



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**RELACIÓN ENTRE LA DEGLACIACIÓN POST ÚLTIMO
MÁXIMO GLACIAL Y LA EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE LOS
COMPLEJOS VOLCÁNICOS MOCHO-CHOSHUENCO Y
HUDSON**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Valentina Daniela Peña Santibáñez

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo
Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Dr. José Luis Palma Lizana

Concepción, 2023

RIMA III

*«Sacudimiento extraño
que agita las ideas
como huracán que empuja
las olas en tropel.*

*Murmullo que en el alma
se eleva y va creciendo
como volcán que sordo
anuncia que va a arder.*

*Deformes siluetas
de seres imposibles,
paisajes que aparecen
como al través de un tul.*

*Colores que fundiéndose
remedan en el aire
los átomos del iris
que nadan en la luz.*

*Ideas sin palabras,
palabras sin sentido,
cadencias que no tienen
ni ritmo ni compás.*

*Memorias y deseos
de cosas que no existen,
accesos de alegría,
impulsos de llorar.*

*Actividad nerviosa
que no halla en qué emplearse,
sin riendas que le guíen
caballo volador.*

*Locura que el espíritu
exalta y desfallece,
embriaguez divina
del genio creador.*

*Tal es la inspiración
...»*

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Hipótesis de trabajo	2
1.3. Objetivos	2
1.3.1. Objetivo general	2
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Ubicación	3
1.5. Agradecimientos	4
2. MARCO TEÓRICO	6
2.1 Glaciaciones e historia del casquete glacial patagónico	6
2.1.1. Glaciaciones	6
2.1.2. Casquete glacial patagónico	8
2.2. Glacio-volcanismo	10
2.3. Marco geológico	15
2.3.1. Zona Volcánica Sur	15
2.3.2. Complejo volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh)	16
2.3.2.1. Actividad volcánica	17
2.3.3. Volcán Hudson	19
2.3.3.1. Actividad volcánica	20
3. METODOLOGÍA	23
3.1. Recopilación bibliográfica	23
3.2. Delimitación del área de estudio	24
3.2.1. Cálculo del radio del disco de hielo	25
3.2.2. Cálculo del espesor del disco de hielo	27
3.3. Evolución de los discos de hielo	28
3.3.1. Ajuste de curva según en isócronas de Davies y otros (2020) (M1) ...	29
3.3.2. Modelo de desglaciación cíclica (M2)	29
3.3.3. Recreación de deglaciación según datos paleo-climáticos bibliográficos(M3)	31
3.4. Aplicación del modelo analítico de Mora y Tassara (2019)	31
4. RESULTADOS	33
4.1. Caracterización de discos de hielo sobre el disco elástico delgado	33
4.1.1. Radios del disco de hielo	33
4.1.2. Espesores del disco de hielo	35
4.2. Evolución del disco de hielo sobre el disco elástico delgado	36

4.2.1. Ajuste de curva según en isócronas de Davies y otros (2020) (M1)...	38
4.2.2. Modelo de desglaciación cíclica (M2)	39
4.2.3. Recreación de deglaciación según datos paleo-climáticos bibliográficos (M3).....	40
4.3. Modelo analítico de Mora y Tassara (2019)	41
4.3.1. Descompresión vs profundidad en el disco elástico delgado	42
4.3.2. Profundidad vs tiempo en el disco elástico delgado	44
5. DISCUSIÓN Y ANÁLISIS	46
5.1. Implicaciones de los modelos de deglaciación.....	46
5.2. Análisis del rol de la deglaciación sobre volcanes de estudio...	49
5.2.1. Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh)	49
5.2.2. Volcán Hudson (VH)	53
5.3. Discusión general	56
6. CONCLUSIÓN.....	57
7. REFERENCIAS	58
ANEXO.....	64

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación.	4
2. 1. Variabilidad climática del Pleistoceno tardío a través de registros en núcleos de hielo	7
2. 2. Sectores que conforman el Casquete Glacial Patagónico	9
2. 3. Resumen de estudios paleoclimáticos para las áreas de estudio	10
2. 4. Representación del modelo con base en un disco elástico delgado	14
2. 5. Ubicación de Falla Liquiñe – Ofqui y los volcanes en estudio.....	17
2. 6. Columna tefrocronoestratigráfica elaborada por Rawson y otros (2015).....	18
2. 7. Resumen de la historia explosiva del CVMCh desde la deglaciación elaborado por Rawson y otros (2015).....	19
2. 8. Columna tefro-estratigráficas de la erupción H1.....	21
2. 9. Columna tefro-estratigráficas de la erupción H2.....	21
3. 1. Representación simplificada del Mora y Tassara (2019) para los volcanes de estudio.....	25
3. 2. Representación simple del modelo de deglaciación cíclica (M2)	30

4.	1.	Resumen del cálculo del disco de hielo sobre los volcanes en estudio.....	34
4.	2.	Relación entre el espesor del disco y el radio. Grafica de la relación de potencia entre las variables.....	35
4.	3.	Resumen e interpretación de estudios paleoclimáticos para las áreas de estudio.	37
4.	4.	Interpolación lineal de radios máximos.....	37
4.	5.	Modelo de evolución continua de los discos de hielos definidos sobre el CVMCh y VH	39
4.	6.	Modelo de evolución cíclica para los discos de hielo definidos según el área que abarcan volcanes de estudio.....	40
4.	7.	Recreación de la deglaciación en los discos de hielos definidos sobre el CVMCh y VH según interpretación de paleoclima	41
4.	8.	Evolución de la descompresión a diferentes profundidades del disco elástico delgado para los modelos de deglaciación propuestos definidos para los volcanes en estudio.....	43
4.	9.	Evolución de la incidencia en profundidad de descompresión producida por la desglaciación del disco de hielo sobre los volcanes de estudio.....	45
5.	1.	Evolución de la descompresión a profundidad y erupciones volcánicas del CVMCh.....	52
5.	2.	Comparación de resultados M3 y descompresión de M3 con registro de erupciones volcánicas del CMVCh.....	53
5.	3.	Evolución de la descompresión a profundidad y erupciones volcánicas del VH.....	55

RESUMEN

La investigación se centra en el estudio de los cambios en la extensión de la carga glacial a lo largo del tiempo y su capacidad para producir descompresiones de gran magnitud en reservorios magmáticos ubicados en la corteza superior. La pregunta de investigación se enfoca en la relación entre la deglaciación del casquete glacial patagónico y la actividad volcánica post-glacial en los arcos activos dentro de la Zona Volcánica Sur-Sur de los Andes (ZVSS). Se plantea que conocer en detalle los retrocesos y avances de estos grandes volúmenes de hielo y los esfuerzos descompresivos y compresivos que inducen, permite establecer una relación más precisa entre la deglaciación y la actividad volcánica en comparación con otros factores como la tectónica de placas y la composición del magma.

Para abordar esta pregunta, se utilizó un modelo analítico presentado por Mora y Tassara (2019), el cual se plantea como un modelo útil para analizar los efectos de la deglaciación en la actividad volcánica de la zona. La metodología utilizada incluye el cálculo de radios y espesores de un disco de hielo sobre cada volcán en estudio en distintos tiempos según la reconstrucción del casquete glacial patagónico. Luego, se modelaron tres posibles historias glaciares y se aplicó el modelo en cuestión para conocer el comportamiento de la descompresión de la corteza superior en profundidad y relacionarlo con las dataciones de erupciones volcánicas registradas.

Los resultados de la investigación confirman que mediante la aplicación de un modelo de deflexión hacia arriba de un disco elástico infinito se superan fácilmente la resistencia a la tracción de las rocas y, por lo tanto, debería ser capaz de modificar en el tiempo las condiciones exteriores del reservorio. Sin embargo, al aplicar el modelo desde las dimensiones iniciales a los 35.000 años AP y considerando tres posibles evoluciones del retroceso glacial para del casquete glacial patagónico sobre el complejo volcánico Mocho-Choshuenco y el volcán Hudson, el análisis en conjunto con el inicio de las erupciones volcánicas no resultan determinantes.

Aunque el modelo de descompresión sobre corteza superior no muestra evidencia explícita de una relación entre las erupciones volcánicas y la deglaciación del casquete glacial patagónico, se destacan los valores de descompresión estimados, los cuales son lo suficientemente altos como para inducir la propagación de diques desde un reservorio profundo de magma máfico hasta la cámara principal. Es necesario considerar todos estos aspectos para comprender de manera completa el comportamiento volcánico de la zona.

En conclusión, se considera de gran importancia continuar investigando la posible relación entre la deglaciación del casquete glacial patagónico y la actividad volcánica post-glacial en la Zona Volcánica Sur-Sur de los Andes. Se sugiere analizar en detalle la dinámica glacial sobre los volcanes, especialmente en los tiempos anteriores a los 10.000 años AP, así como otros factores como la composición del magma.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

En el último siglo diversos autores han sugerido una relación entre la deglaciación y el aumento de la actividad volcánica (Sigvaldason y otros, 1992; Jull y McKenzie, 1996; Maclennan y otros, 2002; Huybers y Langmuir, 2009; Sigmundsson y otros, 2010; Watt y otros, 2013; Rawson y otros, 2016; Mora y Tassara, 2019; Wilson y Russell, 2020). Una gran cantidad de estos estudios hacen referencia al volcanismo presente en Islandia, país donde la actividad volcánica es el resultado de la interacción divergente de las placas, un hotspot que se encuentra debajo de la isla y los esfuerzos ejercidos sobre la corteza por la dinámica glacial. Modelos geofísicos y estudios geoquímicos sugieren y evidencian esta relación mediante un mecanismo de fusión del manto (Jull y McKenzie, 1996; Maclennan y otros, 2002; Sigmundsson y otros, 2010). Sin embargo, existen pocos trabajos que estudien la correlación glacio-volcánica en la Zona Volcánica Sur-Sur de los Andes, la cual fue cubierta por una extensa y gruesa capa de hielo (Davies y otros, 2020). Algunos de estos realizan análisis estadísticos a nivel regional (e.g., Watt y otros, 2013), utilizando un volcán representativo (e.g., Rawson y otros, 2016) o elaborando modelos analíticos que evalúan la influencia que podría tener la flexión inducida por la deglaciación en la descompresión de la corteza elástica alrededor de las cámaras magmáticas poco profundas (e.g., Mora y Tassara, 2019). A pesar de estos estudios, aún existe incertidumbre respecto a esta temática, sobre todo en cuanto al mecanismo de acción por el cual se desencadena y/o se acelera el volcanismo post-glacial (Rawson y otros, 2016; Mora y Tassara, 2019).

Considerando el aumento del número y la intensidad de las erupciones volcánicas registradas en la zona volcánica sur de los Andes después de la Última Terminación Glacial (~18 ka), y dada la acelerada retirada de los glaciares causada por el cambio climático reciente en los últimos 100 años, es fundamental comprender la relación física entre la deglaciación y las erupciones para evaluar un posible aumento en el número y tamaño de las erupciones volcánicas en el futuro cercano en áreas volcánicas donde el hielo glacial se está retirando.

El complejo volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh) y el volcán Hudson (VH) corresponden a centros eruptivos que fueron cubiertos completamente por el casquete glacial Patagónico durante

el Último Máximo Glacial (*LGM*, por sus siglas en inglés, *Last Glacial Maximum*) datado en ~26.000 -19.000 años AP según Clark y otros, 2009 en Peltier y otros 2021. Hoy en día solo poseen una capa sobre la caldera y cono volcánico existente. Esto puede establecer antecedentes importantes sobre el desarrollo de esta posible relación, debido a que ambos volcanes se posicionan dentro de la Zona Volcánica Sur-Sur (ZVSS) y poseen características similares. Además, entre ellos existe una separación latitudinal significativa, es decir, se observan diferencias climáticas importantes que se evidencian tanto en la extensión del casquete glacial durante *LGM*, como en el tamaño actual de los glaciares presentes en las cercanías de cada edificio volcánico, lo cual afectaría la temporalidad de las erupciones, según Mora y Tassara (2019).

1.2. Hipótesis de trabajo

La deglaciación del casquete glacial patagónico es un proceso dinámico de carga y descarga glacial que ha influido en la disminución y aumento de la actividad volcánica post-glacial en los arcos activos dentro de la Zona Volcánica Sur-Sur de los Andes (38° - 46°).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Evaluar la relación espacio-temporal entre el retiro del casquete glacial patagónico y las erupciones volcánicas registradas para el complejo volcánico Mocho-Choshuenco y el volcán Hudson, durante el Holoceno.

1.3.2. Objetivos específicos

- Describir la evolución glacial desde los 35.000 años hasta el presente sobre cada edificio volcánico mencionado anteriormente en el objetivo general a partir de una revisión crítica de los diferentes escenarios posibles para la dinámica de las masas de hielo patagónicas.

- Aplicar el modelo de Mora y Tassara (2019) para cuantificar la magnitud de la descompresión inducida en la corteza continental.
- Analizar la relación temporal entre la descarga glacial y las erupciones registradas a modo de establecer una conexión plausible entre deglaciación y volcanismo.

1.4. Ubicación

Los edificios volcánicos en estudio, Mocho-Choshuenco y Hudson, se encuentran ubicados dentro de la denominada Zona Volcánica Sur (Figura 1.1A), la cual corresponde a un arco magmático ubicado entre los 33°S y 46°S. En específico, ambos se posicionan en la subdivisión Sur (ZVSS: 37°S - 46°S).

En términos geográficos, el complejo volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh) se encuentra ubicado dentro de la provincia de Valdivia y Ranco, región de Los Ríos, Chile, a unos 165 km al sureste de la ciudad de Valdivia, capital regional. En la Figura 1.1B es posible observar el complejo volcánico en cuestión, al sureste del lago Riñihue y Panguipulli (39°56'S / 72°03'W).

El volcán Hudson (VH) se localiza dentro de la provincia de Aysén, región de Aysén, Chile, en las coordenadas 45°55' S y 72°58' W, a 78,7 km al suroeste de la ciudad de Coyhaique, capital regional (Figura 1.1C). Se encuentra a 280 km al noreste de la triple unión de las placas Nazca, Antártica y Sudamericana (Amigo, 2013).

En cuanto a la ubicación de las masas de hielo que cubrieron parte de Patagonia durante el *LGM*, Davies y otros (2020) presentan la reconstrucción más actualizada para el casquete glacial Patagónico. El cual se define desde 38°S a los 56 °S, con una extensión variable hacia el este y oeste.

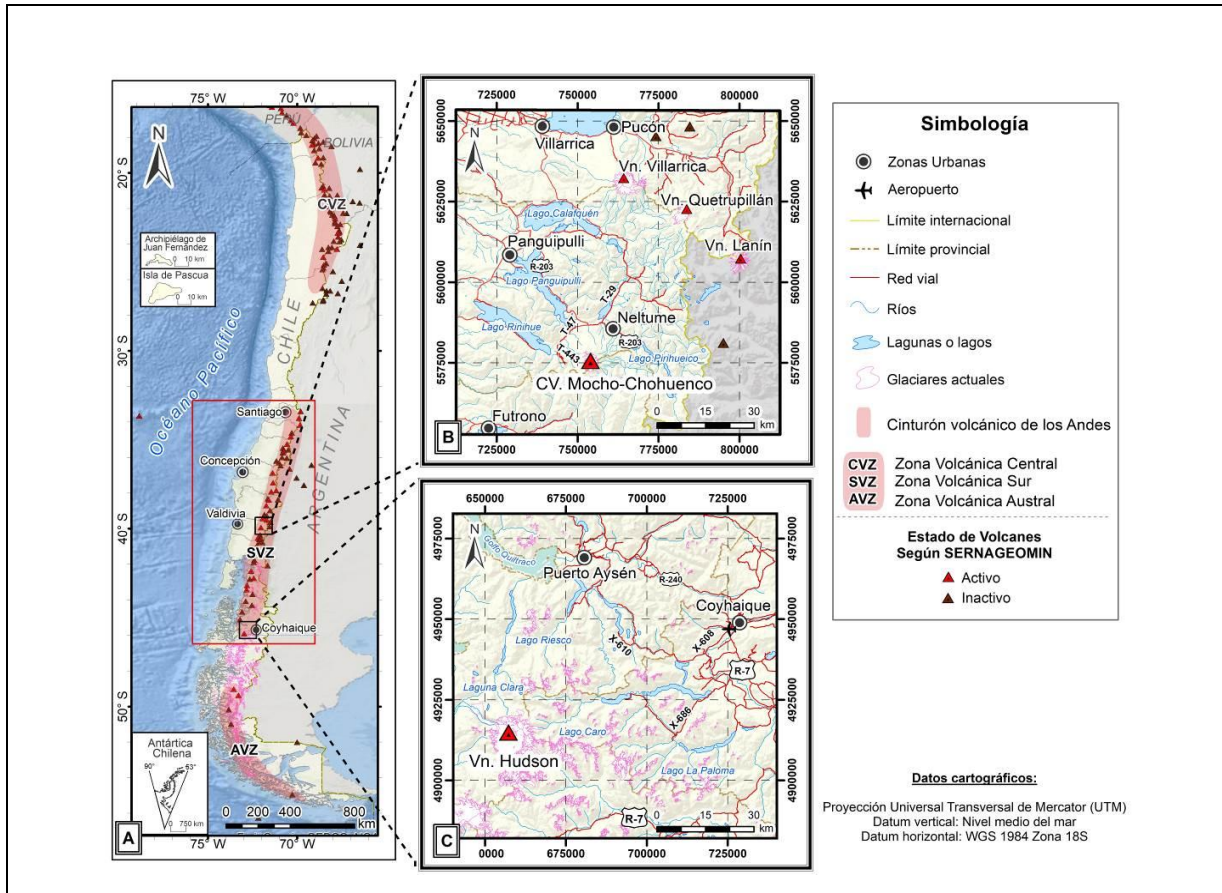


Figura 1.1: Mapa de ubicación. A) Mapa Chile continental, resaltando las zonas volcánicas (López-Escobar y otros, 1995); B) Mapa de ubicación complejo volcánico Mocho-Choshuenco; C) Mapa de ubicación volcán Hudson.

1.5. Agradecimientos

Primeramente, agradezco a Núcleo Milenio El Ciclo Sísmico a lo largo de Zonas de Subducción (CYCLO) por el financiamiento otorgado al proyecto. A mi profesor patrocinante, Andrés Tassara Oddo, por la propuesta de memoria, por su buena disposición, por el tiempo dedicado a la tutoría y los conocimientos brindados, pero por sobre todo agradezco su paciencia y empatía.

Agradezco a Cristóbal Villanueva, por el apoyo brindado el proceso de aprender a programar en Python y por darse el tiempo para discutir algunos temas del presente trabajo, al igual que Javiera Adriaola y Mauro Castillo.

Finalmente, a modo personal, agradezco profundamente a mis padres y mi hermano, por ser parte fundamental en cada esta etapa de vida. También agradezco a los que conformaron mi diario vivir y fueron parte de mi formación universitaria; docentes y asistentes del Departamento Ciencias de la Tierra, compañeros y amigos.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Glaciaciones e historia del casquete glacial patagónico

2.1.1. Glaciaciones

Los registros geológicos y paleoclimáticos indican que la Tierra ha experimentado una amplia variedad de climas a lo largo de su historia, incluyendo períodos en los que las temperaturas extremadamente bajas causaron la formación de masivos casquetes de hielo en los continentes y polos, y otros en los que el calor extremo dejó a los polos completamente libres de hielo. Estos ciclos, conocidos como glaciales e interglaciales, tienen una duración media de aproximadamente 100,000 años, al menos para los últimos 800 ka., como se muestra en la Figura 2.1 (Florindo y otros, 2022).

Se define glaciación como un período de reducción de la temperatura media global, producen la formación de grandes extensiones de hielo en los continentes y la disminución del nivel del mar (Gutiérrez, 2000). Son varios los factores que intervienen en el control de la temperatura media en superficie Terrestre. El más intuitivo, corresponde a la luminosidad solar, la cual hace cuatro mil millones de años solo era 75% de su valor actual, razón por la cual la Tierra era más susceptible de sufrir grandes episodios glaciales al principio de su historia (Gough, 1981; Beer y otros, 2000; Benn y Evans, 2014).

Diversos autores coinciden en la que la distribución de los continentes, las cadenas montañosas y los patrones de circulación oceánica y atmosférica modifican intensamente las condiciones climáticas. Por ejemplo, al enfriamiento de la Antártida fue la profundización del Paso de Drake entre la Península Antártica y Sudamérica alrededor de 34-30 Ma, lo que favoreció el desarrollo de la Corriente Circumpolar Antártica y redujo el flujo de calor desde latitudes más bajas (Kennett, 1977; Livermore y otros, 2005 en Benn, y Evans, 2014).

A escala planetaria, los cambios cíclicos de la órbita de la Tierra alrededor del sol es un factor importante a considerar al momento de estudiar las condiciones climáticas. Son muchos factores que interactúan modulan el crecimiento y la decadencia de la capa de hielo (Raymo y Nisancioglu,

2003; Jouzel y otros, 2007; Bintanja y van de Wal, 2008 en Benn, y Evans, 2014). En este contexto se han identificado tres ciclos orbitales, (1) excentricidad de la órbita de la Tierra, la cual se modifica su forma elíptica en un ciclo de unos 100.000 años, (2) inclinación u oblicuidad del eje de la Tierra, fluctúa en un ciclo de 41.000 años, y (3) la precesión, dirección de la inclinación del eje de la Tierra con respecto a las estrellas lejanas experimenta un ciclo de 23.000 años. En conjunto, estos ciclos provocan variaciones en la cantidad de radiación solar que se recibe a lo largo del año en diferentes partes de la superficie terrestre, alterando así la aportación más fundamental al sistema climático de la Tierra.

