Fournier, H., Mamani, M., Febrer, J., Borzotta, E., y Maidana, A. (1990). A comparative study of results obtained in magnetotelluric deep soundings in Villarrica active volcano zone (Chile) with gravity investigations, distribution of earthquake foci, heat flow empirical relationships, isotopic geochemistry $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and SB sys. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *60*(1-4), 195–211. doi: 10.1016/0031-9201(90)90261-U
- Nacional, R., y Volcánica, D. V. (2011a). Servicio Nacional de Geología y Minería – SER-NAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV. (50), 700–701.
- Nacional, R., y Volcánica, D. V. (2011b). Servicio Nacional de Geología y Minería – SER-NAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV. (50), 700–701.
- Nacional, R., y Volcánica, D. V. (2011c). Servicio Nacional de Geología y Minería – SER-NAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV. (50), 700–701.
- Nacional, R., y Volcánica, D. V. (2011d). Servicio Nacional de Geología y Minería – SER-NAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV. (50), 700–701.
- Nacional, R., y Volcánica, D. V. (2011e). Servicio Nacional de Geología y Minería – SER-NAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV. (50), 700–701.
- Nacional, R., y Volcánica, D. V. (2011f). Servicio Nacional de Geología y Minería – SER-NAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV. (50), 700–701.
- Nacional, R., y Volcánica, D. V. (2011g). Servicio Nacional de Geología y Minería – SER-NAGEOMIN Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur – OVDAS Red Nacional de Vigilancia Volcánica – RNVV. (50), 700–701.
- Naranjo, J. (2015). Nuevo estilo eruptivo del volcán villarrica: 3 de marzo 2015. En *Actas xiv congreso geológico chileno*.
- National Academies of Sciences, E., Medicine, y cols. (2017). *Report briefing to subcommittee on disaster reduction*.
- Neal, C. A., Brantley, S., Antolik, L., Babb, J., Burgess, M., Calles, K., ... others (2019). The 2018 rift eruption and summit collapse of kīlauea volcano. *Science*, *363*(6425), 367–374.
- Oppenheimer, C., y Kyle, P. R. (2008). Probing the magma plumbing of Erebus volcano, Antarctica, by open-path FTIR spectroscopy of gas emissions. *Journal of Volcanology*

- and *Geothermal Research*, 177(3), 743–754. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.08.022
- Oppenheimer, C., Lomakina, A. S., Kyle, P. R., Kingsbury, N. G., y Boichu, M. (2009). Pulsatory magma supply to a phonolite lava lake. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 392–398. doi: 10.1016/j.epsl.2009.04.043
- Oppenheimer, C., McGonigle, A. J., Allard, P., Wooster, M. J., y Tsanev, V. (2004). Sulfur, heat, and magma budget of Erta 'Ale lava lake, Ethiopia. *Geology*, 32(6), 509–512. doi: 10.1130/G20281.1
- Oppenheimer, C., y Yirgu, G. (2002a). Thermal imaging of an active lava lake: Erta'ale volcano, ethiopia. *International Journal of Remote Sensing*, 23(22), 4777–4782.
- Oppenheimer, C., y Yirgu, G. (2002b). Thermal imaging of an active lava lake: Erta 'Ale volcano, Ethiopia. *International Journal of Remote Sensing*, 23(22), 4777–4782. doi: 10.1080/01431160110114637
- Ortiz, R., Moreno, H., García, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Pena, P., . . . Tárrega, M. (2003). Villarrica volcano (Chile): Characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128(1-3), 247–259. doi: 10.1016/S0377-0273(03)00258-0
- Palma, J. L., Calder, E. S., Basualto, D., Blake, S., y Rothery, D. A. (2008). Correlations between SO₂ flux, seismicity, and outgassing activity at the open vent of Villarrica volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(10), 1–23. doi: 10.1029/2008JB005577
- Parfitt, E., y Wilson, L. (1995). Explosive volcanic eruptions—ix. the transition between hawaiian-style lava fountaining and strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International*, 121(1), 226–232.
- Parfitt, E., y Wilson, L. (2008). The role of volatiles. *Fundamentals of physical volcanology*, 64–76.
- Parfitt, E. A. (2004a). A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1-2), 77–107.
- Parfitt, E. A. (2004b). A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1-2), 77–107. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.01.002
- Parfitt, E. A., Wilson, L., y Neal, C. A. (1995). Factors influencing the height of hawaiian lava fountains: implications for the use of fountain height as an indicator of magma gas content. *Bulletin of Volcanology*, 57(6), 440–450.
- Patrick, M., Swanson, D., y Orr, T. (2019). A review of controls on lava lake level: insights from Halema'uma'u Crater, Kīlauea Volcano. *Bulletin of Volcanology*, 81(3). doi: 10.1007/s00445-019-1268-y
- Patrick, M. R. (2018). *Lava lake activity at the summit of kilauea volcano in 2016*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Patrick, M. R., Anderson, K. R., Poland, M. P., Orr, T. R., y Swanson, D. A. (2015). Lava lake level as a gauge of magma reservoir pressure and eruptive hazard. *Geology*, 43(9), 831–834. doi: 10.1130/G36896.1

- Patrick, M. R., Orr, T., Sutton, A. J., Lev, E., Thelen, W., y Fee, D. (2016). Shallowly driven fluctuations in lava lake outgassing (gas pistonning), Kilauea Volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 326–338. doi: 10.1016/j.epsl.2015.10.052
- Patrick, M. R., Orr, T., Swanson, D. A., y Lev, E. (2016). Shallow and deep controls on lava lake surface motion at Kilauea Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 328, 247–261. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.11.010
- Peters, N. J. (2015). Monitoring Erebus volcano’s active lava lake : tools, techniques and observations. (April).
- Petit-Breuilh, M. E. (2004). La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos xvi al xx). *Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote-Casa de los volcanes*.
- Pioli, L., Scalisi, L., Costantini, L., Di Muro, A., Bonadonna, C., y Clavero, J. (2015). Explosive style, magma degassing and evolution in the Chaimilla eruption, Villarrica volcano, Southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, 77(11). doi: 10.1007/s00445-015-0976-1
- Pizarro, C., Parada, M. A., Contreras, C., y Morgado, E. (2019). Cryptic magma recharge associated with the most voluminous 20th century eruptions (1921, 1948 and 1971) at Villarrica Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 384, 48–63. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.07.001
- Plank, S., Nolde, M., Richter, R., Fischer, C., Martinis, S., Riedlinger, T., . . . Klein, D. (2018). Monitoring of the 2015 Villarrica Volcano Eruption by Means of DLR’s Experimental TET-1 Satellite. *Remote Sensing*, 10(9), 1–17. doi: 10.3390/rs10091379
- Pransky, J. (2017). The Pransky interview: Dr Jun Ho Oh, Professor and Director of Humanoid Robot Research Center, KAIST; Cofounder, Rainbow Robotics Co. *Industrial Robot*, 44(6), 695–699. doi: 10.1108/IR-08-2017-0141
- Qin, Z., Beckett, F. M., Rust, A. C., y Suckale, J. (2021). Interactions Between Gas Slug Ascent and Exchange Flow in the Conduit of Persistently Active Volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(9), 1–21. doi: 10.1029/2021JB022120
- Ramsey, M. S. (2016). Synergistic use of satellite thermal detection and science: A decadal perspective using ASTER. *Geological Society Special Publication*, 426(1), 115–136. doi: 10.1144/SP426.23
- Reath, K., Pritchard, M., Poland, M., Delgado, F., Carn, S., Coppola, D., . . . Bagnardi, M. (2019). Thermal, Deformation, and Degassing Remote Sensing Time Series (CE 2000–2017) at the 47 most Active Volcanoes in Latin America: Implications for Volcanic Systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(1), 195–218. doi: 10.1029/2018JB016199
- Richardson, J. P., y Waite, G. P. (2013). Waveform inversion of shallow repetitive long period events at Villarrica Volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(9), 4922–4936. doi: 10.1002/jgrb.50354
- Richardson, J. P., Waite, G. P., y Palma, J. L. (2014). Varying seismic-acoustic properties of the fluctuating lava lake at Villarrica volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5560–5573. doi: 10.1002/2014JB011002