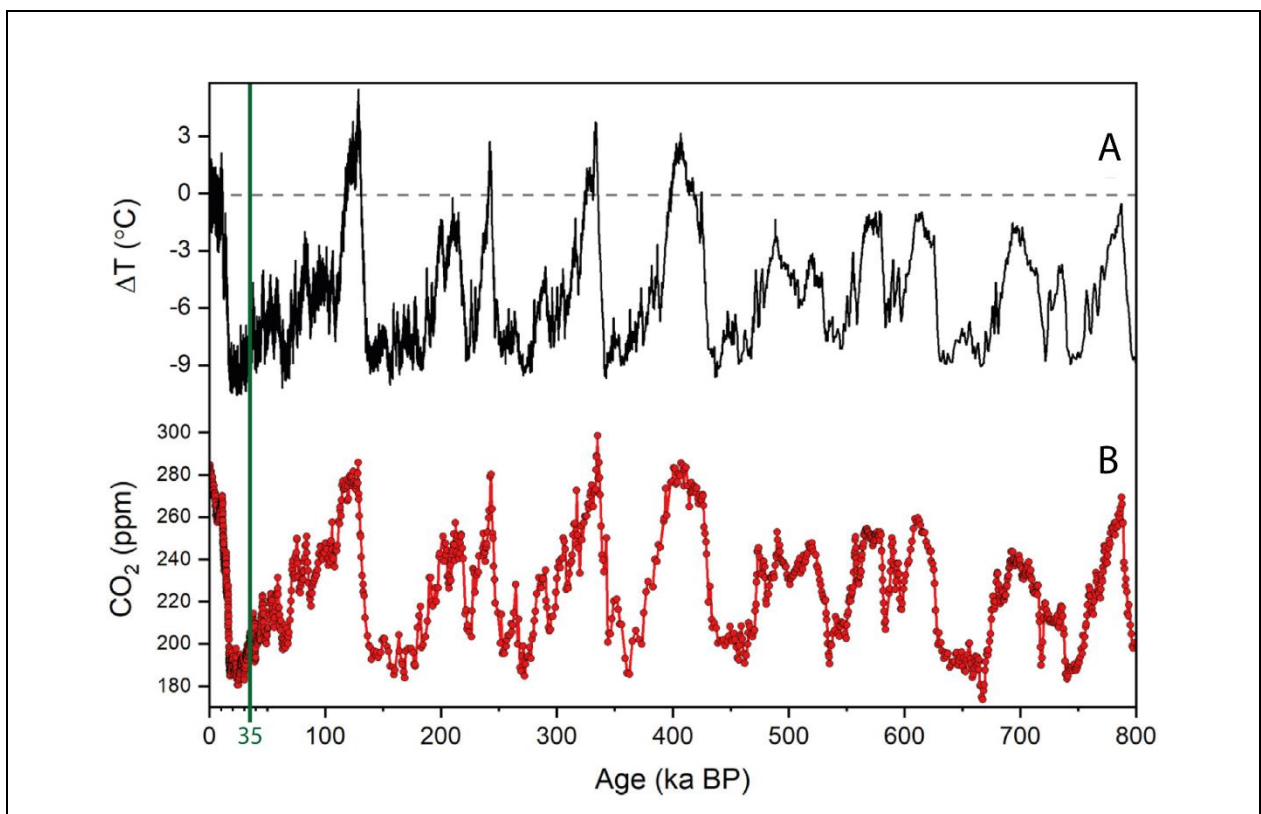


Figura 2.1: Variabilidad climática del Pleistoceno tardío a través de registros en núcleos de hielo. Se destaca la fuerte conexión entre (A) la reconstrucción de la temperatura, y (B) las concentraciones de dióxido de carbono atmosférico de núcleos de hielo antárticos, la dominancia de ciclos cuasi-100 mil años en los últimos 800 mil años y el aumento de la temperatura y del CO₂ atmosférico en los interglaciares antárticos. Modificado de Florindo y otros (2022).

Uno de los ciclos glaciales más recientes es el Último Máximo Glacial (*LGM*, Edad global: ~26.000 -19.000 años AP), el cual se define formalmente por los máximos en los registros globales del nivel del mar y del isótopo de oxígeno marino (Hughes y otros, 2013). Durante el *LGM*, el hielo cubría

grandes partes de América del Norte, América del Sur y Eurasia, y las capas de hielo antárticas y groenlandesas eran significativamente más grandes que en la actualidad. En el caso específico de Chile, este fenómeno recibió el nombre de Glaciación Llanquihue, donde los glaciares alcanzaron su máxima extensión en diferentes momentos durante el último ciclo glacial. Los datos paleoclimáticos indican que la dinámica de los glaciares en Chile durante el último ciclo glacial no fue uniforme, sino que se vio influenciada por factores regionales y geográficos (Kaplan y otros, 2009).

2.1.1. Casquete glacial patagónico

Los Andes patagónicos estuvieron cubiertos por una capa de hielo de montaña continua, denominado Casquete Glacial Patagónico (*PIS*, por sus siglas en inglés, *Patagonian Ice Sheet*), el cual consistía en lóbulos terrestres que se retiraban en forma de grandes paleolagos en el este. Se infiere que llegó a la plataforma continental en la costa occidental (Davies y otros, 2020). El *PIS* se encontraba centrado en la cadena central de los Andes y cubría la mayor parte de Chile y el oeste de Argentina entre 38° y 56° S (Glasser y otros, 2008). La zona experimentó al menos cinco grandes glaciaciones durante más de 15 eventos fríos en el último millón de años.

La reconstrucción más actualizada del *PIS*, detallada en Davies y otros (2020), presenta seis sectores: la Región de los Lagos de Chile (38°S - 42°S), la Isla de Chiloé y Archipiélago de los Chonos y el continente adyacente (42°S - 46°S), el Campo de Hielo Patagónico Norte (46°S a 48°S), el Campo de Campo de Hielo Patagónico (48°S- 52°S), el Gran Campo Nevado (52°S - 53°S) y la Cordillera Darwin (53°S - 56°S), resumidos en la Figura 2.2. Sin embargo, en la actualidad los Andes patagónicos soportan solo cuatro campos de hielo con dimensiones menores a las anteriormente mencionadas: Campo de Hielo Patagónico Norte, desde 46,5°S a 47,5°S; Campo de Hielo Patagónico Sur, desde 48,3°S a 52°S; Gran Campo Nevado a 52,8°S; y Campo de Hielo de la Cordillera Darwin a 54,5°S. Toda la región alberga numerosos campos de hielo pequeños y glaciares de montaña, a menudo centrados en volcanes, y la latitud más baja del hemisferio sur en la que los glaciares llegan al mar (Dowdeswell y Vásquez, 2013). Según Davies y Glasser (2012), hasta el 2011 los campos de hielo y los glaciares cubrían una superficie total de 22.718 km².

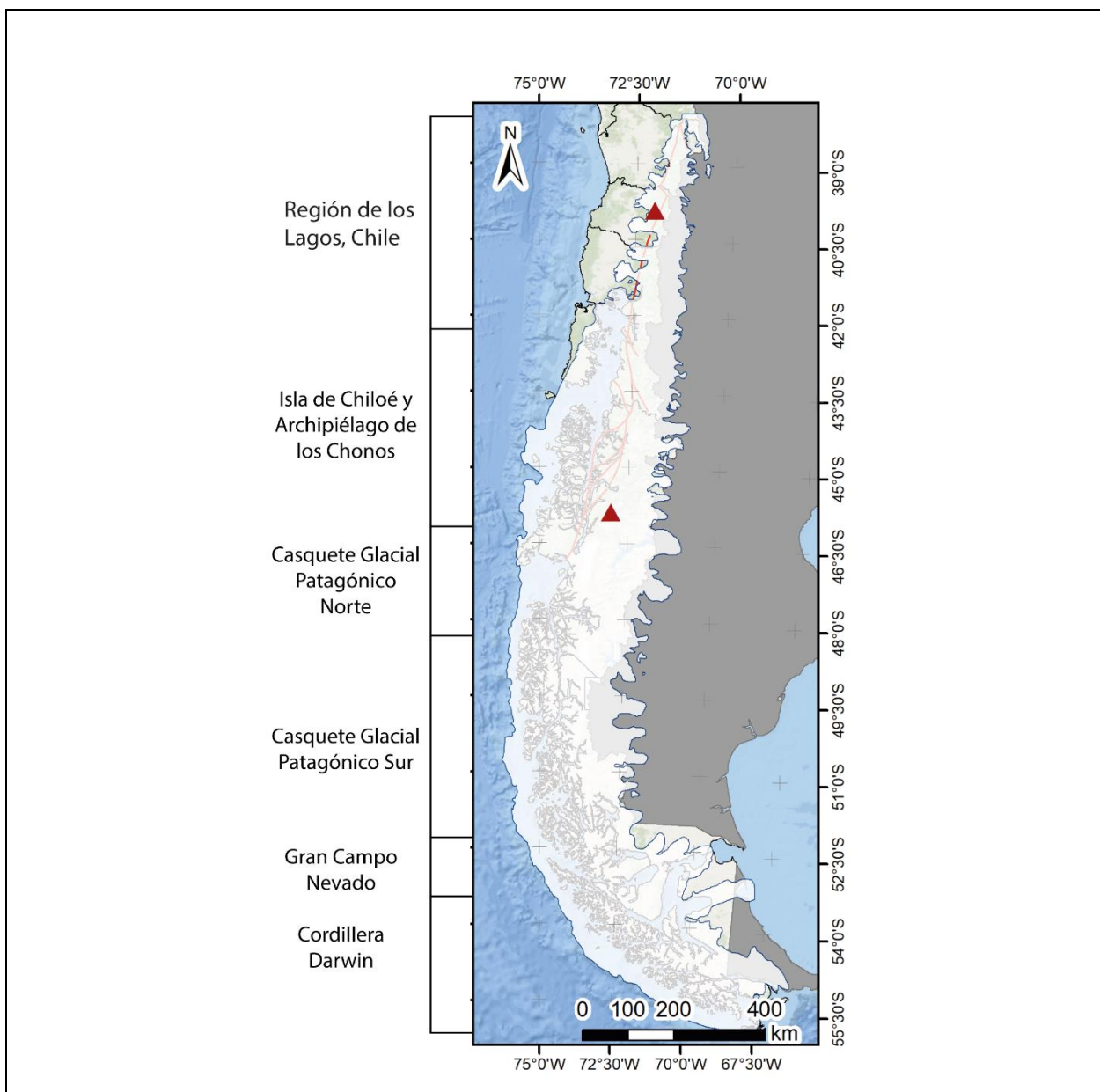


Figura 2.2: Sectores que conforman el Casquete Glacial Patagónico. El polígono en blanco sobre el continente representa el PIS (Davies y otros, 2020). Los triángulos en rojo corresponden a los volcanes en estudio, de norte a sur, el complejo volcánico Mocho-Choshuenco y volcán Hudson.

Existen estudios paleoclimáticos que han contribuido a la interpretación de la evolución glacial en Patagonia. Estos trabajos presentan diversas dataciones tanto de avances como de retrocesos glaciares en distintos puntos geográficos. En particular, se destacan los sectores que abarcan desde la Región de los Lagos de Chile hasta el Campo de hielo Patagónico Norte. La Figura 2.3 resume algunos de estos estudios para toda la región donde coinciden los volcanes en estudio y la presencia del casquete glacial patagónico.

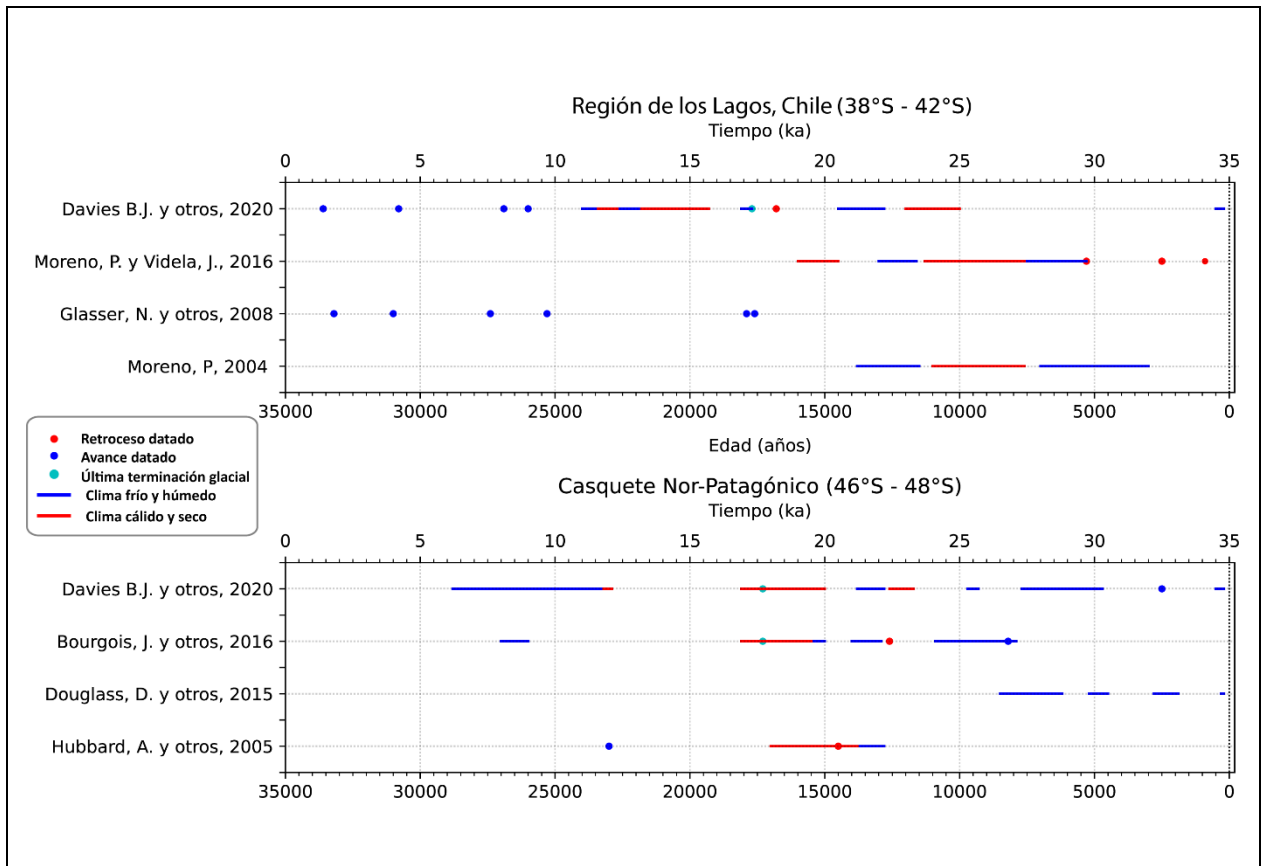


Figura 2.3: Resumen de estudios paleoclimáticos para las áreas de estudio. Los puntos azules representan la datación de un avance glacial. Los puntos rojos corresponden a dataciones que representan retrocesos. Las líneas representan la interpretación de las condiciones climática realizada en el estudio en cuestión. Los puntos celestes definen la Última Terminación Glacial (*LGT*, por sus siglas en inglés, *Last Glacial Termination*), a ~17.71 ka. AP para CVMCh y ~ 17.3 ka. AP para VH.

2.2. Glacio-volcanismo

Nakada y Yokose (1992) proponen que el peso de las capas de hielo durante los períodos glaciales pudo haber causado una deformación y hundimiento de la corteza terrestre, lo que a su vez podría haber generado una redistribución del estrés en la corteza superior y aumentado la actividad tectónica y volcánica en algunas regiones.

Jull y Mckenzie (1996) argumentan que el peso del hielo durante la última glaciación produjo un aumento de la presión sobre el manto debajo de Islandia. Utilizan varias técnicas para analizar la composición química de las rocas volcánicas y modelar el flujo de magma. Finalmente, concluyen

que la fusión del manto en Islandia fue influenciada significativamente por la deglaciación, lo que sugiere la importancia de los cambios en la cubierta de hielo en la actividad volcánica.

Gudmundsson (1999), en estudio realizado en Noruega, sugiere que la liberación de la tensión en la corteza terrestre durante la deglaciación pudo haber desencadenado la formación de nuevas fracturas y fallas en las rocas debajo de los glaciares, así como la reactivación de estructuras preexistentes.

Glazner y otros (1999), presentan evidencias de que la actividad volcánica y las glaciaciones tienen una relación inversa en Sierra Nevada, California. Es decir, que cuando la actividad volcánica ha sido alta, las glaciaciones han sido bajas y viceversa. Concluye que, para su área de estudio, son varios mecanismos que podrían suprimir el volcanismo durante los intervalos glaciales, incluyendo cambios en el estrés cortical debido a la carga de hielo y lagos, cambios en el régimen hidrotermal y cambios en la presión o la saturación volátil en la región fuente del magma,

Maclennan y otros (2002) y Sigvaldasson y otros (2002), realizan un estudio basado en mediciones geofísicas y geoquímicas de la corteza y el manto en distintos puntos de Islandia para comprender la relación entre la actividad volcánica y la deglaciación. Llegan a una conclusión similar, argumentan que la rápida deglaciación de Islandia durante *LGM* resultó en descompresión en la corteza terrestre, lo que permitió que el manto se elevara y se enfriara, creando un ambiente favorable para la fusión parcial del manto y el aumento de la actividad volcánica.

Jellinek y otros (2004), utilizan modelos numéricos para simular el proceso formación de diques y volcanismo. Los modelos se basan en datos geológicos y geofísicos obtenidos en California. Consideran la evolución de la presión ejercida por los glaciares, dentro de una cámara magmática esférica contenida en rocas de pared viscoelásticas de Maxwell. Además, este trabajo resalta la correlación entre los máximos glaciares y una menor frecuencia de erupciones. Finalmente concluye que, el funcionamiento de los sistemas magmáticos y volcánicos involucra procesos que operan a diferentes escalas de tiempo y longitud.

Huybers y Langmuir (2009) utilizaron registros geológicos globales de erupciones volcánicas y de cambios en los niveles de CO₂ atmosférico para explorar la relación entre la deglaciación, el

volcanismo y el clima. Para el estudio examinaron los registros de erupciones volcánicas en el hemisferio norte para determinar si había un patrón de aumento de la actividad volcánica después de períodos de deglaciación y comprobaron que el volcanismo subaéreo aumenta globalmente de dos a seis veces por encima de la media entre 12 ka. y 7 ka. posterior a la última deglaciación.

Sigmundsson y otros (2010), utilizan datos geodésicos y de deformación de la corteza para investigar la influencia del cambio en la masa de hielo en el tiempo sobre el sistema magmático en dos volcanes islandeses. Además, propone y compara algunos modelos, como el de Pagli y Sigmundsson (2008). Realizan el análisis considerando que las masas glaciares son sostenidas por una base rígida de un medio elástico de espesor infinito ("*Elastic half-space*"), los modelos en cuestión proponen que la liberación de presión en los niveles superiores de la corteza puede alcanzar valores de 1-10 MPa. Además, los autores concluyen que las variaciones en la masa de hielo pueden desencadenar cambios en la actividad volcánica en Islandia, aunque estos efectos son complejos y pueden variar de un volcán a otro dependiendo de la forma de la cámara magmática y la composición del magma.

Albino y otros (2010), los autores utilizan modelos numéricos para simular cómo las variaciones en la carga superficial pueden afectar la presión del magma y la probabilidad de erupción. Los resultados muestran que la carga superficial puede influir en la probabilidad de erupción de los volcanes estudiados, aunque la magnitud de esta influencia depende de varios factores, como la distribución de la carga superficial y las propiedades del magma. Sugiere que las glaciaciones y otras variaciones en la carga superficial pueden tener un impacto significativo en la probabilidad de erupción de volcanes subglaciares en Islandia y posiblemente en otros lugares.

Rawson y otros (2016), examina la relación entre las erupciones volcánicas y la deglaciación en el sur de Chile. El estudio se utiliza técnicas geoquímicas para examinar la composición de las lavas y los gases emitidos durante las erupciones en diferentes períodos de deglaciación. Los autores encuentran que las erupciones volcánicas en el Volcán Mocho-Choshuenco aumentaron en magnitud y frecuencia después de la última glaciación, posiblemente debido a la reducción del peso de la capa de hielo que cubría la región y a la consecuente liberación de presión sobre la cámara

magmática debajo del volcán. Además, en su investigación son capaces de describir tres fases eruptivas con características distintas en términos de flujo, frecuencia y tamaño de las erupciones.

Mora y Tassara (2019) estudia la descompresión de la corteza terrestre debido a la deglaciación en la Zona Volcánica Sur de los Andes. El modelo analítico propuesto compara la descompresión cortical con una flexión hacia arriba o "unbending flexural" (i.e., un proceso en el que la corteza terrestre se flexiona bajo la carga de una masa de hielo y luego se endereza después de que la masa de hielo se retira), como se muestra en la Figura 2.4. Principalmente, proponen que cuando los hielos se retiran del área, los campos de estreses se invierten causando una gran descompresión en la corteza superior alrededor de las cámaras magmáticas y que estos estreses podrían ser transferidos dentro del reservorio y activar la exsolución de volátiles desde el magma, aumentando el estrés del reservorio y crear condiciones favorables para una erupción de grandes dimensiones que forme una caldera, y desencadenar una propagación de diques a niveles más profundos y en consecuencia reabastecer los reservorio de magmas poco profundos gatillando así una erupción. Además, a diferencia de sus antecesores, el modelo se basa en un espesor de la corteza superior finito y elástico, definiendo el espacio de la deflexión como un disco elástico delgado. Dicha suposición genera que el efecto de descompresión tenga mayores magnitudes al momento de realizar la modelación, evidenciando así que dichas tasas de descompresión podrían gatillar o ser un efecto a considerar en cuanto al origen de las erupciones post-glaciares, como es el caso de los volcanes de la ZVS.

Finalmente, Wilson y Russell (2020) plantean un modelo similar al propuesto por Mora y Tassara (2019) que la carga glacial suprimirá el volcanismo a medida que los magmas queden atrapados por las tensiones de compresión y se acumulen en la parte superior de la corteza. Sin embargo, durante la retirada glacial, la relajación de estas tensiones actúa para liberar la corteza del magma acumulado causando un aumento significativo (~ 3 veces) en la tasa de erupciones inmediatamente después del final de la deglaciación. Los autores apoyan su modelo con ejemplos de varios arcos volcánicos de todo el mundo, como la cordillera Cascade en Estados Unidos y la península de Kamchatka en Rusia.

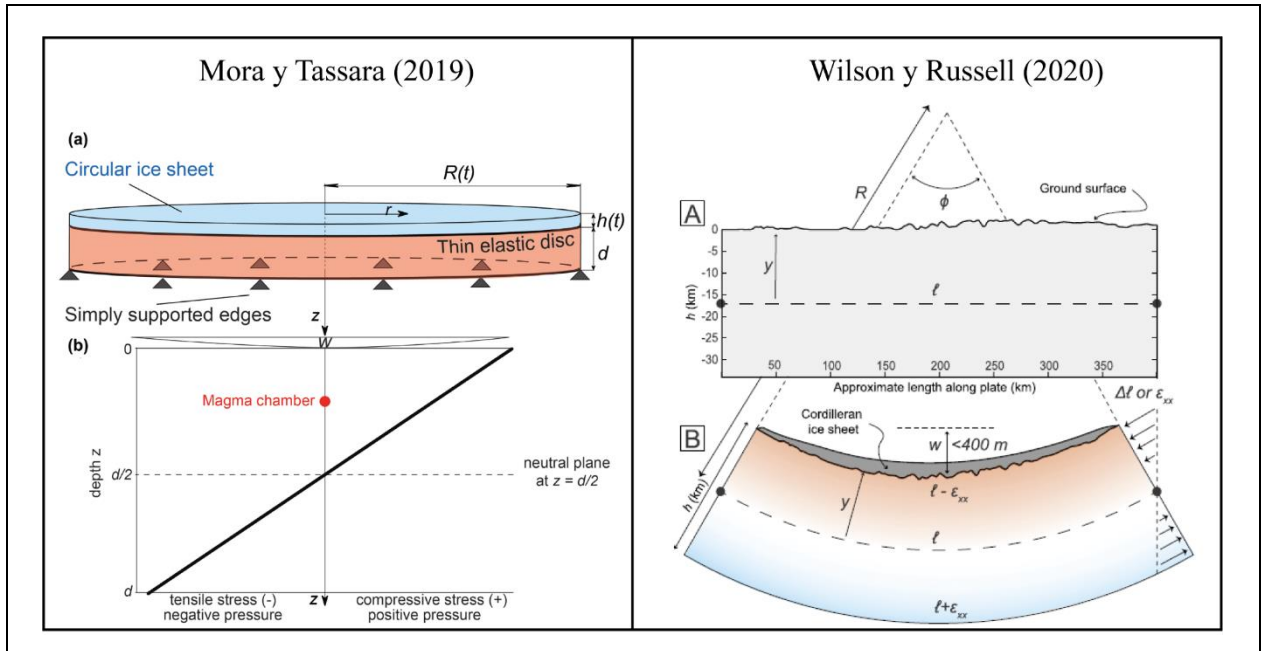


Figura 2.4: Representación del modelo con base en un disco elástico delgado. Al lado izquierdo se muestra el esquema desarrollado en Mora y Tassara, 2019. Al lado derecho el esquema realizado por Wilson y Russell (2020). Las figuras describen los conceptos básicos de los modelos físico para la flexión de un disco elástico delgado cargado por el peso de una capa de hielo.

En resumen, existen varios estudios a escala regional que muestran evidencias del aumento del volcanismo tras el final de los ciclos glaciares. Para una comprensión del desarrollo científico de esta temática, se dividen en entornos volcano-tectónicos de arco y el resto de entornos (i.e., divergencia de placas oceánicas, *hotspot*, intraplaca, etc.). En específico para Islandia, una zona de gran actividad volcánica producto de la divergencia de placas tectónicas, donde la Placa Norteamericana y la Placa Euroasiática se separan, y la existencia de un punto caliente o “*hotspot*” debajo de la isla, existe un número significativo de estudios y modelos enfocados en establecer el mecanismo de acción entre estos fenómenos, el cual hasta ahora se asocia a fusión parcial del manto por descompresión de la corteza y el ajuste isostático post-glacial. (e.g., Maclennan y otros, 2002; Sigvaldasson y otros, 2002; McLennan y otros, 2002; Sigmundsson, 2006; Pagli y Sigmundsson (2008); Sigmundsson y otros, 2010; Albino y otros, 2010).

Por otro lado, el número de investigaciones y modelos enfocados en un ambiente de subducción es menor y, por lo tanto, aun no existe un consenso sobre la relación, relevancia, ni mecanismo de acción entre los fenómenos (e.g. Glazner y otros, 1999; Jellinek y otros 2004; Rawson y otros 2016; Mora y Tassara, 2019; Wilson y Russell, 2020). No obstante, los volcanes del sur de los Andes

muestran variaciones considerables en el flujo eruptivo, en la composición y tamaño de las erupciones tras la desglaciación (Rawson y otros, 2016).

En general, existen otros factores a considerar al momento de estudiar la respuesta de un sistema magmático a las variaciones en el campo de esfuerzos cortical ocasionado por la retirada glacial, estos son las características intrínsecas del reservorio, por ejemplo, la forma, profundidad, compresibilidad del magma y si éste se encuentra en un estado crítico que puede desencadenar una erupción (Albino y otros, 2010).

2.3. Marco geológico

2.3.1 Zona Volcánica Sur

La Zona Volcánica Sur (ZVS) es un arco magmático que se ubica entre los 33°S y 46°S en Sudamérica, cuyo origen se debe a la subducción oblicua de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Este arco se extiende paralelo a la fosa por unos ~1.200 km, entre los 38°S y 46°S (Lavenu y Cembrano, 1999). El control estructural de la ZVS está dado por un importante sistema de fallas denominado Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), la cual se muestra en la Figura 2.5. Consiste en un set complejo de lineamientos intra-arco con tendencia NNE de ~1.000 km de largo entre los 38°S y 47°S, presentando una deformación transcurrente dextral (Agurto-Detzel y otros, 2014; Cembrano y otros, 1996).

La ZVS se ha subdividido en al menos tres provincias: Norte (ZVSN: 33°S - 34.5°S), Transicional (ZVST: 34.5°S - 37°S) y Sur (ZVSS: 37°S - 46°S), según el estudio de Tormey y otros (1991). Esta subdivisión se basa en las diferencias de los tipos de volcanismo y los procesos tectónicos que ocurren en cada región. En específico, la ZVSS, hay una mayor actividad volcánica y se han identificado zonas de subducción con alta sismicidad y volcanismo explosivo (Kay y Kay, 1993; Lara y otros, 2004). La actividad volcánica en la ZVSS ha sido caracterizada por erupciones de tipo explosivo y efusivo, con la presencia de domos y coladas de lava, entre otros tipos de erupción (Lara y otros., 2004).

2.3.2. Complejo volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh)

El CVMCh es una estructura compuesta por un volcán antiguo llamado Mocho ancestral y un estratovolcán adyacente conocido como volcán Choshuenco. Este complejo volcánico se emplaza en la Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS), a los 39,9°S, alineado a los cordones volcánicos Villarrica-Lanín-Quetrupillán, por el norte, y Puyehue – Carrán - Los Venados, por el sur. Esta zona ha presentado una intensa actividad volcánica desde el Pleistoceno al presente, con manifestaciones incluso de carácter histórico-reciente, al igual que los volcanes Lonquimay, Llaima, Villarrica, Puyehue y Hudson (Echegaray, 2004).

Los productos volcánicos del CVMCh tienen una composición que abarca desde andesitas basálticas a riolitas (Rawson y otros, 2015). Estas emisiones volcánicas están dispuestas sobre un basamento que comprende rocas metamórficas, sedimentarias e intrusivas, con diversas edades, que van desde el Carbonífero al Mioceno (Moreno y Lara, 2007). Se evidencia de una larga y activa historia eruptiva, que comprende desde el Pleistoceno Medio (~350 ka) hasta erupciones históricas, con algunos episodios de gran intensidad, por ejemplo, el que dio origen a la caldera principal. caldera elíptica con ejes de 4,5 km y 3,5 km de longitud, formada hace aproximadamente 60.000 años, cuando el Mocho ancestral sufrió un colapso estructural que afectó parcialmente al volcán Choshuenco, lo que generó la caldera. En el interior de esta se formó el cono del volcán Mocho actual (Di Biase, 1976; Moreno y Lara, 2007).

Destacan los rasgos morfológicos de primer orden de orientación NW- SE, reflejados en la disposición de los valles glaciales, las cuencas ocupadas por los lagos y diversos cursos fluviales (Rodríguez y otros, 1999; Moreno y Lara, 2007). Se precian, dos grandes lineamientos NS correspondientes a la traza de la falla Liquiñe-Ofqui y a la falla Reigolil-Pirehueico (Lara y Moreno, 2004) y lineamientos menores de dirección NE-SW, coincidentes con la dirección estructural del volcanismo parásito y de los centros eruptivos menores adyacentes (Peña y otros, 2021; Lara y Moreno, 2004; Di Biase, 1976).

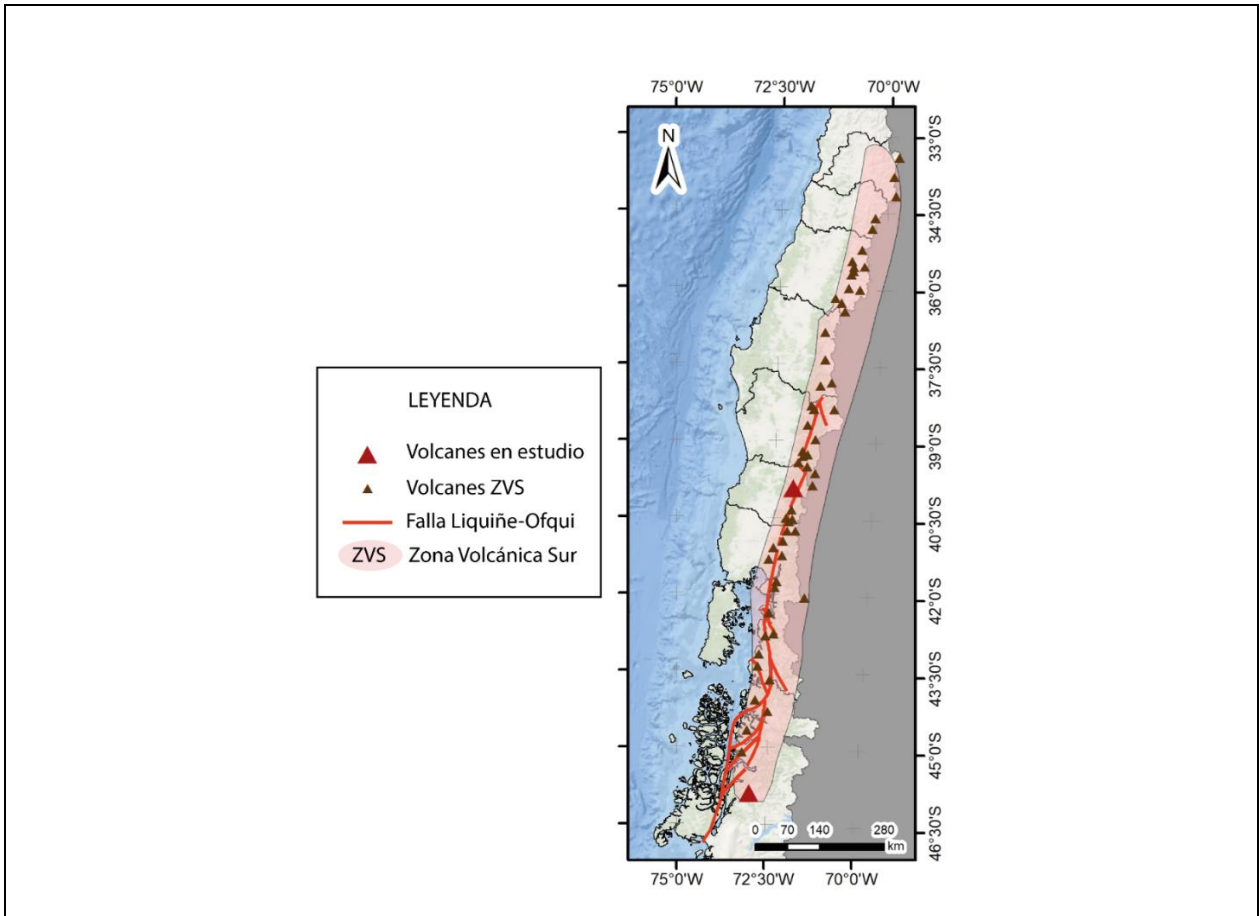


Figura 2.5: Ubicación de Falla Liquiñe – Ofqui y los volcanes en estudio. Principales estructuras de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui y Zona Volcánica Sur. Además se localizan en color marrón los centros volcánicos ubicados en ella y en rojo los volcanes en estudio, CVMCh (~39°) y VH (~46°S).

2.3.2.1. Actividad volcánica

Rawson y otros, 2015, describió 34 erupciones explosivas de edad post-glacial, las cuales fueron asignadas a 27 unidades eruptivas (Figura 2.6), etiquetadas desde la más antigua (MC1) a la más joven (MC25). Dentro de estas unidades se reconocen los depósitos de caída de pómez previamente identificados en trabajos de Moreno and Lara (2007), Pérez (2005) y Echegaray y otros (1994), los que corresponden a tres grandes depósitos, Neltume (MC4), Pirehueico (MC5) y Huilo (MC9) y la gran caída de escoria y unidad de corriente de densidad piroclástica (PDC, por sus siglas en inglés, *pyroclastic density current*), denominada Enco (MC15). Además, hay otros nueve depósitos de caída de pómez (MC1, MC3, MC6, MC7, MC12, MC13, MC18 y MC19), un paquete de caída de escoria (MC10), dos depósitos combinados de caída de escoria y PDC (MC8 y MC20) y un depósito de PDC (MC26). Las diez unidades restantes son todas depósitos de caída de escoria.

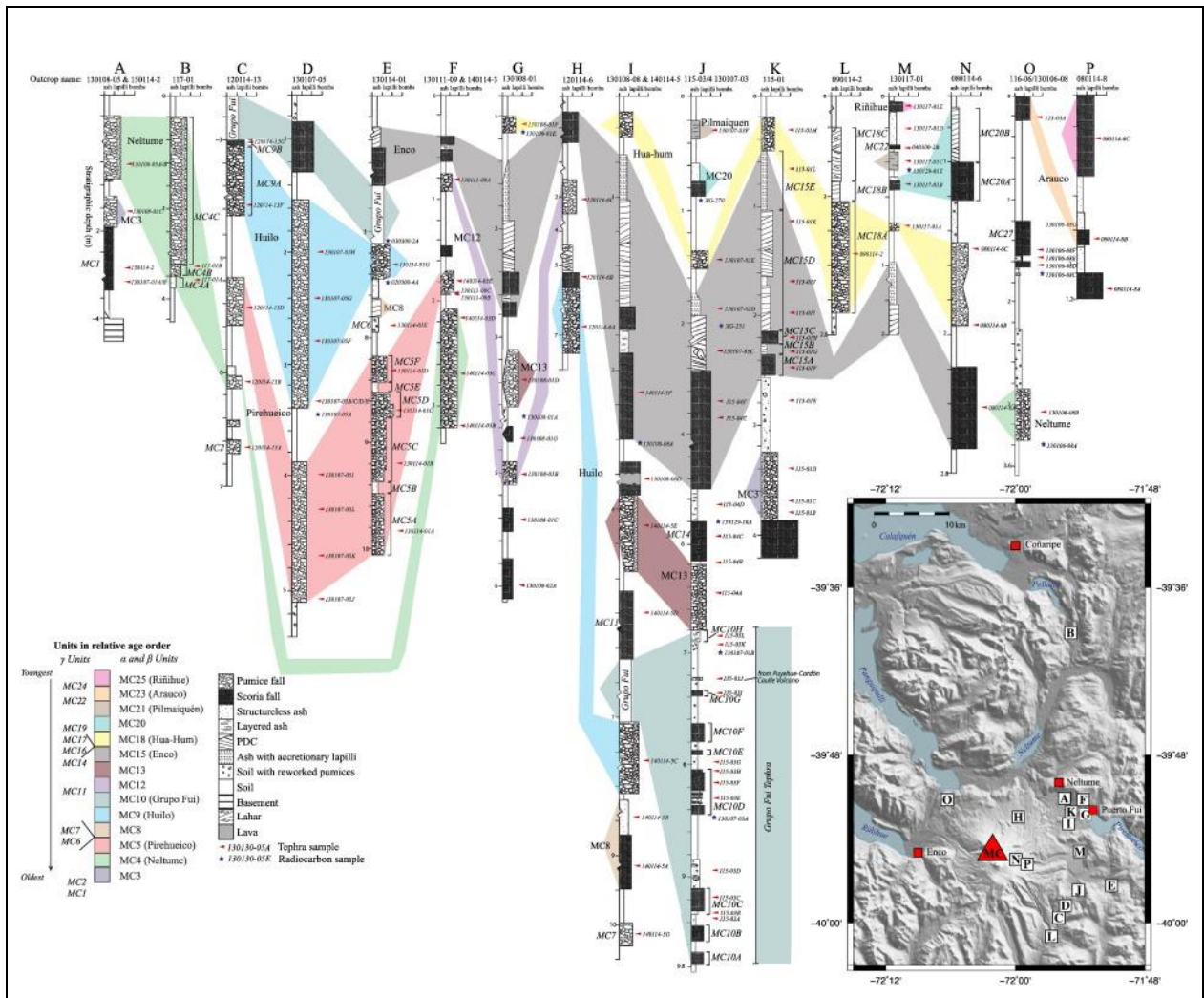


Figura 2.6: Columna tefrocronostratigráfica elaborada por Rawson y otros (2015). Muestra dieciséis lugares importantes que conservan las unidades piroclásticas de Mocho-Choshuencho. Se marcan las ubicaciones de las muestras de tefra y de carbono, y se basan en la posición estratigráfica y las características físicas y químicas de los depósitos para hacer correlaciones entre los sitios. La escala vertical está en metros con una marca cada 0.2 m.

La investigación realizada por Rawson y otros (2015) constituye un estudio detallado de los depósitos de tefra post-glacial del volcán Mocho-Choshuencho, el cual, ha permitido reconstruir con precisión la actividad explosiva (Figura 2.7). Cabe destacar que erupción más temprana ocurrió antes de 14.900-12.200 cal años AP (MC1). No obstante, las cuatro más grandes erupciones en termino de volumen ($>1 \text{ km}^3$), ocurrieron a los 12.400-10.400 cal años AP (Nelutume), 11.500-8.800 cal años AP (Pirehueico), 8.400-8.000 cal años AP (Hailo) y 1.700-1.500 cal años AP (Enco).

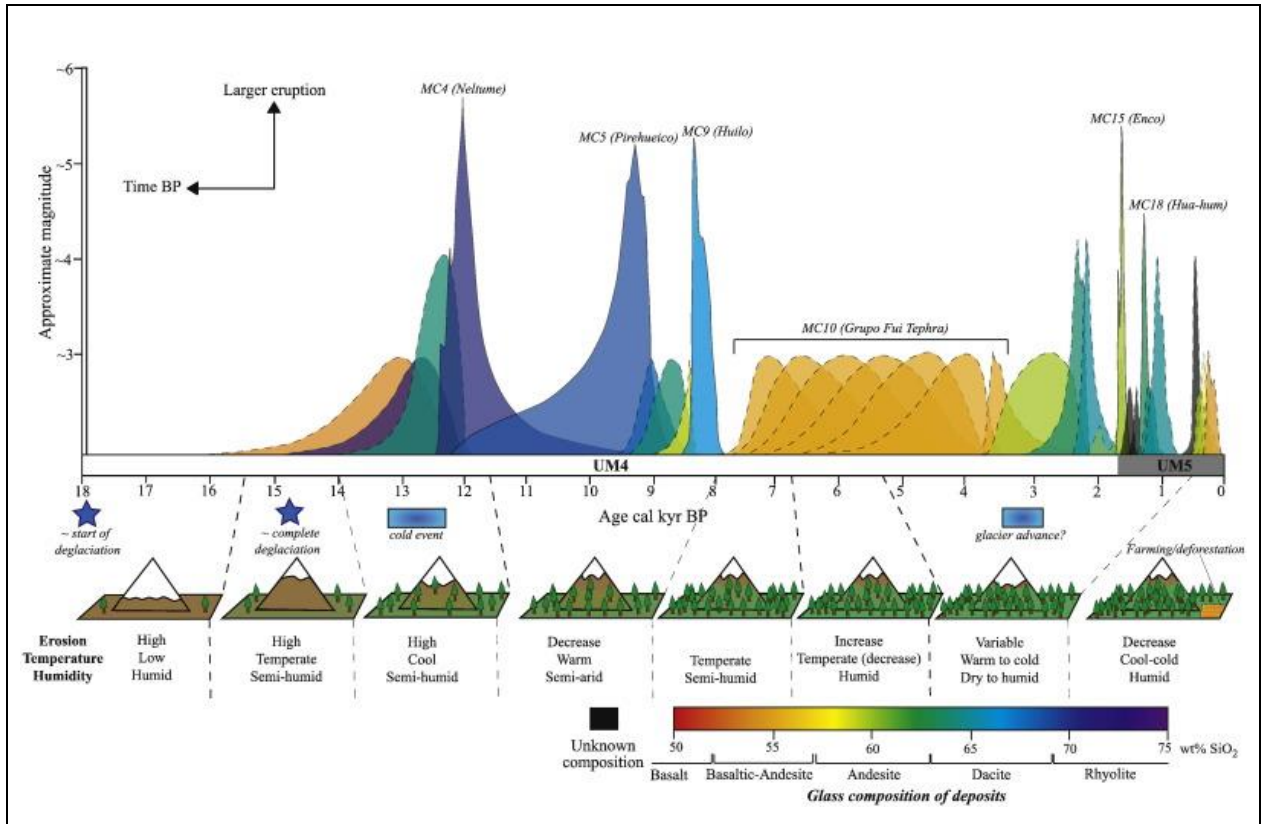


Figura 2.7: Resumen de la historia explosiva del CVMCh desde la deglaciación elaborado por Rawson y otros (2015). La altura corresponde a la magnitud aproximada (se utilizan líneas discontinuas cuando la magnitud no está bien definida) y el color corresponde a la composición promedio de vidrio SiO_2 . La magnitud se define como el \log_{10} de la masa de erupción en kg menos 7, según la definición de Pyle (2000) en Rawson y otros (2015). Además, este trabajo destaca que, para los depósitos evolucionados, con una densidad de alrededor de 1000 kg/m^3 , las estimaciones de Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés) y magnitud son idénticas. Esto significa que no hay diferencia entre la estimación de la magnitud y la estimación del VEI para estos depósitos con esa densidad. En cuando a la edad de cada unidad se representa por su distribución de probabilidad determinada mediante análisis bayesianos de datos de radiocarbono. Por otra parte, se menciona en el texto que análisis climático que se observa al inferior del gráfico se realizó a partir de las interpretaciones realizadas en el núcleo del Lago Puyehue (aproximadamente 90 km al sur del Mocho-Choshuenco)

2.3.3. Volcán Hudson

El Volcán Hudson consiste en una estructura volcánica de tipo caldera ubicada en límite meridional de la Zona Volcánica Sur, 46°S . Se encuentra sobre rocas intrusivas y presenta un casquete glacial al interior de la caldera. Según estudios radiométricos la actividad eruptiva del volcán Hudson comenzó en el Pleistoceno, hace al menos 1 Ma, desde entonces la caldera se formó gradualmente a través de una serie de erupciones explosivas, y por lo que, la formación de la caldera actual no es asociada a solo un evento eruptivo (Orihashi y otros, 2004). La composición de los productos

eruptivos del volcán Hudson varía desde basaltos hasta traqui-dacitas, siendo los de carácter intermedio los más frecuentes (Weller y otros, 2014; Kratzmann y otros, 2009; Naranjo y Stern, 1998).