- Ripepe, M., Harris, A. J., y Carniel, R. (2002). Thermal, seismic and infrasonic evidences of variable degassing rates at stromboli volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(3-4), 285–297.
- Ripepe, M., Marchetti, E., Bonadonna, C., Harris, A. J., Pioli, L., y Ulivieri, G. (2010). Monochromatic infrasonic tremor driven by persistent degassing and convection at Villarrica Volcano, Chile. *Geophysical Research Letters*, 37(15), 2–7. doi: 10.1029/2010GL043516
- Rivera, A., Brown, F., Mella, R., Wendt, J., Casassa, G., Acuña, C., ... Brock, B. (2006). Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology*, 43, 111–122. doi: 10.3189/172756406781811970
- Rivera, A., Corripio, J. G., Brock, B., Clavero, J., y Wendt, J. (2008). Monitoring ice-capped active Volcán Villarrica, southern Chile, using terrestrial photography combined with automatic weather stations and global positioning systems. *Journal of Glaciology*, 54(188), 920–930. doi: 10.3189/002214308787780076
- Rivera, A., Zamora, R., Uribe, J., Wendt, A., Oberreuter, J., Cisternas, S., ... Clavero, J. (2015). Recent changes in total ice volume on Volcán Villarrica, Southern Chile. *Natural Hazards*, 75(1), 33–55. doi: 10.1007/s11069-014-1306-1
- Roberts, T. J., Lurton, T., Giudice, G., Liuzzo, M., Aiuppa, A., Coltelli, M., ... Scaillet, B. (2017). Validation of a novel Multi-Gas sensor for volcanic HCl alongside H₂S and SO₂ at Mt. Etna. *Bulletin of Volcanology*, 79(5). doi: 10.1007/s00445-017-1114-z
- Rogic, N., Cappello, A., y Ferrucci, F. (2019). Role of emissivity in lava flow 'Distance-to-Run' estimates from satellite-based volcano monitoring. *Remote Sensing*, 11(6). doi: 10.3390/rs11060662
- Romero, J. E., Vera, F., Polacci, M., Morgavi, D., Arzilli, F., Alam, M. A., ... Keller, W. (2018). Tephra From the 3 March 2015 Sustained Column Related to Explosive Lava Fountain Activity at Volcán Villarrica (Chile). *Frontiers in Earth Science*, 6(July), 1–14. doi: 10.3389/feart.2018.00098
- Sawyer, G. M., Carn, S. A., Tsanev, V. I., Oppenheimer, C., y Burton, M. (2008). Investigation into magma degassing at Nyiragongo volcano, democratic Republic of the Congo. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2), 1–17. doi: 10.1029/2007GC001829
- Sawyer, G. M., Salerno, G. G., Le Blond, J. S., Martin, R. S., Spampinato, L., Roberts, T. J., ... Oppenheimer, C. (2011). Gas and aerosol emissions from Villarrica volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203(1-2), 62–75. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.04.003
- SERNAGEOMIN. (2015a). Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) REGIÓN DE LA ARAUCANÍA Año 2015 Marzo 03, 03:30 HL. (03850), 2271781.
- SERNAGEOMIN. (2015b). Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) REGIÓN DE LA ARAUCANÍA Año 2015 Marzo 03, 03:30 HL. (03850), 2271781.
- SERNAGEOMIN. (2015c). Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) REGIÓN DE LA ARAUCANÍA Año 2015 Marzo 03, 03:30 HL. (03850), 2271781.
- Shinoara, H., Fukui, K., Kazahaya, K., y Saito, G. (2003). Degassing process of miyakejima volcano: Implications of gas emission rate and melt inclusion data. En *Developments in volcanology* (Vol. 5, pp. 147–161). Elsevier.

- Shinohara, H. (2008). Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. *Reviews of Geophysics*, 46(4). doi: 10.1029/2007RG000244
- Shinohara, H., y Witter, J. B. (2005). Volcanic gases emitted during mild Strombolian activity of Villarrica volcano, Chile. *Geophysical Research Letters*, 32(20), 1–5. doi: 10.1029/2005GL024131
- Shreve, T., Grandin, R., y Boichu, M. (2022). Reservoir depressurization driven by passive gas emissions at Ambrym volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 117512. doi: 10.1016/j.epsl.2022.117512
- Sielfeld, G., Lange, D., y Cembrano, J. (2019). Intra-arc crustal seismicity: Seismotectonic implications for the southern andes volcanic zone, Chile. *Tectonics*, 38(2), 552–578.
- Sigmarrsson, O., Chmieleff, J., Morris, J., y Lopez-Escobar, L. (2002). Origin of 226ra–230th disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3-4), 189–196.
- Sigmarrsson, O., Condomines, M., Morris, J., y Harmon, R. (1990). Uranium and 10Be enrichments by fluids in andean arc magmas. *Nature*, 346(6280), 163–165.
- Silva, C., Druitt, T., Robin, C., Lohmar, S., Clavero, J., Moreno, H., y Naranjo, J. (2004). The 3700-yr Pucón eruption of Villarrica volcano, 39 s southern andes, Chile. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), CDROM. Pucón*.
- Silva Parejas, C., Druitt, T. H., Robin, C., Moreno, H., y Naranjo, J. A. (2010). The Holocene Pucón eruption of Volcán Villarrica, Chile: Deposit architecture and eruption chronology. *Bulletin of Volcanology*, 72(6), 677–692. doi: 10.1007/s00445-010-0348-9
- Simons, M., y Rosen, P. A. (2015). *Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy* (Vol. 3). Elsevier B.V. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00061-0
- Slaper Harry, Guss J. Velders, J. S. (1996). © 19 9 6 Nature Publishing Group. *Nature*, 384, 356–358.
- Spampinato, L., Ganci, G., Hernández, P. A., Calvo, D., Tedesco, D., Pérez, N. M., ... Yalire, M. M. (2013). Thermal insights into the dynamics of Nyiragongo lava lake from ground and satellite measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11), 5771–5784. doi: 10.1002/2013JB010520
- Spampinato, L., Oppenheimer, C., Calvari, S., Cannata, A., y Montalto, P. (2008). Lava lake surface characterization by thermal imaging: Erta 'ale volcano (Ethiopia). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12). doi: 10.1029/2008GC002164
- Spampinato, L., y Salerno, G. (2012). Heat and SO₂ emission rates at active volcanoes—the case study of Masaya, Nicaragua. En *New achievements in geoscience*. InTech.
- Stephens, K. J., y Wauthier, C. (2022). Spatio-temporal evolution of the magma plumbing system at Masaya Caldera, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology*, 84(2). doi: 10.1007/s00445-022-01533-z
- Stix, J. (2007). Stability and instability of quiescently active volcanoes: The case of Masaya, Nicaragua. *Geology*, 35(6), 535–538.

- Sweeney, D., Kyle, P. R., y Oppenheimer, C. (2008). Sulfur dioxide emissions and degassing behavior of Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 725–733. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.024
- Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M. R., y Vergnolle, S. (2015). Hawaiian and strombolian eruptions. En *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 485–503). Elsevier.
- Tilling, R. (2008). The critical role of volcano monitoring in risk reduction. *Advances in Geosciences*, 14, 3–11.
- Van Daele, M., Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., . . . De Batist, M. (2014). The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 126(3-4), 481–498. doi: 10.1130/B30798.1
- Vergnolle, S., y Bouche, E. (2016). Gas-driven lava lake fluctuations at erta’ale volcano (ethiopia) revealed by modis measurements. *Bulletin of Volcanology*, 78(9), 1–28.
- Vergnolle, S., Brandeis, G., y Mareschal, J.-C. (1996). Strombolian explosions: 2. eruption dynamics determined from acoustic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B9), 20449–20466.
- Vergnolle, S., y Jaupart, C. (1986). Separated two-phase flow and basaltic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B12), 12842–12860.
- Vergnolle, S., y Jaupart, C. (1990). Dynamics of degassing at kilauea volcano, hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B3), 2793–2809.
- Walker, G. P. (1973). Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2), 431–446.
- Wassermann, J. (2012). Volcano seismology. En *New manual of seismological observatory practice 2 (nmsop-2)* (pp. 1–77). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Wehrmann, H., y Dzierma, Y. (2011). Applicability of statistical eruption analysis to the geological record of Villarrica and Lanín volcanoes, Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(3-4), 99–115. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.11.009
- Wehrmann, H., Hoernle, K., Jacques, G., Garbe-Schönberg, D., Schumann, K., Mahlke, J., y Lara, L. E. (2014). Volatile (sulphur and chlorine), major, and trace element geochemistry of mafic to intermediate tephra from the Chilean Southern Volcanic Zone (33–43°S). *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1945–1962. doi: 10.1007/s00531-014-1006-9
- Wielandt, E., Forbriger, T., y cols. (1999). Near-field seismic displacement and tilt associated with the explosive activity of stromboli.
- Wilson, L., y Head III, J. W. (1981). Ascent and eruption of basaltic magma on the earth and moon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2971–3001.
- Witham, F., y Llewellyn, E. W. (2006). Stability of lava lakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4), 321–332.
- Witham, F., Woods, A. W., y Gladstone, C. (2006). An analogue experimental model of depth fluctuations in lava lakes. *Bulletin of Volcanology*, 69(1), 51–56.