El ambiente tectónico de la zona está caracterizado por la presencia de la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui. La orientación más común de los lineamientos es NE-EW, seguidos por aquellos de orientación NW y en menor ocurrencia los lineamientos NNE-NS (Gutiérrez, 2005).

2.3.3.1. Actividad volcánica

Se han reconocido al menos 10 erupciones explosivas del Volcán Hudson (Naranjo y Stern, 1998). Las dos erupciones más estudiadas de edad Holoceno son las denominadas H1 y H2, además de las de carácter histórico ocurridas durante 1991 y 2011 dC. La falta de registro y el difícil acceso a afloramientos en la región ha obstaculizado la reconstrucción de la historia eruptiva de este volcán previo a 10.000 años AP. Sin embargo, Weller y otros (2014) identifican en testigos lacustres un evento eruptivo más antiguo del Pleistoceno tardío, al que denominan H0. La edad de este evento es de entre 17.440 y 17.300 años AP, según las dataciones radiométricas. Posteriormente, Weller y otros (2018) obtienen, mediante métodos estadísticos, una edad modelada igual a 18.459 años AP. Esta erupción corresponde a la de mayor magnitud de este volcán con un índice de explosividad volcánica (*VEI*, por sus siglas en inglés, *Volcanic Explosivity Index*) cercano a siete, y un volumen estimado de tefra superior a los 20 km³. La composición principal consiste en pómez traqui-andesítica, basáltica y traqui-dacítica (Weller y otros, 2014).

Naranjo y Stern (1998) señalan en su trabajo que, durante el Holoceno, el volcán Hudson presentó varios episodios eruptivos, de los cuales se pueden destacar dos eventos de explosividad considerable con un *VEI* cercano a 6,5 a 6.700 años AP para el H1 y 3.600 años AP para el H2.

El H1 corresponde a un evento de composición traqui-andesítica con una importante cantidad de lapilli acrecionario, tal como se muestra en la Figura 2.8 (Bertin, 2014). La formación de este lapilli está asociada a la interacción magma-agua/hielo durante una erupción freatomagmática de grandes proporciones. Este evento incluso dejó una capa de más de 10 cm de espesor a más de ~900 km hacia el sur, en Tierra del Fuego (Stern, 1991).

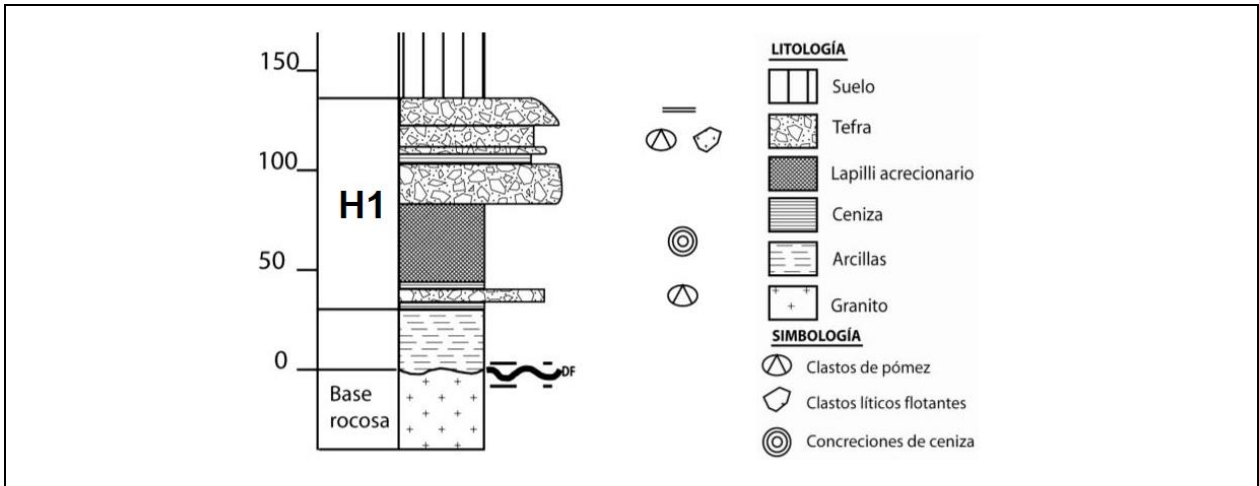


Figura 2.8: Columna tefro-estratigráficas de la erupción H1. Columna estratigráfica de los cuatro pulsos asociados al evento H2. Modificado de Perales (2020) y Bertin (2014).

La erupción H2 corresponde al segundo evento de gran explosividad del volcán Hudson de carácter pliniano, pero con menor intensidad que H1 durante el Holoceno, aproximadamente hace 3.600 a 4.000 años cal AP (Naranjo y Stern, 1998; Bertin, 2014; Weller y otros, 2019). Se describen cuatro pulsos composicionales y texturalmente similares, pero con diferencias granulométricas. Los piroclastos asociados al último pulso presentan bandeamiento moderado y un color más grisáceo con respecto a los piroclastos de los otros pulsos, por lo que podría reflejar la presencia de un magma menos diferenciado o un proceso de mezcla de magmas, donde el magma resultante es de características más máficas. No obstante, la composición de los productos volcánicos de este evento está asociada a una composición traqui-dacítica (Bertin, 2014). Se describe en cuatro pulsos los cuales se visualizan en una columna tefro-estratigráficas (Figura 2.9).

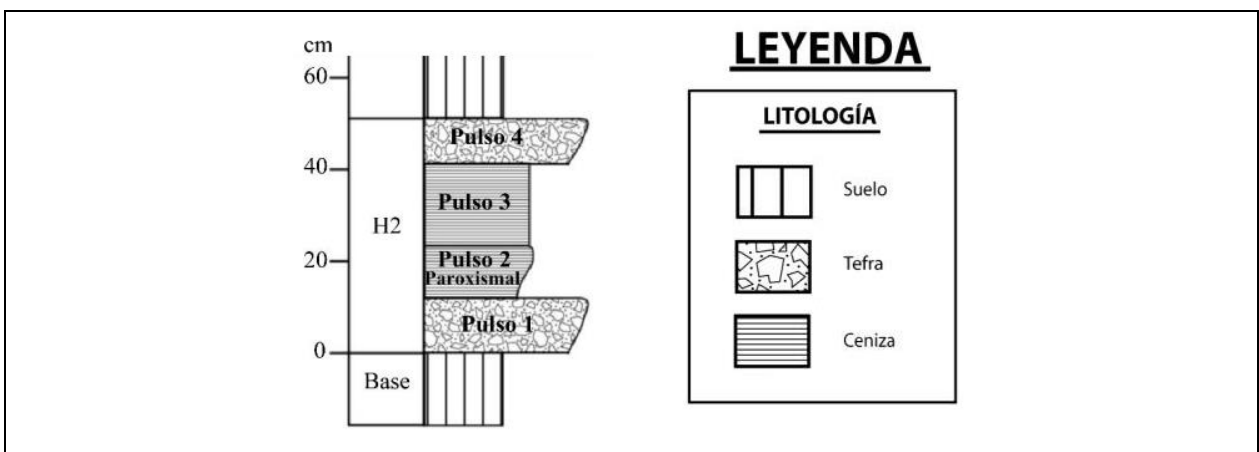


Figura 2.9: Columna tefro-estratigráficas de la erupción H2. Columna estratigráfica de los cuatro pulsos asociados al evento H2. Modificado de Perales (2020) y Bertin (2014).

Se atribuyen al volcán Hudson siete erupciones menores ocurridas en el Holoceno, sin considerar las de carácter histórico anteriormente mencionadas (Naranjo y Stern, 1998; Bertin, 2014). Estas erupciones menores consisten en la emisión de cenizas y tefras escoriáceas, algunas de carácter freatomagmático, con un rango composicional que va desde andesitas basálticas hasta traquidacitas. Por otro lado, las erupciones históricas y la actividad actual corresponden a erupciones menores de composición basáltica y andesítica-basáltica. En 1971, la primera erupción de composición traqui-andesítica, con un *VEI* de tres a cuatro, generó una columna eruptiva de 12 km de altura, así como lahares hacia los ríos Huemules y Cupquelán (Bertin, 2014). Posteriormente, en 1991 d.C., se produjo un episodio eruptivo dividido en dos fases (Kratzmann y otros, 2009): P1, iniciada el 8 de agosto del mismo año, con la emisión de lavas basálticas y una erupción freatomagmática (*VEI* = 3) proveniente del sector noroeste de la caldera, y P2 (12 de agosto), una erupción de tipo pliniano, con un *VEI* entre cuatro y cinco, formada a 4 km hacia el SSE del primer pulso y de composición traqui-andesítica. La última actividad considerable del volcán Hudson tuvo lugar en 2011 d.C., con la emisión de gases y cenizas traqui-andesíticas en tres cráteres alineados NNW-SSE dentro de la caldera, junto a columnas eruptivas débiles (<10 km de altura) y lahares hacia los ríos cercanos (Amigo y otros, 2012).

3. METODOLOGÍA

Este trabajo ha sido basado en una investigación fundamentada en una metodología cuantitativa y cualitativa (Bryman, 2006). Consiste en la indagación, análisis e interpretación de información existente sobre el tema en cuestión. En este contexto, se utilizan modelos analíticos y ajuste de curvas, ya sea propios o previamente definidos por otros autores, con el fin de ampliar y profundizar en el conocimiento de la temática y fomentar la reflexión al respecto.

Para cada uno de los objetivos específicos y para complementar el análisis de este estudio, se han dividido en cuatro etapas fundamentales: (1) Recopilación bibliográfica, (2) Delimitación de las áreas de estudio, (3) Evolución de los discos de hielo desde hace 35.000 años y (4) Aplicación del modelo analítico de Mora y Tassara (2019). Las etapas 2, 3 y 4 son realizadas en Python, y los archivos correspondientes están disponibles en un repositorio en la plataforma online *GitHub* (Link: <https://github.com/valepsanti/glacio-volcanismo>).

3.1. Recopilación bibliográfica

En esta etapa, se destaca la recopilación y el análisis de estudios anteriores. Se seleccionó la bibliografía que abarcó las temáticas sobre: el último máximo glacial en Patagonia y el mundo, dinámicas glaciares y los registros de actividad volcánica posterior al Última Terminación Glacial (*LGT*, por sus siglas en inglés, *Last Glacial Termination*), tanto para el Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh), como para el volcán Hudson (VH). La información fue obtenida a partir de revistas científicas, simposios, congresos, tesis de pregrado y doctorales, desde las fuentes puestas a disposición por la Universidad de Concepción, es decir, el repositorio de la biblioteca y los recursos suscritos (e.g. Geofacets). Además, se utilizaron artículos científicos facilitados por los Dres. Andrés Tassara y Álvaro Amigo.

En particular, se destaca el uso de la reconstrucción del casquete glacial patagónico (*PIS*) realizada por Davies y otros (2020), ya que este trabajo corresponde a la base de datos más completa y actualizada para el *PIS* y su derivación en masas de hielo desde los 35.000 años al presente.

Por otra parte, la recopilación de información sobre los volcanes seleccionados fue enfocada en el registro temporal de los eventos volcánicos y sus características eruptivas.

3.2. Delimitación de áreas de estudio

La reconstrucción de la extensión glacial fue entregada en diez *shapefiles*, uno por cada isócrona definida en el trabajo de Davies y otros (2020) (i.e., 35ka, 30ka, 25ka, 20ka, 15ka, 13ka, 10ka, 5ka, 0.2ka, 0ka). Estos archivos fueron visualizados en el software ArcGIS 10.4 y describen polígonos que delimitan el área ocupada por el casquete glacial y sus masas de hielo posteriores en un tiempo específico, según la clasificación de figuras en el software ArcGIS. Aunque cada *shapefile* considera una serie de atributos, es importante destacar que no todos estos datos pueden ser utilizados directamente en la aplicación del modelo propuesto por Mora y Tassarra (2019), debido a:

- (i) El modelo utilizado emplea la forma de un disco para simular la carga inicial sobre el volcán, lo que implica que no se considera la forma de masa glacial que cubrió parte de Chile y Argentina, la cual se asemeja más a un triángulo con la punta más aguda apuntando hacia el norte. Es importante señalar que la reconstrucción de Davies y otros 2020 considera dos polígonos para la totalidad de la superficie y volumen inicial del casquete. Este se desintegra en polígonos más pequeños desde los 15.000 años, momento en que se clasifican de manera diferenciada cada masa glacial (i.e., casquete de hielo, campo de hielo, capa de hielo y glacial de montaña) . Por lo tanto, no es posible utilizar estos datos directamente, ya que en un principio se tiende a sobreestimar el volumen y, por consiguiente, la presión ejercida por las antiguas masas de hielo sobre los volcanes.
- (ii) No es posible utilizar los volúmenes calculados de manera directa. Esto se debe a que estos datos se definen en función de la superficie de cada polígono, y a su vez, cada cálculo de espesor se determina con una ecuación distinta según el tipo de glacial definido en los protocolos estándar (Raup y Khalsa, 2010).

(iii) La escala utilizada en el estudio de Davies y otros (2020) y en este trabajo difieren considerablemente. Como resultado, no hay registros de masas glaciares de ningún tipo sobre el CVMCh a partir de los 15.000 años, lo que contrasta con los registros actuales.

Para imitar la forma del disco El modelo propuesto por Mora y Tassara (2019), desde ahora MT19, y considerando los problemas descritos en la reconstrucción, se caracteriza una capa de hielo inicial en forma de disco. Para ello, se considera un punto C (ver Figura 3.1) como el centro del disco de hielo, que representa cada uno de los edificios volcánicos. A partir de este centro, se define un radio (R) y un espesor (h) para un tiempo (t) en particular. La edad inicial se fija en 35.000 años, aunque este periodo no marque el inicio del último máximo glacial en Patagonia (~26.000 -19.000 años AP según Clark y otros, 2009 en Peltier y otros 2021). Esta decisión se sustenta en la temporalidad de la reconstrucción más completa en cuando al comportamiento de la última glaciación. Toda esta información se procesa y se ordena utilizando los programas ArcGIS 10.4, Python 3 y Microsoft Office Excel 2016.

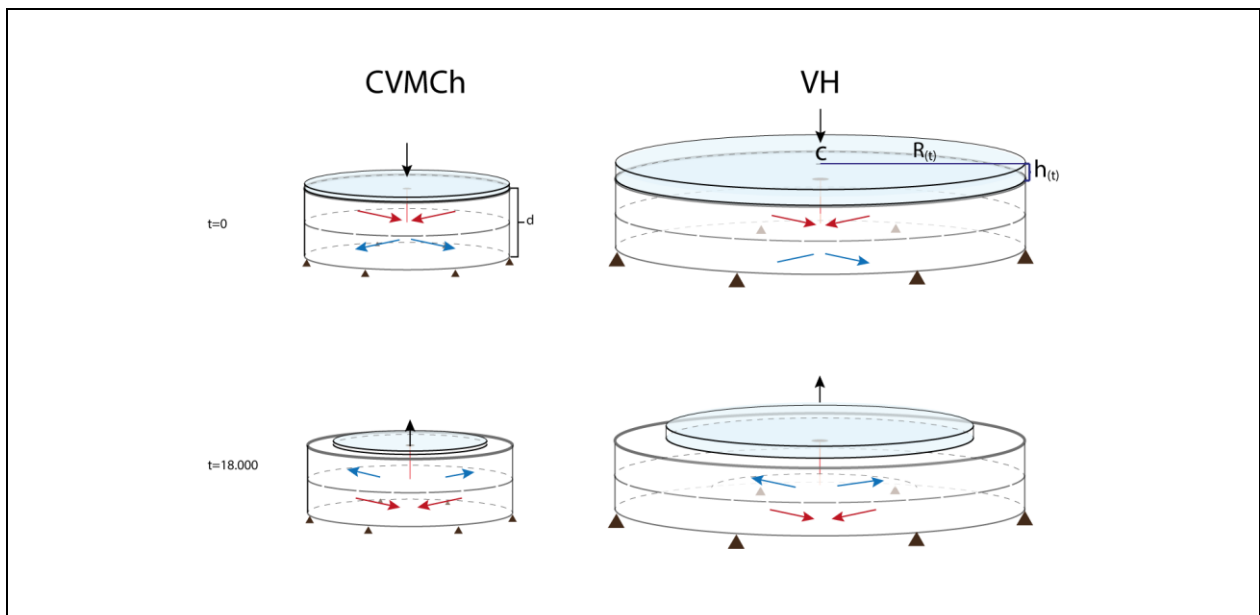


Figura 3.1 Representación simplificada del Mora y Tassara (2019) para los volcanes de estudio. Se grafica la descompresión (flechas azules) y la compresión (flechas rojas)

3.2.1. Cálculo del radio del disco de hielo

El radio máximo de la capa de hielo que cubre los edificios volcánicos seleccionados fue calculado mediante la georreferenciación de un punto a través de un archivo *shapefile* que representa la ubicación

geográfica de cada volcán. De esta manera, se definió el centro del disco. Luego, se proyectó cada uno de los diez *shapefile* de extensión glacial de Davies y otros (2020) mediante las herramientas de ArcGIS 10.4.

Para analizar los cambios de la extensión glacial en los 10 archivos, en primera instancia se utilizó la observación de la máxima extensión de las masas de hielo para cada volcán en diferentes tiempos, la cual corresponde a la geomorfología de una lengua glacial. Luego, para definir la circunferencia del disco con centro en C, se crea una figura circular con un radio definido por la máxima extensión observada para cada *shapefile* (35ka, 30ka, 25ka, 20ka, 15ka, 13ka, 10ka, 5ka, 0.2ka, 0ka). Este procedimiento se repitió para cada volcán.

No obstante, se concluye que este método tiende a sobreestimar la superficie de hielo que cubrió los edificios volcánicos. Por ello, se procede a recalculer el área circular según la suma de superficie glacial que haya al interior de la circunferencia caracterizada por la máxima extensión de las masas de hielo en cada volcán. Para ello, se utilizan algunas librerías de Python, como Math, que permitió calcular matemáticamente figuras geométricas. Luego, GeoPandas procesó y creó los nuevos *shapefiles* con el cálculo de la intersección entre el círculo de máxima extensión y los polígonos que representan el hielo. Finalmente, con la información del área de intersección, se calculó el radio del nuevo círculo (Ecuación 3.1) y se almacenaron los datos en una tabla resumen.

$$R(t) = \sqrt{\frac{A(t)}{\pi}} \quad (3.1)$$

Donde:

R(t) = Radio del disco en un tiempo

A(t) = Área del disco en un tiempo

Para el registro glacial del CVMCh, donde, según Davies y otros (2020), se pierde la evidencia glacial después de los 15.000 años de edad, se realiza una aproximación que toma en cuenta el registro de reducción en el radio del disco sobre el VH. En primer lugar, se completan los datos con información actual para el VH (por ejemplo, Rivera y otros, 2017) y para el CVMCh (por

ejemplo, Scheiter y otros, 2021). Luego, se calcula el porcentaje de reducción desde el R(t=35ka) hasta la actualidad para el VH y desde el R(35ka) hasta el R(15ka) para el CVMCh.

Con el propósito completar los datos ausentes y ante la escasez de estos en la actualidad, se asume que la disminución glacial promedio es guiada por los datos que entrega la capa de hielo que es definida por el VH. No obstante, en el futuro se recomienda tener en consideración que el retroceso glacial pudo ser significativamente mayor hacia el norte, desde los 15.000 años AP, hasta los 200 años AP.