- Witter, J. B., Hernandez, P., Harris, A. J., y Pérez, N. (2012). Quantification of the Mass Flux of H₂O Gas (Steam) at Three Active Volcanoes Using Thermal Infrared Imagery. *Pure and Applied Geophysics*, 169(10), 1875–1889. doi: 10.1007/s00024-011-0446-4
- Witter, J. B., Kress, V. C., Delmelle, P., y Stix, J. (2004). Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarrica Lava Lake, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(4), 303–337. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.03.002
- Wooster, M., Zhukov, B., y Oertel, D. (2003). Fire radiative energy for quantitative study of biomass burning: Derivation from the bird experimental satellite and comparison to modis fire products. *Remote Sensing of Environment*, 86(1), 83–107.
- Wright, R., y Pilger, E. (2008). Satellite observations reveal little inter-annual variability in the radiant flux from the Mount Erebus lava lake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 687–694. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.03.005
- Yang, X.-M., Davis, P. M., y Dieterich, J. H. (1988). Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4249–4257.

Anexos

Anexo A. Efectos Distancia Temporal y Línea Base perpendicular en Calidad de interferogramas

En la siguiente figura se ilustra el efecto de estos factores a la hora de evaluar la calidad, con calidad máxima en 3, de la coherencia del total de los interferogramas procesados. En esta se puede apreciar la tendencia general de que a medida ambos parámetros van aumentando la coherencia de los interferogramas comienza a disminuir.

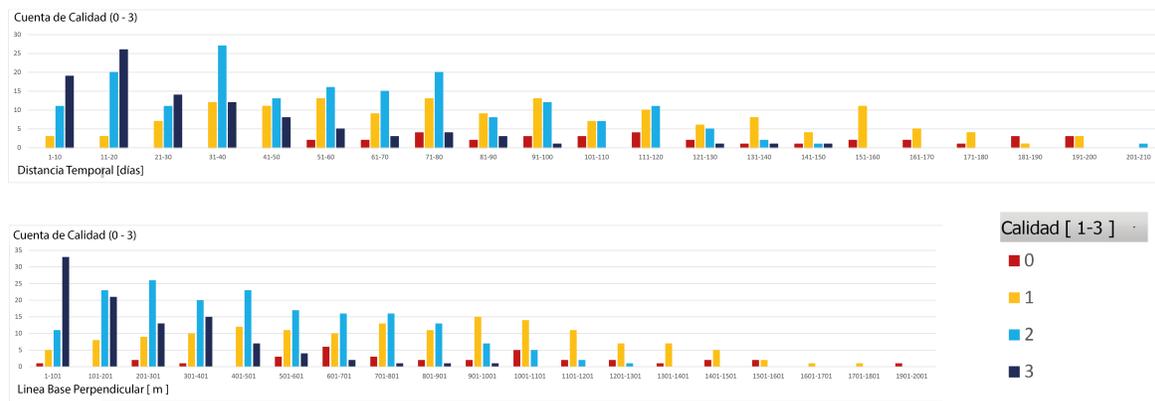


Figura A.1: Calidad de coherencia en los interferogramas procesados según distancia temporal y línea base perpendicular

Anexo B. Tabla Resumen de Desgasificación (Estudios Previos)