3.2.2. Cálculo del espesor del disco de hielo

Existen estudios que han desarrollado fórmulas que relacionan el espesor del hielo glacial con la superficie que abarca, según clasificación por tipo de masas de hielo, según la clasificación por tipo de masas de hielo: casquete glacial, campos de hielo, glaciar de montaña y capa de hielo (por ejemplo, Hugles y otros, 2016 en Davies y otros, 2020). Sin embargo, en este trabajo no se consideran los distintos tipos de glaciares. Esta decisión se fundamenta en (1) la simplificación del hielo en un disco y (2) es posible simular la historia glacial de manera general utilizando solo una ecuación. Se utiliza la ecuación definida para los campos de hielo, por Hugles y otros 2016, en Davies y otros 2020 (ver Ecuación 3.2). Donde, “V”, corresponde al volumen glacial y “A” la superficie del círculo definido por el disco. La ecuación contempla los valores de “ γ ” y “k”, los cuales son constantes en el modelo, 1,36 valor “ γ ” definido para los campos de hielo y “k” igual a $0,033\text{km}^{3-2\gamma}$ (Davies y otros, 2020).

$$V = kA^\gamma \quad (3.2)$$

A partir de la formula anterior es posible definir el espesor (h) con base en el radio (R) de la circunferencia, esta relación se define en la siguiente Ecuación 3.3:

$$h = k(R^2\pi)^{(\gamma-1)} \quad (3.3)$$

3.3. Evolución de los discos de hielo

Con el propósito de simular la descompresión experimentada por la corteza superior durante el *LGT*, se consideran tres posibles escenarios sobre los volcanes seleccionados, con el fin de completar la falta de datos paleo-climáticos o dataciones que cubran periodos inferiores a milenios y que tengan cercanía espacial con los volcanes (e.g. Davies y otros, 2020). Esta escasez de información se debe en parte a las dificultades para acceder a valles cordilleranos, lagos post-glaciares y fiordos (Glasser y otros, 2004, Strelin y otros, 2014, Tancredi y otros, 2021), y a la dificultad de reconstruir y correlacionar periodos intermedios a máximos glaciares, especialmente los factores no climáticos propios de cada glaciar, como lo sugieren Furbish y Andrews (1984) en Strelin y otros (2014). Estos factores corresponden a discrepancias locales menores, donde gran parte de la respuesta diferencial se relaciona con la dinámica de flujo y la hipsometría glaciar.

La dinámica propia de los glaciares, descrita por morrenas que indican ciclos de avances y retrocesos en los márgenes del hielo, ayudan al entendimiento espacio – temporal del comportamiento glaciar. Sin embargo, la datación de morrenas se ve afectada por la repetitividad climática en el registro, lo que autores como Kirkbride y Winkler (2012) llaman "censura por erosión". Estas anulaciones son definidas por Gibbons y otros (1984) en Kirkbride y Winkler (2012) como solapamiento obliterante, en donde solo es necesario que un avance sea mayor que cualquier número de avances anteriores para erradicar todo el registro de morrenas hasta ese momento (Gibbons y otros, 1984 en Kirkbride y Winkler, 2012).

Considerando lo descrito anteriormente, se detalla a continuación la forma de obtener tres modelos de deglaciación para los hielos que cubrieron los glaciares en estudio: (1) un ajuste curvo a la deglaciación según las isócronas propuesto por Davies y otros (2020) para una evolución continua, (2) una modelación para una evolución cíclica, y (3) la recreación de la deglaciación según datos paleo-climáticos bibliográficos, con el objetivo de observar el efecto en el modelo de Mora y Tassara (2019) y evaluar la descompresión en tres casos diferentes.

3.3.1. Ajuste de curva según las isócronas de Davies y otros (2020) (M1)

Las funciones sigmoideas y doble sigmoideas suelen ser útiles para representar los cambios de estados de la Tierra, por ejemplo, en los modelos geológicos y ciencias físicas. Ya que, cuentan con características que las hacen aptas para modelar transiciones de un estado a otro, permitiendo la representación de estados de transición asimétricos, en los que la función doble sigmoidea muestra diferentes tiempos de transición,

Para la obtención de un modelo que caracterice la evolución de las masas de hielo en la Patagonia desde hace 35.000 años hasta el presente, se han utilizado como puntos de control los radios previamente calculados a partir de las isócronas propuestas por Davies y otros (2020). En este contexto, se ha modificado la función doble sigmoidea para definir la deglaciación en fases (Ecuación 3.4).

$$f(t) = \frac{R_{max}}{2} \left[\left(b_1 \times \tanh\left(\frac{c_1 - t}{w_1}\right) \right) + \left(b_2 \times \tanh\left(\frac{c_2 - t}{w_2}\right) \right) + \left(b_3 \times \tanh\left(\frac{c_3 - t}{w_3}\right) \right) \dots \right] + \frac{R_{max}}{2} \quad (3.4)$$

Donde:

R_{max} = Radio de mayor longitud (edad=35.000, t=0)

b_n = Proporción que representa la amplitud de cada fase ($1 \geq b_n \geq 0$)

c_n = Punto medio de la pendiente

w_n = Parámetro que define el ángulo de la pendiente ($w > 0$)

t = Tiempo en años, variable independiente

El valor de los parámetros se define según bibliografía referente a paleoclima y un ajuste de curva según los R(t) definidos para cada isócrona.

3.3.2. Modelo de deglaciación cíclica (M2)

El ajuste de curva continua, descrito anteriormente, sirve como base para el modelo de evolución cíclica, ya que los radios calculados en este estudio se definen a partir de las isócronas propuestas

por Davies y otros (2020), las cuales representan la máxima expansión glaciár en diferentes tiempos. Los períodos dinámicos de avances/retrocesos se definen como la incertidumbre entre estos máximos. Los avances superan los máximos previamente mencionados, mientras que los retrocesos se definen por un porcentaje de la máxima reducción de hielo dentro de cada ciclo (ver Ecuación 3.5). La Figura 3.2. ilustra el comportamiento continuo que se intenta representar.

$$M2(t) = f(t) + \alpha f(t) \left[\left(- \left| \frac{\text{sen}(2\pi t)}{\Delta t} \right| \right) \right] \quad (3.5)$$

Donde:

α = Porcentaje de reducción del hielo

Δt = Duración del ciclo de retroceso/avance

t = Tiempo en años, variable independiente

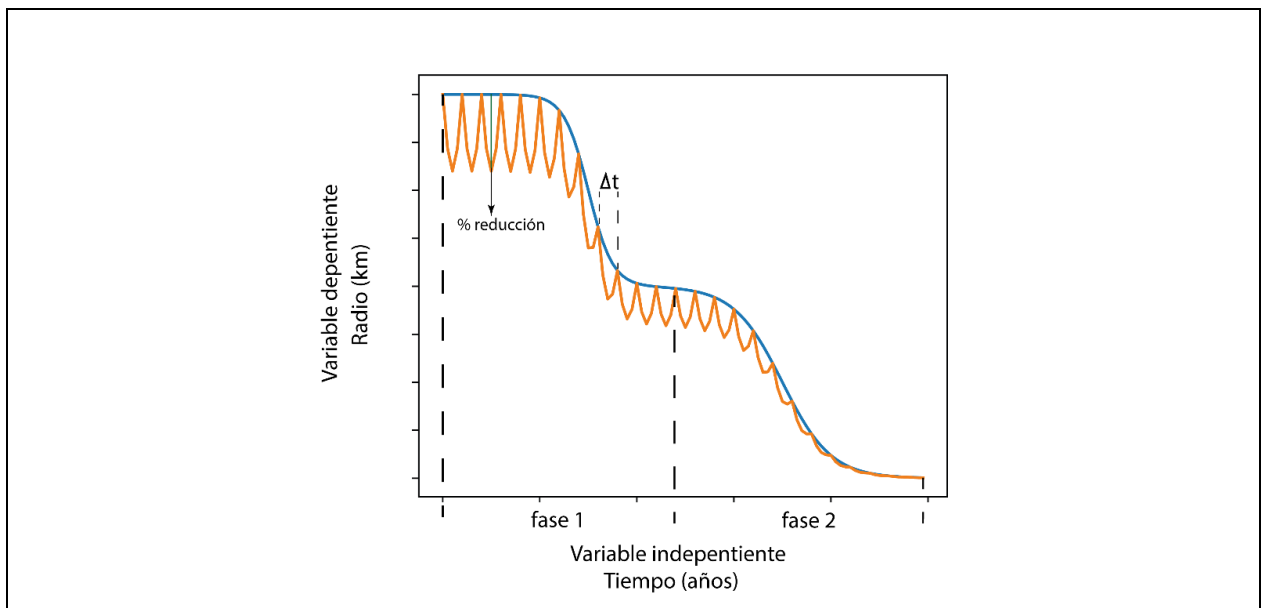


Figura 3.2 Representación simple del modelo de deglaciación cíclica (M2). Para el ejemplo de M2, línea anaranjada, se utiliza un porcentaje de reducción aleatorio, una ciclo del 1000 años. También, se destacan fases definidas en la línea de base (línea azul).

Según Hubbard y otros (2005), se pudo haber experimentado, en el *LGM* (~26 a 19 ka. AP), pequeños intervalos de contracción y expansión en las grandes masas de hielo, que no superaban

el 2%, considerando la zona del Casquete Glaciar Patagónico Norte (46°S-48°S). Por otro lado, durante la Última Terminación Glacial, se interpretan condiciones climáticas similares a las actuales y un rápido adelgazamiento cercano a las dimensiones actuales, tomando como referencia la edad de 15.500 años AP (Moreno y Videla, 2016; Bourgois y otros, 2016). Este evento implicó un avance de aproximadamente el 25% para alcanzar el radio calculado en la edad de 15.000 años AP ($t = 20.000$ años desde el inicio del estudio). Basándose en lo anterior, se establecieron tres porcentajes de reducción (α): 5%, 20% y 50%, que se aplicaron en un ciclo de retroceso/avance (Δt) igual a 1000 años en todo el intervalo de estudio. Por lo tanto, se extrajeron tres submodelos de este modelo: M2a, M2b y M2c, respectivamente.

3.3.3. Recreación de deglaciación según datos paleo-climáticos bibliográficos (M3)

Con el propósito de representar una deglaciación de los discos de hielo fundamentada en dataciones e interpretaciones climáticas más detalladas para cada zona de estudio (i.e., Región de los Lagos y Casquete Glaciar Patagónico Norte), se realiza un resumen cronológico de algunas interpretaciones paleoclimáticas. Esto permite establecer un comportamiento probable para la evolución de las dimensiones de los discos de hielo. Además, algunos autores (e.g. Hubbard y otros, 2005; Bourgois y otros, 2016; Moreno y Videla, 2016), proponen porcentajes de reducción o dimensiones relativamente específicas, las cuales se pueden posicionar en el gráfico base de radios máximos, para cada disco de hielo en estudio.

3.4. Aplicación del modelo analítico de Mora y Tassara (2019)

Para obtener los datos de los estreses en la corteza superior, se aplicó el modelo analítico MT19 a cada uno de los modelos previamente descritos. En primer lugar, se calculó la variación de la presión en diferentes periodos de tiempo para cada volcán seleccionado según la ecuación principal. De esta manera, el modelo permite obtener la diferencia de presión desde los 35 ka hasta un tiempo arbitrario (ver Ecuación 3.6):

$$\Delta P = P_t - P_{35ka} = \left[\frac{(3 + \nu)3pg}{4d^3} \left(\frac{d}{2} - z \right) \right] [h_{(t)}R_{(t)}^2 - h_{(35ka)}R_{(35ka)}^2] \quad 3.6$$

Donde:

ΔP = Cambio de presión.

ν = Coeficiente de Poisson (~ 0.25).

g = Aceleración de gravedad ($9.8 \frac{m}{s^2}$).

ρ = Densidad del hielo (900 kg/m^3).

d = Espesor del disco elástico delgado, 20km para ambos volcanes (Tassara y otros,2007).

z = Profundidad de la cámara magmática.

$R_{(t)}$ = Radio del disco de hielo en un tiempo.

$h_{(t)}$ = Espesor del disco de hielo en un tiempo.

Posteriormente, se calcula el alcance en profundidad de un determinado cambio de presión en un determinado momento “t” después de iniciada la deglaciación, mediante la Ecuación 3.7:

$$Z_{\Delta P} = \frac{d}{2} - \frac{4d\Delta P}{3\rho g(3 - \nu)(h_{(35ka)}R_{(35ka)}^2 - h_{(t)}R_{(t)}^2)} \quad 3.7$$

Donde:

$Z_{\Delta P}$ = Profundidad del cambio de presión.

ΔP . Cambio de presión.

ν = Coeficiente de Poisson (~ 0.25).

g = Aceleración de gravedad ($9.8 \frac{m}{s^2}$).

ρ = Densidad del hielo (900 kg/m^3).

d = Espesor del disco elástico delgado, 20km para ambos volcanes (Tassara y otros,2007).

z = Profundidad de la cámara magmática.

$R_{(t)}$ = Radio del disco de hielo en un tiempo.

$h_{(t)}$ = Espesor del disco de hielo en un tiempo.

En paralelo, los resultados obtenidos son procesados mediante gráficos y matrices de correlación, que se elaboran con la ayuda de las bibliotecas de Python Matplotlib y Pandas. Finalmente, se evalúa la relación entre los fenómenos de estudio de forma cuantitativa y cualitativa.

4. RESULTADOS

Este capítulo resume los resultados obtenidos más relevantes. Estos resultados permiten estudiar la relación entre los fenómenos eruptivos posteriores al último máximo glacial del complejo volcánico Mocho-Choshuenco y el volcán Hudson, mediante la reconstrucción de la historia glacial en Patagonia desde hace 35.000 años hasta el presente

En cuanto a la historia de deglaciación sobre los edificios volcánicos estudiados se destaca la base de datos facilitada en el trabajo de Davies et al. (2020). Esta base de datos proporciona la información necesaria para delimitar las áreas de estudio de cada volcán desde los 35.000 años hasta el presente, proporcionando diez puntos de referencias en diferentes edades. De esta manera, es posible modelar posibles comportamientos glaciares en el tiempo y, en consecuencia, relacionar ambos fenómenos mediante la aplicación del modelo analítico propuesto en MT19.

4.1. Caracterización de discos de hielo sobre el disco elástico delgado

En este subcapítulo se presentan los resultados obtenidos de las dimensiones alcanzadas por el disco de hielo que yace sobre la placa elástica delgada que representa la superficie afectada de cada edificio volcánico en estudio. Los resultados constan de aproximaciones de los radios y cálculos de espesores de los discos de hielo para los puntos de referencias definidos por isócronas propuestas en Davies et al. (2020).

4.1.1. Radio del disco de hielo

Se presenta un registro de los radios del disco de hielo que caracterizan la historia de deglaciación en 10 momentos de la historia, sobre los edificios volcánicos estudiados (ver Figura 4.1). Se destaca que los resultados obtenidos corresponden a una adaptación circular de los hielos que cubrieron la Patagonia, y que dicho arreglo permite la aplicación del modelo que estudia la relación entre la descompresión producida por la deglaciación y el aumento de las erupciones volcánicas durante el Holoceno.

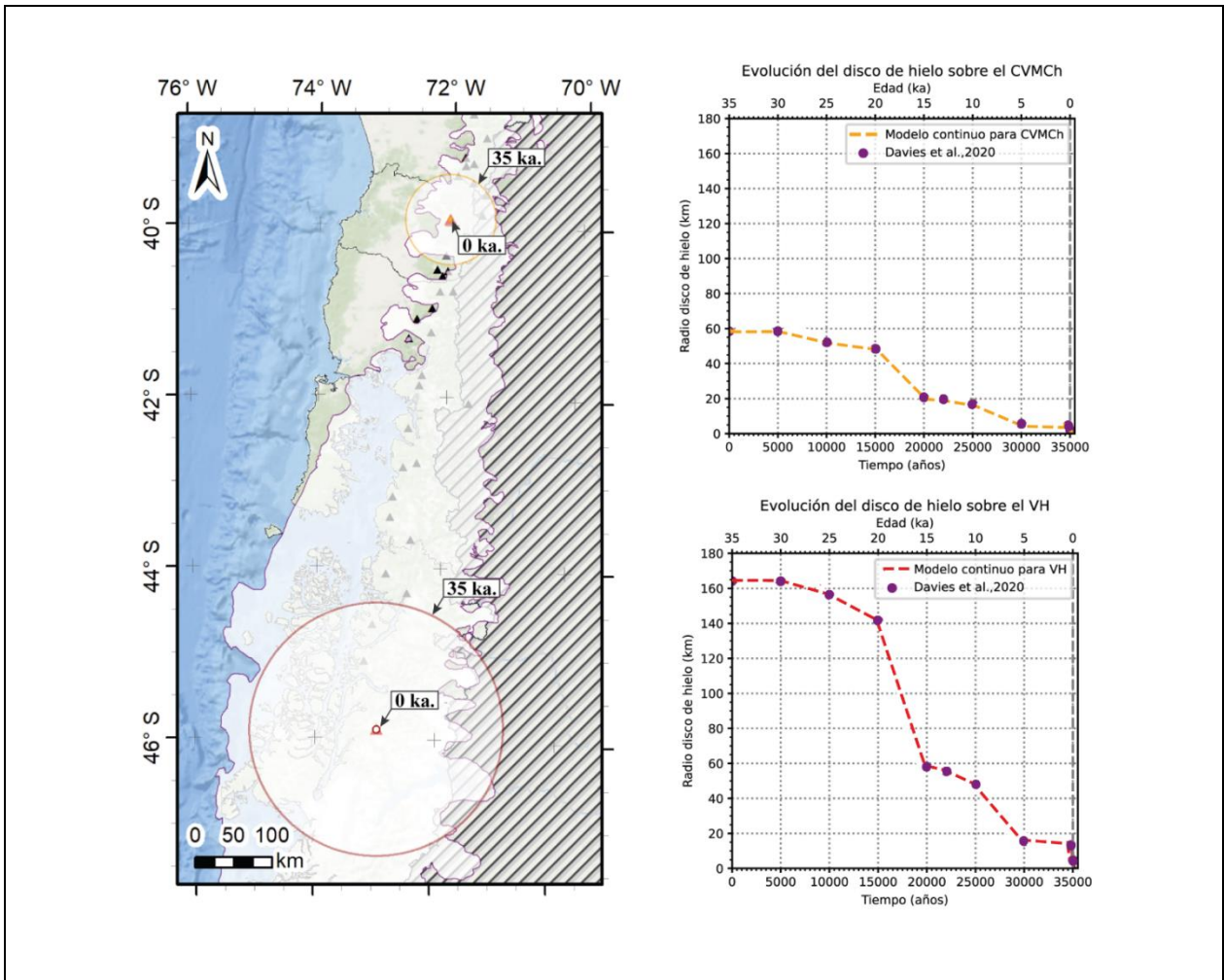


Figura 4.1: Resumen del cálculo del disco de hielo sobre los volcanes en estudio. El mapa ilustra las dimensiones de los discos iniciales y presentes en la actualidad (i.e., mediciones glaciares del 2011), Tablas complementaria en Anexos (Tabla 1 y Tabla 2)

En la Figura 4.1 se resumen los resultados, los cuales muestran cuatro retrocesos rápidos. El primero de ellos se observa entre los 5.000 y los 15.000 años, presenta una tasa de deshielo de 1,02 y 2,25 m/año sobre el CVMCh y el VH, respectivamente. El segundo período de deglaciación, y el de mayor pérdida de hielo según la dimensión del radio en el tiempo, se observa entre los 15.000 y 20.000 años, coincidente con la última terminación glacial (~18 ka. cal AP., Davies y otros, 2020), presentando una tasa de deshielo de 5,56 y 16,68 m/año, respectivamente, sobre cada volcán en estudio de Norte a Sur. Posterior a una fase de aparente estabilización glacial de 2.000 años aproximadamente, coherente con el denominado *Antartic Cold Reverse* (~13 ka. cal AP. Davies y otros, 2020), se presenta entre los 22.000 y 30.000 años un nuevo retroceso con tasa de deglaciación de 1,78 m/año para el hielo sobre el CVMCh y de 4,99 m/año para el hielo sobre el VH.

Continuando con la descripción de la Figura 4.1. se describe una nueva fase de estabilización de los 5.000 – 34.800 años la cual coincide con la denominada *Little Ice Age* (~500 a ~200 cal años AP. según Davies y otros, 2020), para luego finalizar la historia con el último el retroceso más rápido registrado, no obstante, la retirada de hielo el de menor dimensión . Esto se visualiza entre los 34.800 y 35.000 años y muestra una tasa de retirada glacial de 12,85 y 43,25 m/año, respectivamente, para cada disco de hielo sobre los edificios volcánicos CVMCh y VH.

Por último, se destaca el porcentaje de hielo remanente desde la 35.000 cal años AP al tiempo presente, el cual corresponde al 3,75% y 2,87% respectivamente para los radios del disco de hielo que yacen sobre el CVMCh y el VH.

4.1.2. Espesor del disco de hielo

Tal como se expuso anteriormente en la metodología de este trabajo (Capítulo 3), el espesor del disco de hielo a representar se calcula con base en la longitud del radio, según la ecuación 3.1. Estas variables se relacionan entre sí de forma no lineal, en específico, se trata de una expresión de potencias entre las dos variables (i.e., radio y espesor de disco).

En la Figura 4.2. se resumen los espesores obtenidos para cada disco de hielo, según el tiempo, volcán y la relación con la medida del radio.

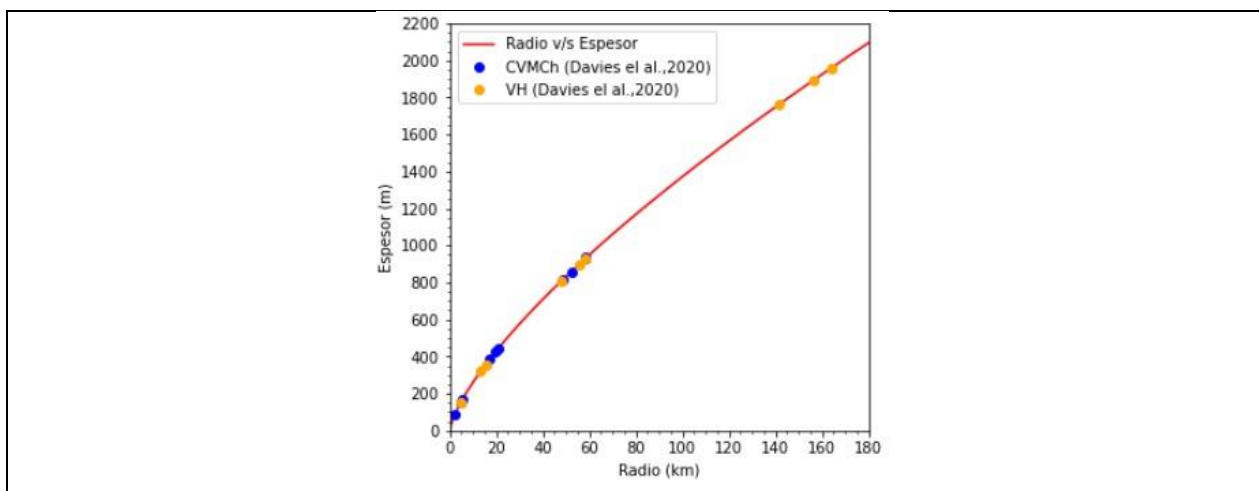


Figura 4.2: Relación entre el espesor del disco y el radio. Grafica de la relación de potencia entre las variables.

4.2. Evolución del disco de hielo sobre el disco elástico delgado

Con el propósito de dar cumplimiento al primer objetivo específico, este trabajo propone la implementación de tres modelos de deglaciación para los discos de hielo, basados en dataciones de morrenas, interpretaciones de avances y/o retroceso glacial e investigaciones climáticas a escala de milenios y siglos.

La Figura 4.3. añade a la bibliografía existente una interpretación paleoclimática propia entre los sectores donde se ubican los volcanes de estudio con respecto a la división del *PIS*. La interpretación bibliográfica se realiza considerando dos periodos: (1) frío y húmedo o (2) cálido y seco, definiéndolos solo si existen dos puntos que intersectan a la misma edad o el clima ha sido definido anteriormente por alguno de los autores. La interpretación de los periodos y las dataciones e inferencias de la bibliografía existente ayudan a reconstruir la evolución del deshielo en Patagonia.

Al realizar una interpolación lineal de radios (Figura 4.4.), se pueden observar dos problemas que se buscan solucionar en los siguientes tres modelos propuestos en este trabajo. El primero de ellos es la escasez de datos para la correcta caracterización de la evolución de los discos, en especial considerando la escala de trabajo. El segundo problema se refiere a la edad mostrada en el gráfico para *LGT* (~20.000 cal años AP), la cual contrasta con los datos existentes en la bibliografía que definen *LGT* a ~17700 cal años AP para *CVMCh* y ~17300 cal años AP para *VH*.

A continuación, se describen los resultados de las tres adaptaciones para la evolución de radios de hielo obtenidos, considerando un ajuste de curva basado en el comportamiento de deshielo continuo (M1), un comportamiento de avance/retroceso cíclico (M2) y una aproximación basada en la interpretación del paleoclima y las dataciones conocidas hasta el momento (M3).

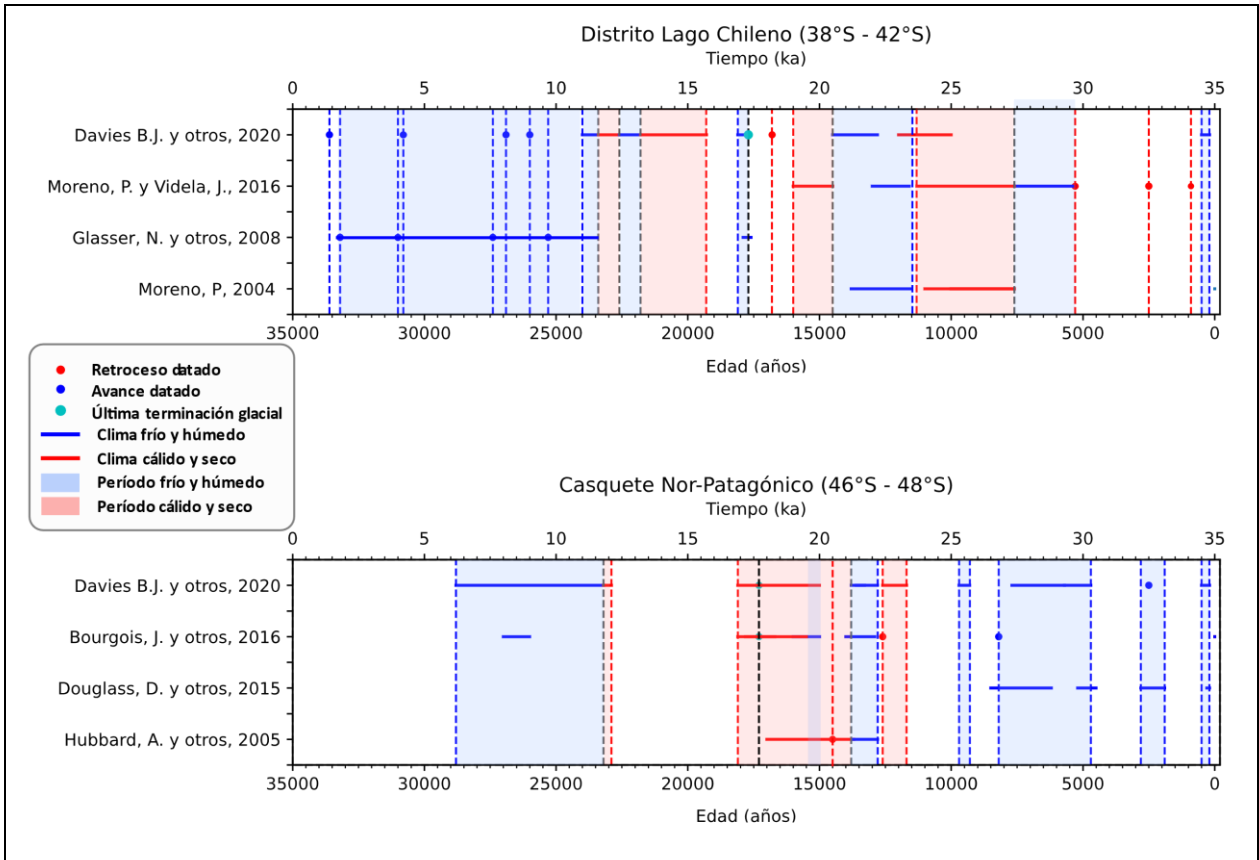


Figura 4.3: Resumen e interpretación de estudios paleoclimáticos para las áreas de estudio.

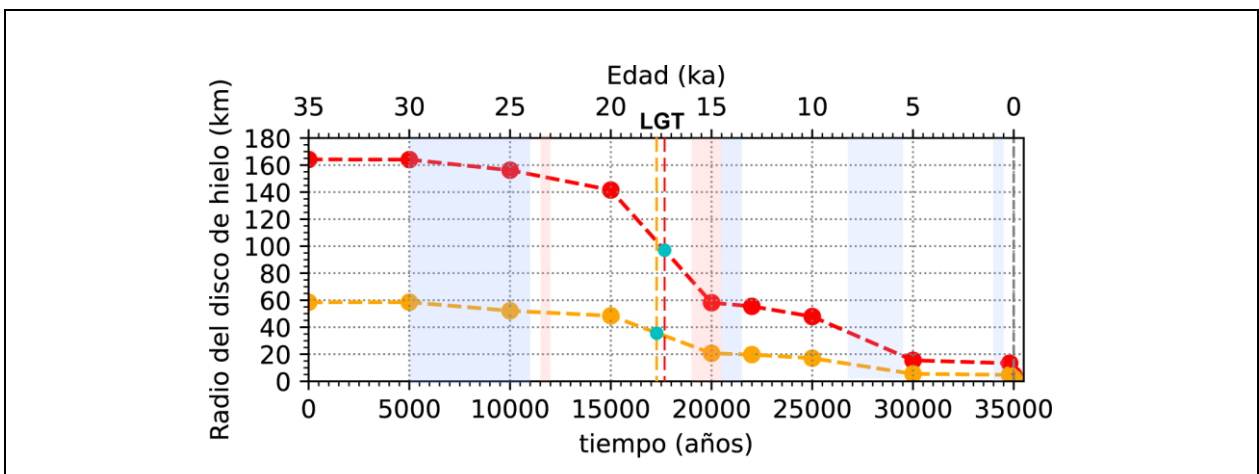


Figura 4.4: Interpolación lineal de radios máximos. Las líneas y puntos rojos grafican las dimensiones del radio del disco de hielo sobre el VH y las en color anaranjado corresponden a las dimensiones sobre CVMCh. Los rectángulos de colores corresponden a eventos climáticos que afectaron ambas masas glaciares sobre los volcanes, el de color azul: periodos fríos y húmedos y el de color rojo: periodos cálidos y secos.

4.2.1. Ajuste de curva según en isócronas de Davies y otros (2020) (M1)

En la Figura 4.5 se presenta un ajuste de curva para la historia de deglaciación del disco de hielo sobre ambos volcanes en estudio. En dicha figura se puede observar un retroceso o disminución constante de la extensión de los radios.

Se identifican cuatro fases distintas, caracterizadas por cambios en las tasas de retroceso del glaciar. Aunque existe una semejanza en la forma de la curva para ambos volcanes, en algunos puntos, hay diferencias en el tiempo donde se alcanzó una tasa elevada de deglaciación y discrepancias en la magnitud de estas tasas. Es importante destacar que cada fase consta de dos periodos, uno donde el radio se mantiene relativamente estable, seguido de períodos con tasas de retroceso comparativamente mayores y luego se vuelve a estabilizar o disminuir esta tasa.

La primera fase se observa entre los 0 y los 14.800 años desde el inicio del estudio y contiene el *LGM* definido para ambas zonas (~23.500 cal años AP). Se calcula una disminución del 17,04% y 13,04 % del radio inicial para el CVMCh y VH, respectivamente.

La segunda fase, con una duración de 6.600 años y definida entre los tiempos 14.800 a 21.400 años, comienza con un periodo de estabilidad que posteriormente experimenta un aumento abrupto en su tasa de deglaciación en el punto definido como última terminación glacial (*LGT*), a los 17.300 años AP para la zona que abarca el CVMCh y a los 17.700 años AP para el caso del VH. Durante esta fase, el disco de hielo muestra una disminución acumulada de ~66% respecto al disco inicial para cada caso de estudio. Entre los años 20.000 y 21.400 (15.000 - 13.600 cal años AP), el gráfico muestra un periodo de estabilización glacial, el cual se relaciona con el fenómeno denominado *ACR*.

La tercera fase, definida entre los 21.400 y 31.900 años, presenta el mismo patrón observado en las fases anteriores. Al final de este periodo, el CVMCh solo mantiene el 9% de su disco de hielo original, mientras que el VH mantiene el 9,35% de su medida inicial.

Finalmente, la cuarta fase, de 3.100 años de duración, comienza con un período de estabilidad desde los 31.900 años, asociado a los eventos fríos o actividad neoglacial. Estos eventos culminan después de la edad de 200 cal años AP, momento en el cual comienza el aumento de temperatura hasta alcanzar las condiciones climáticas actuales.

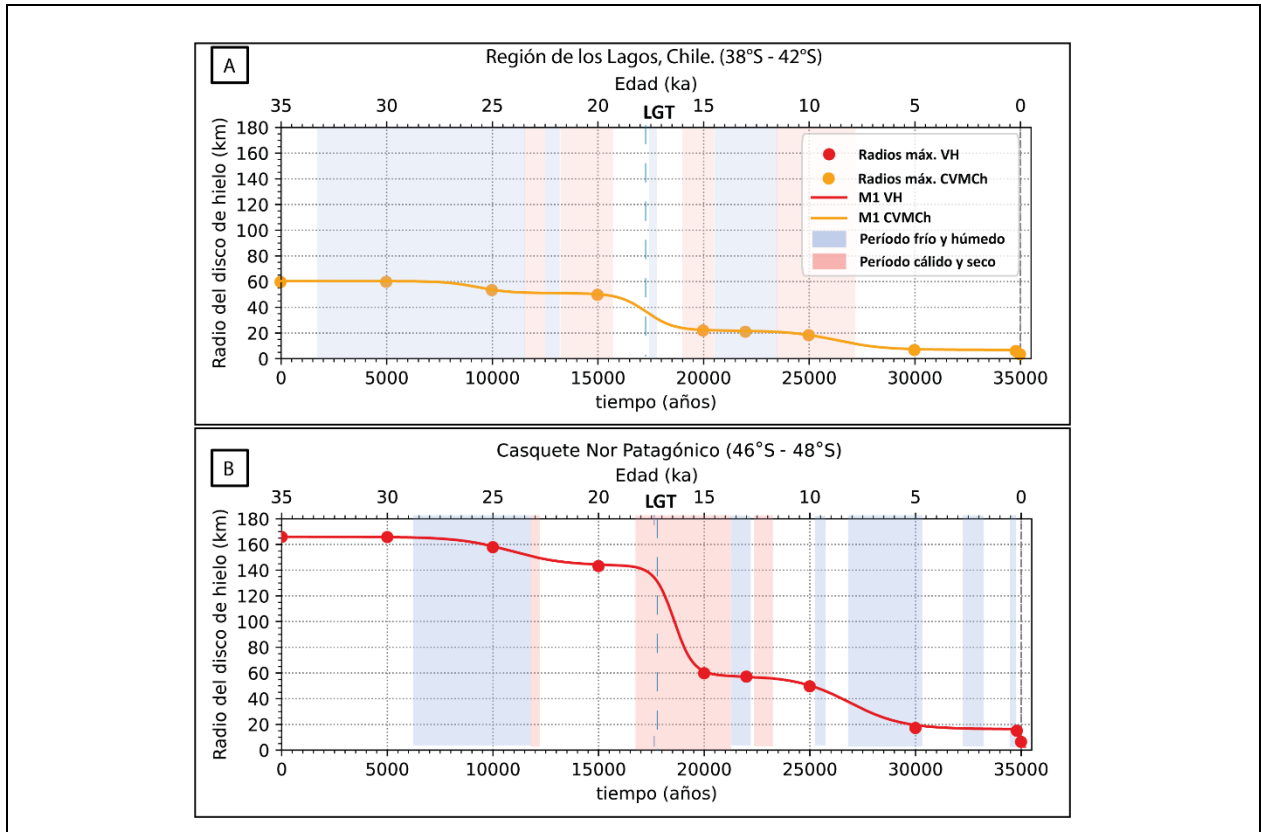


Figura 4.5: Modelo de evolución continua de los discos de hielos definidos sobre el CVMCh y VH: La línea roja representa el comportamiento del disco de hielo sobre el VH, y los puntos rojos los radios máximos alcanzados por el disco, calculados desde Davies y otros (2020). Los puntos y líneas amarillas representan la deglaciación del disco de hielo sobre el CVMCh.

4.2.2. Modelo de deglaciación cíclica (M2)

El segundo modelo de deglaciación (M2) presenta un caso hipotético de deglaciación que se desarrolló mediante varios ciclos de retrocesos y avances. La Figura 4.6(A) representa este modelo para el CVMCh, mientras que la Figura 4.6(B) lo hace para el VH. Cabe destacar que el modelo cíclico se basa en la ecuación del modelo continuo y agrega dos parámetros: ciclo (Δt) igual a 1000 años para los tres casos evaluados en cada volcán, y el parámetro de máxima reducción. Este último se alcanza a la mitad de cada ciclo, es decir, cada 500 años. Para efectos de este trabajo, se

definieron los porcentajes de reducción como una búsqueda para definir el efecto final en los eventos descompresivos. Es así como se definen una reducción máxima de 5%, 20% y 50%, denominados M2a, M2b y M2c para cada modelo utilizado en la aplicación de MT19.

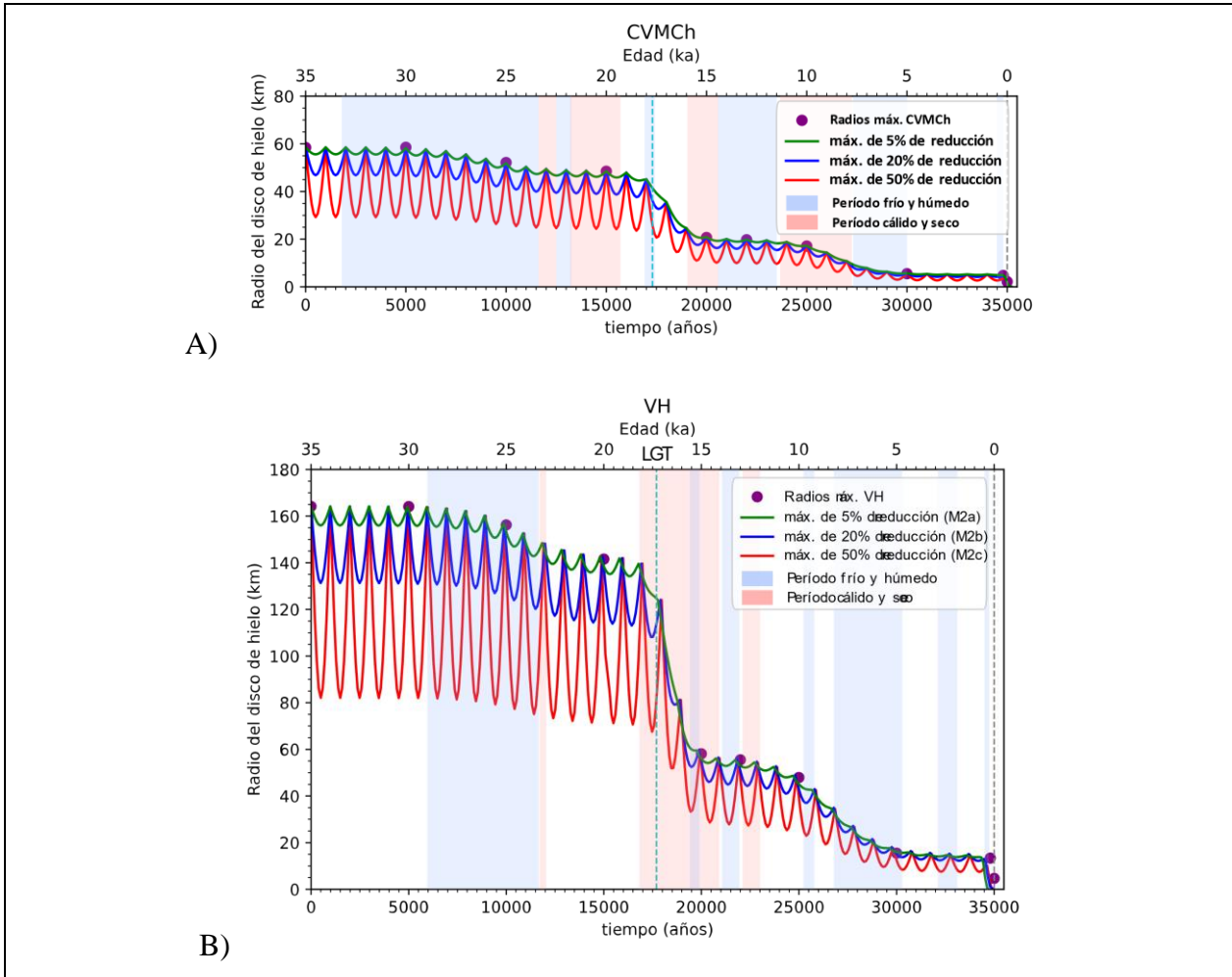


Figura 4.6: Modelo de evolución cíclica para los discos de hielo definidos según el área que abarcan volcanes de estudio. Los ciclos de retroceso/avance fueron definidos cada 1000 años y con una reducción máxima de 5% (M2a, verde), 20% (M2b, azul) y 50% (M2c, rojo), dicha reducción es alcanzada a la mitad del ciclo, es decir, cada 500 años después de un radio máximo. a) CVMCh. b) VH.

4.2.3. Recreación de deglaciación según bibliografía (M3)

En la Figura 4.7 se puede observar el desarrollo glacial mediante la utilización de puntos referidos en trabajos anteriores realizados por Hubbard y otros (2005) y Bourgois y otros (2016). Estos autores mencionan que, a la edad de 15.500 cal años AP, las dimensiones glaciares eran similares

a las actuales para los glaciares del Campo de Hielo Patagónico Norte. Por otra parte, el trabajo de Moreno y Videla (2016) señala que, entre los 16 ka. a 14,55 ka. cal AP, las condiciones climáticas de la zona se aproximaban al clima actual.