Tabla B.1: Tabla Resumen de Antecedentes Desgasificación

Año	Flujo SO_2	CO_2/SO_2	Fuente
2000 y 2001	~259 y ~467 ton/día	-	Witter et al. (2004)
02/2003	~320 ton/día	-	Mather et al. 2003
11/2004	-	0.95	Shinohara & Witter (2005)
11/2004 - 01/2005	~916 ton/día	-	Palma et al. (2008)
01/2006 - 02/2006	~177 ton/día	-	Palma et al. (2008)
13/11/2014 - 25/01/2015	-	0.65 a 2.7	Aiuppa et al. (2017))
26/01/2015 - 05/02/2015	-	2.1	Aiuppa et al. (2017))
06/02/2015 - 01/03/2015	-	2.7	Aiuppa et al. (2017))
01/2016 - 02/2016	40-260 ton/día	0.95	Moussallan et al. (2016))
05/12/2017 - 16/12/2017	-	<1 a 15	Liu et al. (2019))
16/12/2017 - 25/03/2018	-	<4	Liu et al. (2019))
03/2018	142±17 ton/día	1.5	Liu et al. (2019))

Anexo C. Primer Criterio de Calidad en Interferogramas

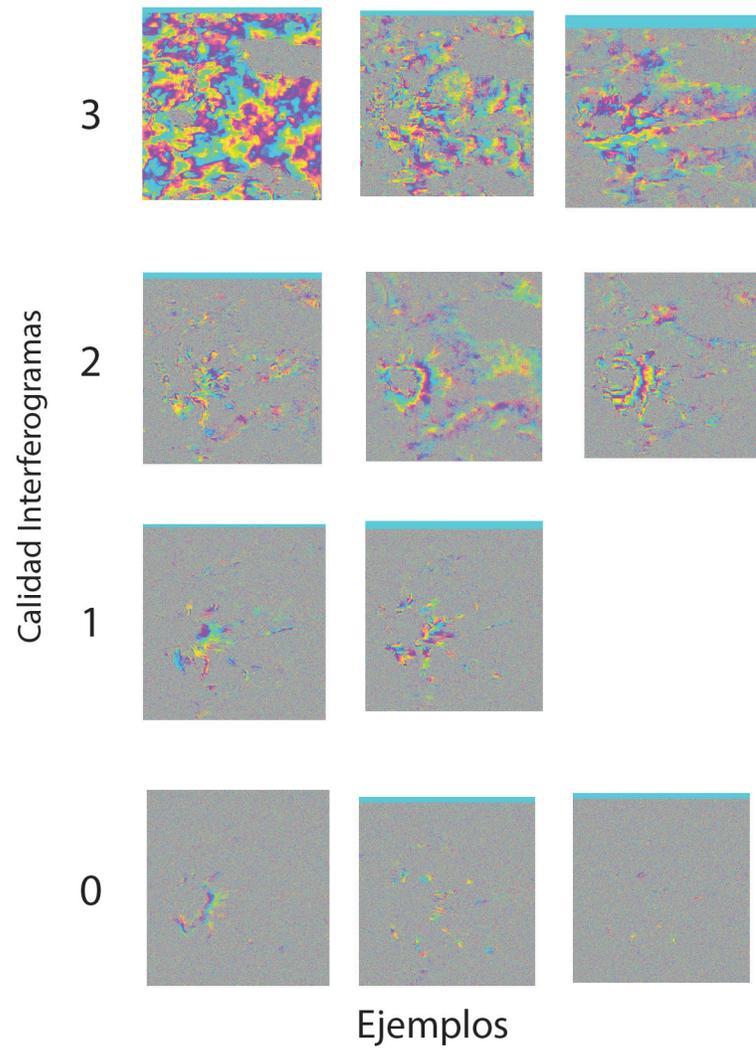


Figura C.1: Primer Criterio de calidad para selección de interferogramas. Siendo 0 la peor y 3 la mejor

Anexo D. Imágenes COSMO-SkyMed utilizadas

Tabla D.1: Total de fechas consideradas para este estudio.

	Fechas	
01/12/2014	27/02/2015	25/04/2015
09/12/2014	07/03/2015	02/05/2015
17/12/2014	11/03/2015	10/05/2015
02/01/2015	15/03/2015	14/05/2015
10/01/2015	23/03/2015	18/05/2015
26/01/2015	27/03/2015	26/05/2015
07/02/2015	31/03/2015	03/06/2015
11/02/2015	08/04/2015	11/06/2015
19/02/2015	12/04/2015	15/06/2015
23/02/2015	16/04/2015	27/06/2015