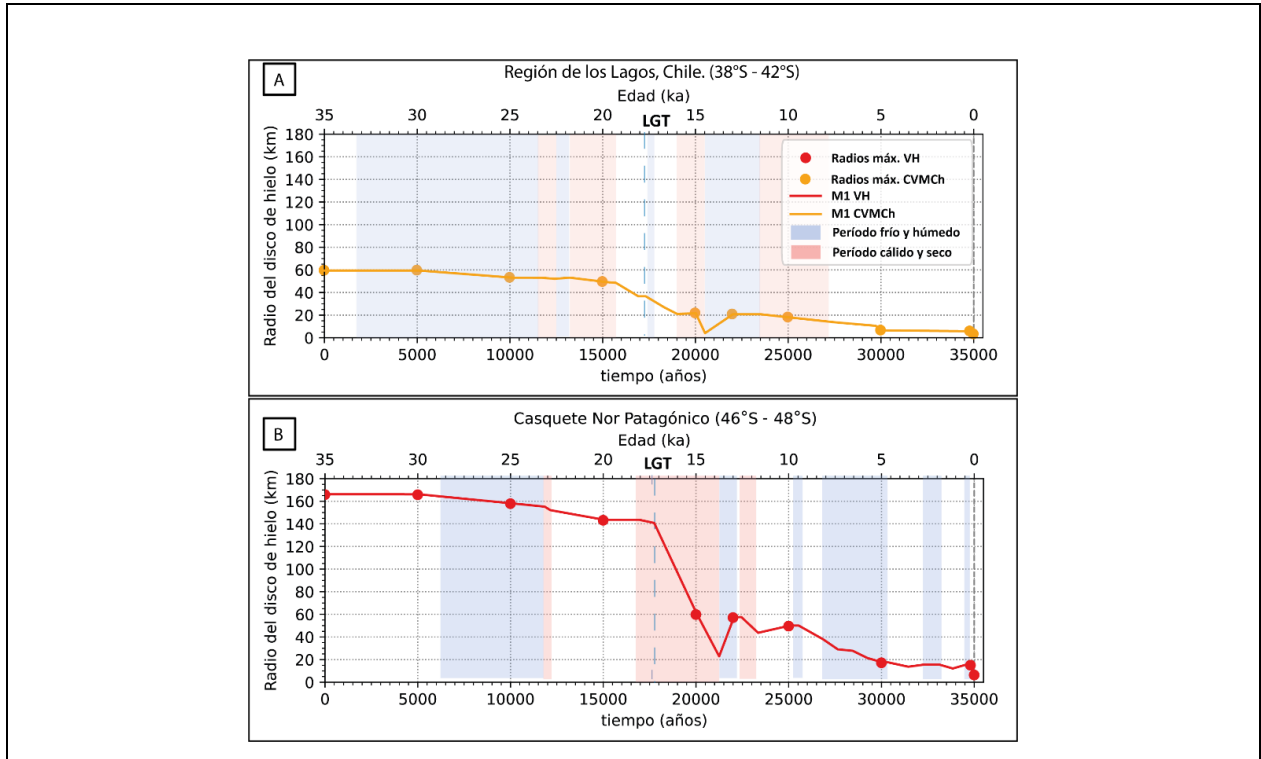


Figura 4.7: Recreación de la deglaciación en los discos de hielos definidos sobre el CVMCh y VH según interpretación de paleoclima.

Además, se ha considerado la interpretación del paleoclima (ver Figura 4.1) para ajustar algunas tasas de deglaciación y lograr una coincidencia en las edades del *LGT* en cada área de estudio. Se ha establecido que, durante los periodos fríos y húmedos, los retrocesos fueron más lentos, manteniendo siempre los puntos de referencia utilizados para calcular los radios máximos en base a Davies y otros (2020).

4.3. Modelo analítico de Mora y Tassara (2019)

En este subcapítulo, se presenta el segundo objetivo específico, que busca evaluar la despresurización producida por la pérdida masiva del volumen glacial, como resultado de la deglaciación ocurrida sobre los volcanes estudiados, sobre la corteza superior representada por un

disco elástico delgado. Los resultados expuestos se obtuvieron mediante la aplicación de los diferentes escenarios de deglaciación en el modelo desarrollado por Mora y Tassara (2019).

4.3.1. Descompresión vs profundidad en el disco elástico delgado

Al aplicar el modelo de MT19 y graficar los resultados según la despresurización definida bajo distintos escenarios de deglaciación y el alcance de ésta dentro del espesor del disco elástico delgado (ver Figura 4.8), se puede observar, de manera general, que la descompresión se produce sobre la mitad del plano neutral ($d/2 = 10$ km), mientras que bajo este plano los esfuerzos se experimentan como una compresión (valores negativos).

Cada uno de los modelos de deglaciación expuestos anteriormente (M1, M2a, M2b, M2c, M3) producen valores máximos de descompresión iguales a 86 MPa y 1.420 MPa para el disco representativo del CVMCh y VH, respectivamente.

La Figura 4.8 (M1) grafica la descompresión alcanzada en superficie y la manera en que este estrés máximo, para un tiempo, disminuye a medida que se acerca al plano neutral. En particular, si se analiza el tiempo cero para el M1-CVMCh, el gráfico muestra una línea recta de descompresión igual a cero en todo el espesor del disco. Para 35.000 años transcurridos, esta línea posee la pendiente máxima del gráfico y muestra la evolución de una descompresión de 86 MPa en la superficie del disco, hasta la nula existencia de esta en el plano neutral. Cabe destacar que ambos discos presentan un aumento continuo de la despresurización, donde a medida que pasa el tiempo, la descompresión aumenta.

Se destaca de las figuras M2a, M2b y M2c en la Figura 4.8 el aumento y disminución de los valores calculados de descompresión, tomando como ejemplo la Figura 4.8 M2c para el disco elástico delgado del VH. Aquí se observa que la línea representante a los 500 años presenta un valor de descompresión en superficie igual a 620 MPa y luego vuelve a valores cercanos a cero, esto se repite para cada ciclo y en cada variante del M2, la diferencia radica en la magnitud de estos cambios.

Finalmente, el modelo M3 se ve representado en la Figura 4.8 (M3) y refleja un evento de descompresión relativamente continuo, con pequeños eventos en los que la despresurización disminuye en superficie. También es importante destacar que dicho modelo inicia con un pequeño evento compresivo no significativo para este estudio, ya que es menor a 1 MPa.

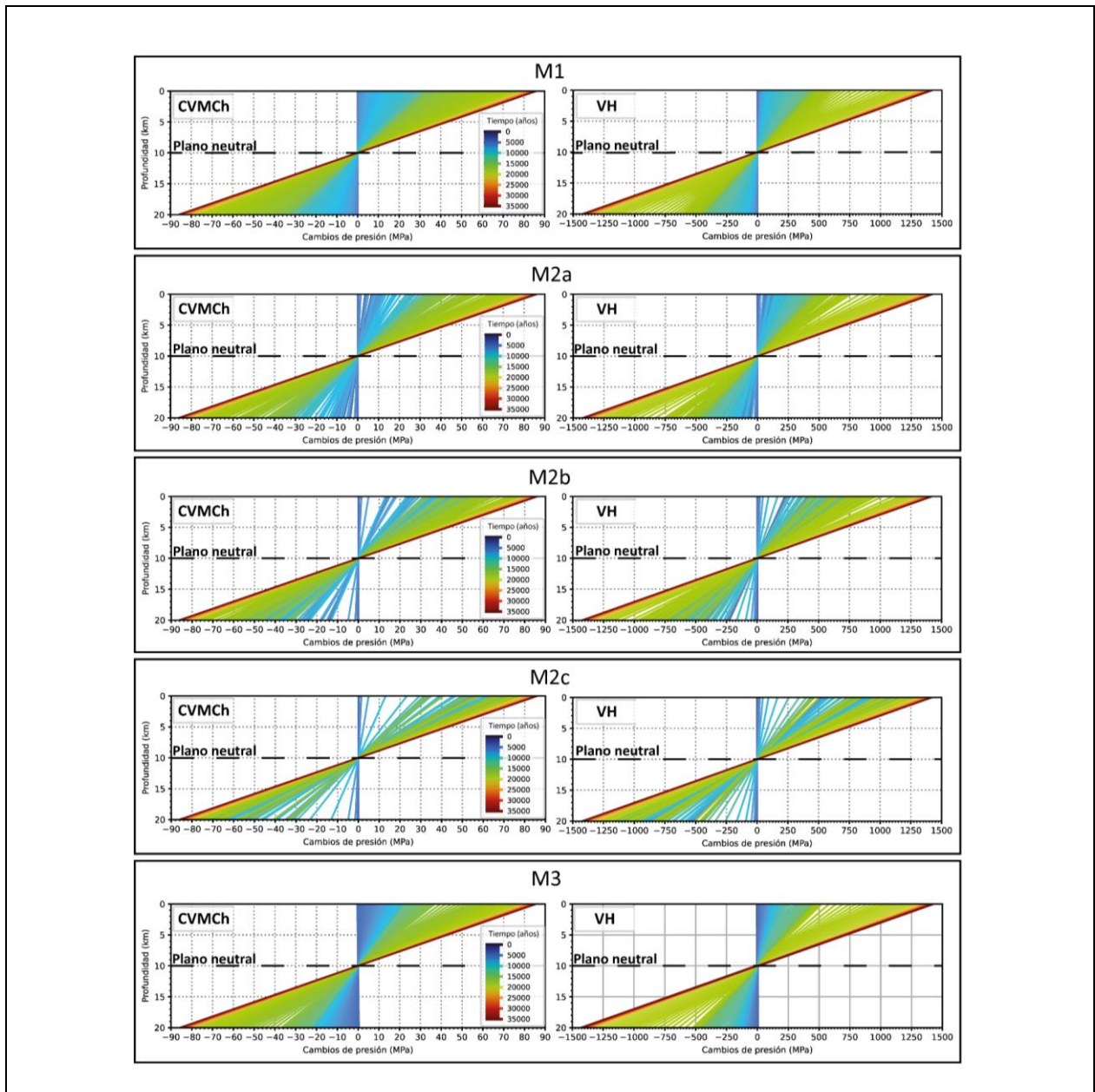


Figura 4.8: Evolución de la descompresión a diferentes profundidades del disco elástico delgado para los modelos de deglaciación propuestos definidos para los volcanes en estudio. A la izquierda se encuentran los gráficos representativos del CVMCh y a la derecha del VH.

4.3.2. Profundidad vs tiempo en el disco elástico delgado

Con el objetivo de mejorar la comprensión de la repercusión de la despresurización en el disco elástico delgado, que representa la corteza superficial en este modelo, se ha realizado un perfil que relaciona directamente la incidencia de los cambios de presión en profundidad durante la deglaciación. En la Figura 4.9 se ha agregado la relación tiempo-edad para facilitar la lectura de los resultados y realizar un análisis de su relación con las edades de las erupciones.

Al observar el perfil que relaciona directamente la incidencia de los cambios de presión en profundidad durante la deglaciación, se puede notar que para el disco que representa el CVMCh, solo las magnitudes de descompresión menores a 10 MPa tienen repercusión a profundidades cercanas a los diez kilómetros. En el caso del VH, esto ocurre para los valores inferiores a 80 MPa.

Con respecto al M1 y M3, es importante destacar que en el caso del CVMCh, durante el lapso de despresurización (~17.300 años), las descompresiones mayores a 50 MPa no superan los 5 km de profundidad, mientras que en el caso del VH, esto se cumple para las despresurizaciones mayores de 800 MPa.

Finalmente, al analizar el modelo M2, ya sea el “a”, “b” o “c”, se destaca la presencia de ciclos con efecto de bombeo, es decir, sucesiones de eventos de descompresión mayores y menores. El dato más relevante que aportan estos tipos de modelos es que a medida que el volumen total del disco disminuye, también lo hace el efecto de bombeo hasta anularlo.

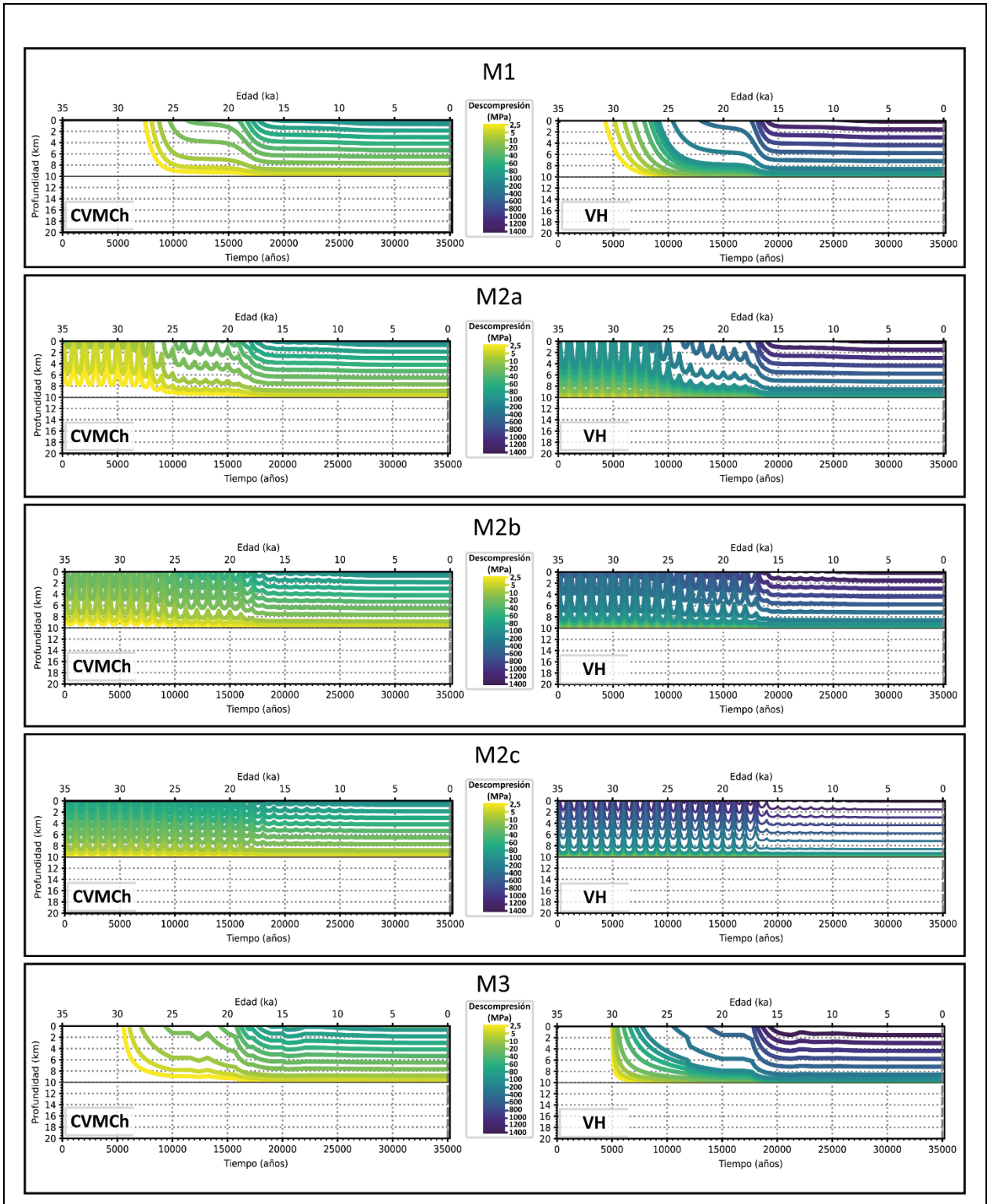


Figura 4.9: Evolución de la incidencia en profundidad de descompresión producida por la deglaciación del disco de hielo sobre los volcanes de estudio. A la izquierda se encuentra los gráficos representativos del CVMCh y a la derecha del VH.

5. DISCUSIÓN Y ANÁLISIS

La aplicación del modelo analítico de MT19 permite relacionar la descompresión de la corteza superior y la retirada de grandes volúmenes de hielo depositados sobre volcanes. Este modelo considera los cambios en la extensión (R) y el espesor (h) de un disco de hielo, así como también el espesor de la corteza superior (d) en función de la ubicación geográfica del volcán en estudio. Además, se tienen en cuenta otros parámetros independientes de la ubicación (i.e., coeficiente de Poisson, aceleración de gravedad, densidad del hielo y profundidad de la cámara magmática). Es importante destacar que en este trabajo se considera un $d = 20$ km para ambos volcanes en estudio (Tassara y otros, 2007), por lo tanto, los resultados de este modelo están directamente relacionados con la narrativa de la historia glacial.

5.1 Implicaciones de los modelos de deglaciación

Las reconstrucciones por datos o modelación numérica para Patagonia son escasas y a gran escala (e.g., Davies y otros; Hulton y otros, 2002). En particular, Hulton y otros (2002) modelan una deglaciación de comportamiento continuo y exponencialmente decreciente desde la *LTG* (~18.000 cal años AP), mediante el uso de un modelo numérico para Sudamérica. Por otro lado, Davies y otros (2020) fundamentan su reconstrucción en sectores, dividiendo el comportamiento glacial y logrando más detalle en cuanto al comportamiento de los hielos sobre el Sur de Chile y Argentina desde los 35.000 cal años AP, abarcando así periodos más fríos durante el Pleistoceno tardío, periodo en el que se data el *LGM* (~26.000 – ~23.500 cal años AP, según Glasser y otros, 2008 y Bourgois y otros, 2016).

Los tres modelos obtenidos en este trabajo (M1, M2, M3) tienen como objetivo reconstruir la historia glacial, considerando una escala de reconstrucción menor en comparación con las reconstrucciones anteriormente realizadas y diferentes modos de retroceso.

El primer modelo, M1, corresponde a un ajuste de curva según las isócronas de Davies y otros (2020), y se considera la deglaciación continua, disminuyendo a medida que pasa el tiempo. En contraste, el modelo M2, en cualquiera de sus variantes (e.g., M2a, M2b y M2c), representa una

evolución con un comportamiento cíclico de los avances/retrocesos glaciares. Cabe destacar que las oscilaciones glaciares en el tiempo son ampliamente aceptadas (e.g., Darvill y otros, 2016; Leclerq y Oerleman, 2021; Leger y otros, 2021; Strelin y otros, 2014; Raynhouta y otros, 2022). Finalmente, el modelo M3 es una interpolación lineal basada en la bibliografía existente hasta la fecha y a menor escala que la presentada en Davies y otros (2020). Este modelo muestra un escenario intermedio entre M1 y M2, con periodos continuos y ciclos relacionados con fenómenos climáticos puntuales que modelan asimétricamente la deglaciación en Patagonia.

En el caso de M1, los hielos sobre el CVMCh y VH, presentan un comportamiento bastante similar a lo establecido en el modelo numérico de Hulton y otros (2002) a partir del *LGT*, 17.700 y 17.300 cal años AP (i.e., de comportamiento continuo y exponencialmente decreciente), al menos hasta los ~10.000 cal años AP. En ese momento, según M1, la zona experimentó una nueva deglaciación acelerada de menor magnitud que la anterior.

Con respecto a M2, se busca modelar tres posibles evoluciones de descarga glaciár, considerando intervalos de avance y retroceso. El propósito de este modelo es conocer el efecto de estos ciclos en la aplicación del modelo analítico de MT19.

Según Lowe y otros (2013), los cambios climáticos pueden no tener necesariamente relación con el ritmo astronómico (e.g. teoría de Milankovitch) y la incidencia de la radiación solar, sino que existen otros factores que pueden inducir una respuesta específica de expansión o retroceso glaciár. Entre estos factores se encuentran la hipsometría de cada glaciár, la dinámica interna glaciár (e.g., el deslizamiento basal y el calving) y las corrientes paleoocéánicas, especialmente los denominados *SWW* (por sus siglas en inglés, *South West Winds*) (Raynhouta y otros, 2022; Sótaro y otros, 2022; Lamy y de Pol-Holz, 2013; Porter, 2013). Además, Porter (2013) menciona que las fases de enfriamiento tienden a durar cerca de 1000 años con intervalos de retrocesos rápidos. A estos periodos de enfriamiento climático, caracterizados por el crecimiento o el renacer de glaciares, seguidos de contracciones durante intervalos hipotérmicos (i.e., climas levemente cálidos), se les denomina “Neoglaciaciones” (Mercer, 1965; Porter y Denton, 1967; Strelin y otros, 2011; Strelin y otros, 2014). Es importante destacar que los periodos de enfriamiento se estudian de forma más precisa con métodos estratigráficos, los cuales presentan material biológico entre capas de

depósitos glaciares (Calkin y otros, 2001). No obstante, la escasez de este tipo de investigaciones en las zonas de estudio hace difícil establecer un patrón cíclico a modelar. Davies y otros (2020) consideran varios de los factores anteriormente mencionados en su reconstrucción, sin embargo, debido al grado de confiabilidad de los datos, el intervalo espaciotemporal utilizado es demasiado amplio (i.e., isócronas de 5.000 años) para detallar dichas oscilaciones.

Finalmente, M3 integra dataciones glaciares cercanas a cada centro eruptivo, modelos locales (Hubbard y otros, 2005) y estudios paleoclimáticos con interpretaciones que complementan el registro para el cálculo del radio glacial del disco (Moreno y Videla, 2016). Por lo anterior, se considera que es la historia glacial más probable para la retirada de masas de hielo sobre los volcanes de estudio.

Cada modelo se acompaña con una interpretación del paleoclima de la zona, en la Región de los Lagos de Chile. En este trabajo se definen periodos fríos, de posible avance, a los 33.600-33.200, 31.000-30.800, 27.400-26.900 y 26.000-25.300 años cal AP, así como el último máximo glacial, que se define en una edad de 23.500 años cal AP según Glasser y otros (2008). Posterior a esta edad, se registraron ciertos periodos donde existieron climas fríos y húmedos, como el que experimentó la Región de los Lagos de Chile antes de la última terminación glacial a los 17.700 años cal AP (Davies y otros, 2020). En cuanto al ACR, en la zona llamada *Huelmo-Mascardi Cold Reverse* (Hajdas y otros, 2003), las temperaturas descendieron considerablemente y el clima se volvió más húmedo. Se calcula una duración de 3.000 años para este evento con un inicio a los 14.500 años cal AP, donde las condiciones climáticas registradas son un posible desencadenante de un avance o un estancamiento en la deglaciación. Durante el Holoceno se registraron dos periodos fríos y húmedos, según Moreno y Videla (2016) y Davies y otros, (2020): el primero entre los 7.600 y los 5.300 años cal AP y otro entre los 500 y los 200 años cal AP, donde se tiene registro de una pequeña era de hielo (*LIA*, por sus siglas en inglés, *Little Ice Age*).

Para las condiciones climáticas del Campo de Hielo Patagónico Norte se destacan los periodos considerados fríos y húmedos de edades 28.800-23.300 años cal AP, en los que se alcanzó el último máximo glacial. En esta zona, se sugiere que el clima fue influenciado por el retroceso frío antártico (ACR) desde los 13.880 hasta los 12.900 años cal AP. Además, se sugieren pequeños eventos

climáticos de baja temperatura a los 8.200 años cal AP, denominados actividad neoglacial, siendo el más significativo el *LIA* (500 y los 200 años cal AP).

5.2. Análisis del rol de la deglaciación sobre volcanes de estudio

MT19 define algunas características para determinar si una actividad volcánica postglacial tiene relación con la deglaciación, entre ellas destaca: (1) erupciones de gran tamaño, $> 10\text{km}^3$, y (2) depósitos de ignimbritas máficas.

Para una correcta interpretación hay que conocer la ubicación a profundidad de la cámara magmática. No obstante, no existen datos concretos que permitan establecer la profundidad del reservorio magmático para el CVMCh y el VH. Según los estudios petrográficos de productos eruptivos pasados y recientes, las profundidades de la cámara magmática de cada volcán varían ampliamente. En Kratzmann y otros (2009) y Delgado y otros (2014) estiman un rango de profundidad para el volcán Hudson en 2-14 km. En Mora y Tassara (2019), proponen que para un $d = 20$ km, $P = 30$ MPa, grandes dimensiones de la capa de hielo inicial y su muy corto tiempo de retraso entre el inicio de la deglaciación y la erupción, el reservorio magmático podría estar en cualquier lugar entre 0 y 9.5 km de profundidad.

A continuación, se realiza el análisis de los datos obtenidos de la aplicación del modelo MT19, según las reconstrucciones modeladas en este trabajo para cada uno de los discos de hielo sobre los diferentes edificios volcánicos y su correlación con algunas de las erupciones postglaciales más grandes. Es importante destacar que Mora y Tassara (2019) basa sus datos sobre la deglaciación en el modelo numérico de Hulton y otros (2002) y, por lo tanto, estudia el comportamiento de la última glaciación desde los 18.000 cal años AP, a diferencia del presente trabajo que realiza reconstrucciones desde los 35.000 cal años AP.

5.2.1 Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh)

En primer lugar, y en contraste con las características anteriormente mencionadas que deben cumplirse para que una erupción sea asociada a los efectos descompresivos según Mora y Tassara

(2019), este trabajo relaciona la descompresión producto de la deglaciación con erupciones de $VEI \geq 5$, destacando los cambios significativos en la composición la actividad eruptiva, pasando de depósitos más diferenciados a materiales piroclásticos de composición máfica. Esta asociación se debe a que, para el CVMCh, no ha ocurrido una erupción con un volumen superior a 5 km^3 . Sin embargo, se ha demostrado que la actividad eruptiva del CVMCh ha experimentado variaciones en el flujo eruptivo, tamaño y composición siguiendo la deglaciación de las masas de hielo que se le superponen (e.g., Rawson y otros, 2016; Watt y otros, 2013).

De manera general, se observa que la acumulación de descompresión desde los 35 ka. hasta el presente para el CMVCh ($\sim 60 \text{ MPa}$) supera la resistencia a la tracción de las rocas circundantes a una cámara magmática poco profunda, lo que aumenta la posibilidad de que se produzca una falla en la zona. La resistencia a la tracción de las rocas ($5\text{-}20 \text{ MPa}$), según Pinel y Jaupart (2003) en Mora y Tassara (2019).

Con base en lo anteriormente mencionado, en la Figura 5.1 se grafican dos ejes verticales, el eje a la izquierda corresponde a la mitad superior del disco elástico delgado definido por el modelo de MT19, mientras que el eje derecho establece un parámetro visual para el VEI de cada erupción en el tiempo.

Debido a la falta de datos sísmicos y estudios geofísicos en la zona, no es posible determinar con precisión la profundidad de la cámara magmática. Para proporcionar algunas restricciones sobre el posible rango de profundidad en el que se encuentra el reservorio magmático debajo de estos volcanes, se sugiere utilizar una descompresión igual a 30 MPa , como se utilizó en MT19.

Como se puede observar en la Figura 5.1., hasta el momento solo hay registradas cuatro erupciones con $EIV \geq 5$: Neltume (MC4), Pirehueico (MC5), Huilo (MC9) y Enco (MC15), las cuales presentan composiciones riolítica, riolítica-dacítica, dacítica y andesítica, respectivamente. Este comportamiento no es intuitivo, ya que los reservorios magmáticos suelen evolucionar desde magmas más básicos (como los de composición basáltica y andesítica) hacia magmas con un mayor porcentaje de SiO_2 , como es el caso de las composiciones riolítica y dacítica.

Se alcanza una descompresión de 30 MPa a ~3km de profundidad en todos los modelos de deglaciación (M1, M2 y M3) antes del *LGT* (~17.700 años cal AP). En particular, la profundidad que alcanza esta descompresión en M2b y M2c es mayor llegando a 4 y 6 km respectivamente.

En el caso del modelo M1, se observa una descompresión que se mantiene entre ~1 a 2 km de profundidad en el transcurso de ~2.500 años (~23,5 – 20,5 ka AP). Durante la última terminación glaciaria se registra un aumento en la tasa de descompresión (i.e., 30 MPa) hacia zonas más profundas, alcanzando los ~6 km de profundidad a ~15.5 ka. AP. Posteriormente, ocurre la erupción MC4 (Neltume) ~3.000 años después la *LGT*. Desde entonces y hasta el presente, se observa que la despresurización se desplaza lentamente hacia abajo, alcanzando ~7 km de profundidad. Durante este periodo ocurren otras tres erupciones: MC5, MC9 y MC15, con un tiempo de retraso de 6.500, 7.500 y 14.500 años. Sin embargo, no es posible deducir qué si el factor de deglaciación se relaciona con estas erupciones ya que, no existe variaciones de gran tamaño en cuanto a la deglaciación.

El análisis detallado del M2 resulta más complejo, sin embargo, se puede observar de manera general que a medida que transcurre el tiempo, el radio del disco y el volumen de hielo que cubre los edificios volcánicos disminuyen. Esto hace que las fluctuaciones de descompresión en profundidad que se observaron previamente se vuelvan insignificantes o se anulen completamente a partir de los 20 ka. AP. Esto también se ve reflejado para M3 en la Figura 5.2.

En el modelo M3 y M1 se diferencian en cuanto al patrón que representa la descompresión de 30 MPa, ya que M3 llega a zonas profundas rápidamente, alcanzando la profundidad de ~6 km a los 20.5ka AP (i.e., 5.000 años después que M1). A los ~15 la descompresión en cuestión llega a 6.5 km en menos de 500 años, a partir de ese momento y una de sus similitudes con M1, es el lag ~2.500 años, entre la estabilización de la presión en profundidad y el inicio de la erupción MC4.

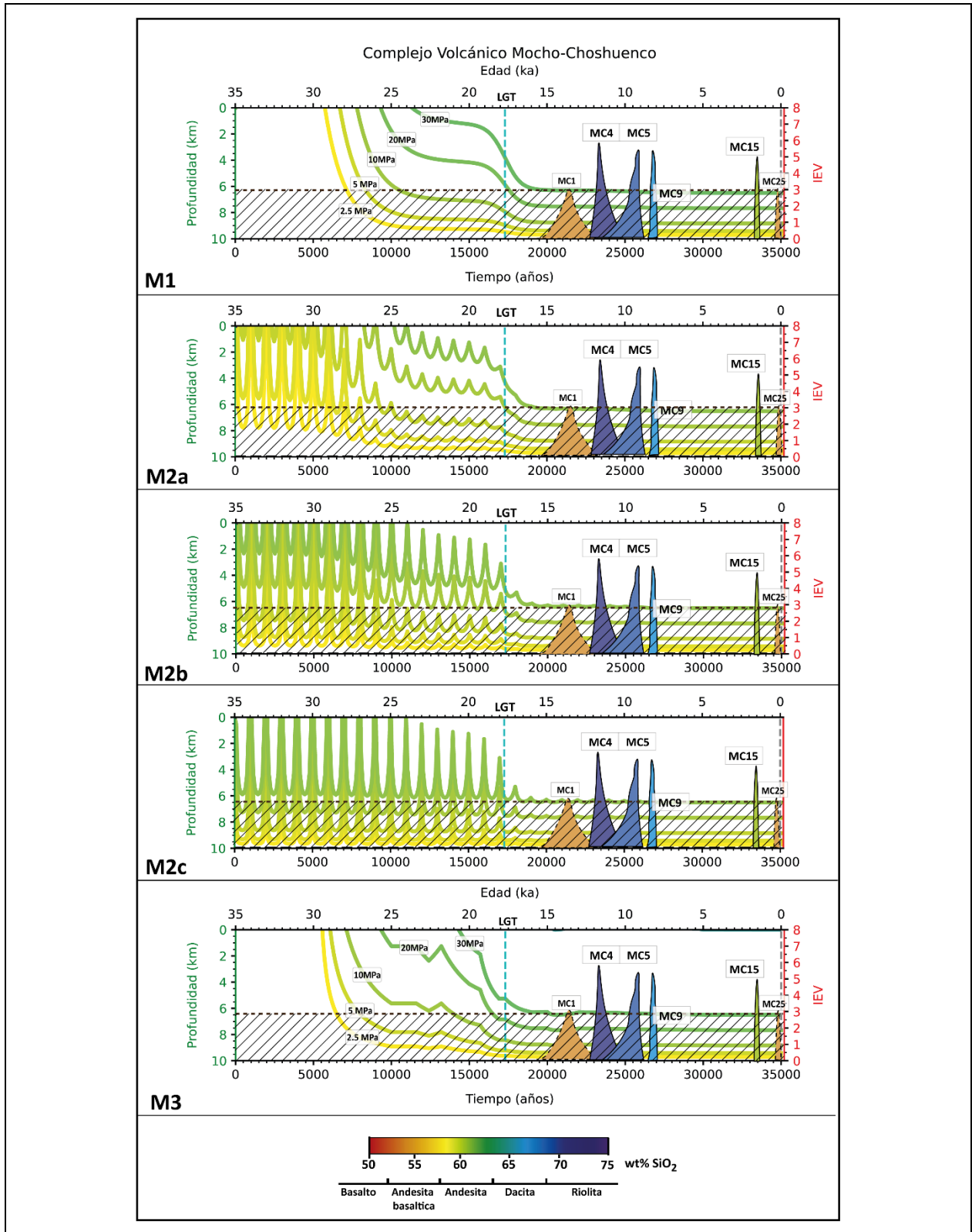


Figura 5.1: Evolución de la descompresión a profundidad y erupciones volcánicas del CVMCh. La edad de cada unidad se representa por su distribución de probabilidad determinada mediante análisis bayesianos de datos de radiocarbono (Rawson y otros, 2016).

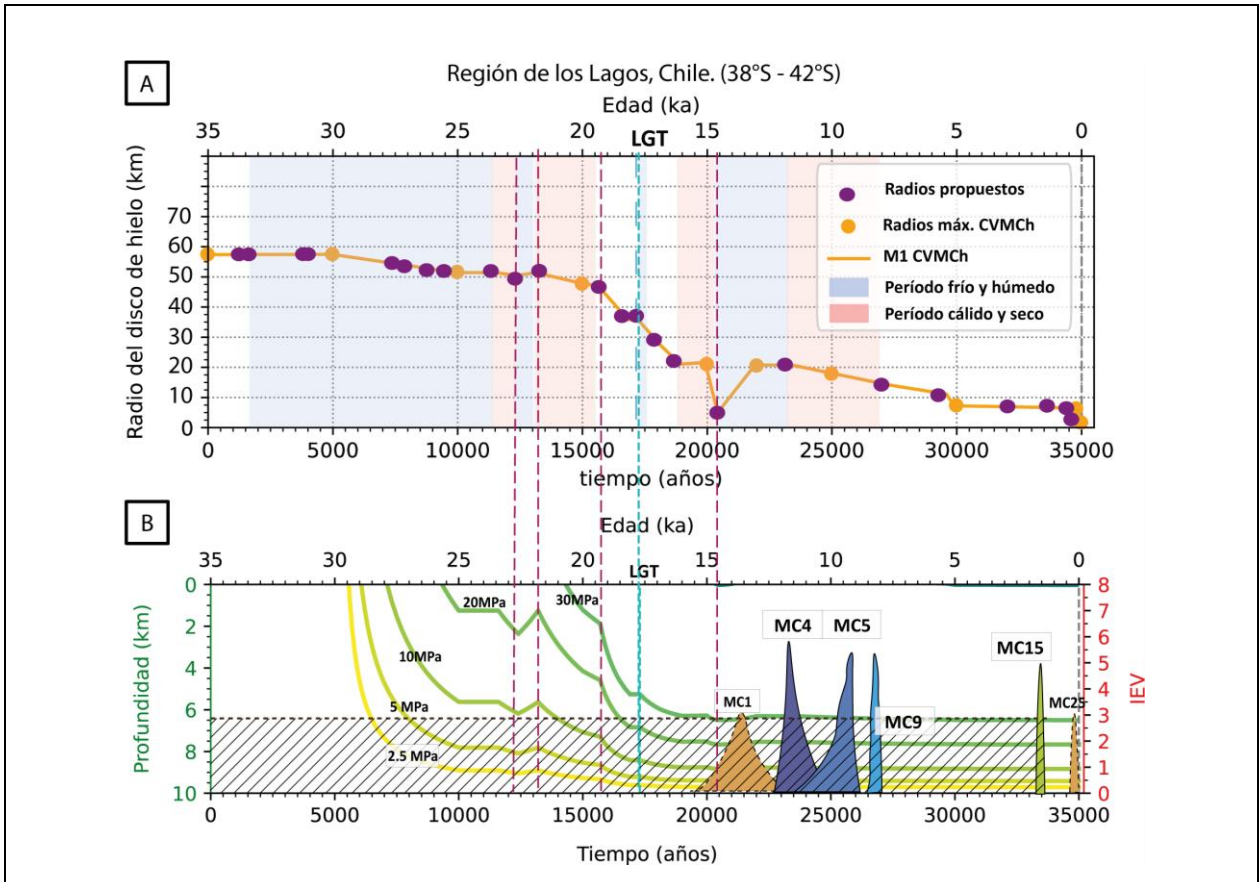


Figura 5.2: Comparación de resultados M3 y descompresión de M3 con registro de erupciones volcánicas del CVMCh. Se reduce la escala vertical del radio del disco en el gráfico A, para observar en detalle la evolución de la deglaciación y se compara con el comportamiento de valores de descompresión en B. El eje vertical a la derecha de B detalla el Índice de Explosividad Volcánica (IEV, por sus siglas en español).

5.2.2. Volcán Hudson

Al igual que en el caso anterior, se consideran en este las erupciones con $VEI \geq 5$ que experimentaron cambios significativos en su composición durante el tiempo de actividad eruptiva. Por lo consiguiente, se busca relacionar los efectos de la deglaciación con los eventos eruptivos H0, H1 y H2. Se destaca el volumen depositado estimado de las erupciones H0 y H1, ocurridas después de *LGT*, el cual es mayor a 18 km^3 (Weller y otros, 2014).

En la Figura 5.2. se muestra un gráfico de dos ejes que relaciona visualmente el VEI de cada erupción en el tiempo y la evolución de la descompresión a profundidad. Se visualizan las tres

erupciones a relacionar, las cuales se grafican según la edad calculada en un rango que tiempo, según bibliografía.

Para todos los modelos (i.e., M1, M2, M3), se observa que la descompresión de 30 MPa fue alcanzada en el primer evento de deglaciación entre ~10.000 a 12.000 años antes del *LGT* (27 ka AP. para M1, 28ka. AP en M2a y 29 ka AP el resto).

Analizando de forma general el resultado de los modelos, en la Figura 5.3 la línea que representa la despresurización de 30 MPa, muestra que este valor alcanzó rápidamente la profundidad entre 8 a 9 km.

Los resultados de M2, si bien difieren en magnitud con los obtenidos para el CVMCh, sugieren la misma conclusión, las fluctuaciones glaciares después del 15 ka. AP no muestran un efecto relevante en la descompresión de la corteza superior, según lo calculado con el modelo MT19.

En cuanto a M1 y M3, se evidencia una descompresión (30MPa) que, durante el último máximo glacial (17,3 ka AP), alcanzar una profundidad de ~9 km. Para M1, el alcance de la descompresión a dicha profundidad y el primer evento eruptivo (H0) presenta un tiempo de desfase de 6.500 años. Sin embargo, la Figura 5.3. también muestra el efecto del rápido deshielo durante el *LGT*, cuya respuesta se observa en el aumento de profundidad, de 500 metros, para la descompresión establecida anteriormente. Si se considera este efecto, y un rango para edad H0 de 18.500 a 17.300 años AP, siendo la edad mínima definida por Weller y otros (2014) y la máxima por Weller y otros (2018). Entonces esta erupción no se correlaciona con la descompresión, sino al contrario que la erupción puede haber tenido un papel importante en la deglaciación.

Finalmente, continuando con el análisis de M1 y M3, no se observa relación entre las erupciones posteriores a H0 (i.e., H1 y H2), ya que, como se muestra en la figura anteriormente mencionada, según la evaluación del modelo, no existe ningún cambio significativo en la descompresión y por lo tanto, no se puede establecer relaciones con la deglaciación.

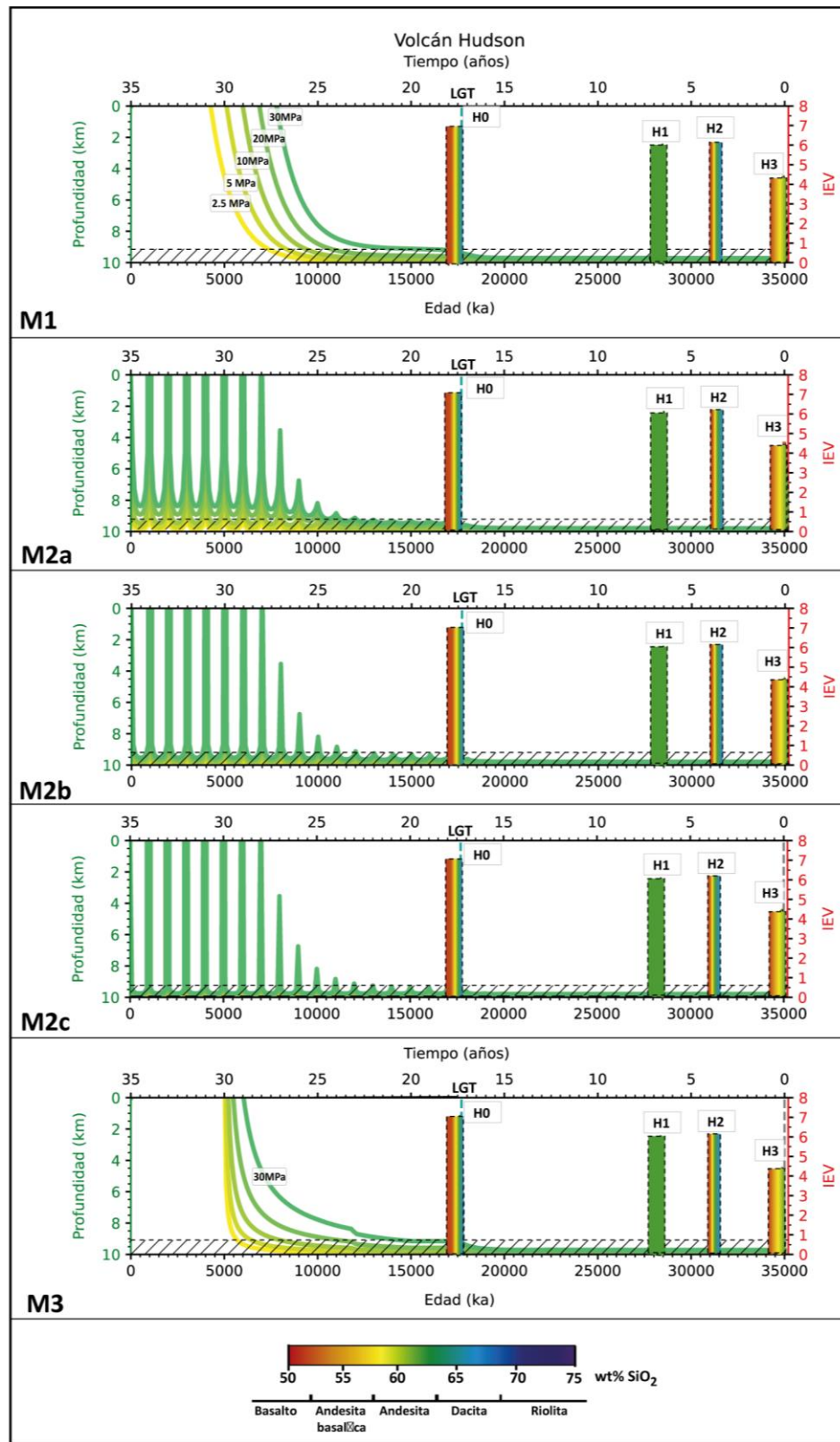


Figura 5.3: Evolución de la descompresión a profundidad y erupciones volcánicas del VH.

5.3 Discusión general

En futuras investigaciones relacionadas con la actividad eruptiva de los volcanes de la ZVS y su conexión con la retirada de grandes masas glaciales durante la *LGT* y el clima, existen varios aspectos importantes a considerar. En primer lugar, y siendo el más evidente, se destaca la diferencia climática latitudinal entre ambos volcanes y el mayor volumen de hielo sobre el VH, lo que resultó en las mayores descompresiones registradas por los modelos, definidas por los parámetros R_0 y h_0 . El presente trabajo comprueba la importancia de una reconstrucción glacial más detallada, especialmente antes de los ~ 10 ka. (según M2c), ya que el gran volumen de hielo derretido antes y durante el *LGT* hace que las descompresiones evaluadas posterior a este momento sean insignificantes, al menos para el MT19, debido a que considera la acumulación de descompresión.

La falta de datos sobre las cámaras magmáticas hace que sea difícil hacer estimaciones más concretas sobre el efecto de la descompresión en áreas cercanas a ellas. En cuanto a la falta de información sobre erupciones durante la glaciación, existen dos posibles respuestas: una es que estas no ocurrieron, algunos autores consideran la ausencia de información como un efecto de la glaciación sobre las cámaras, afirmando que estas inhiben la actividad volcánica, sin embargo, también se considera que esto, al menos para ZVS, pudiera deberse a la falta de datos debido a la dificultad de acceso. Otra razón podría ser que las erupciones fueran de tipo subglaciales, lo que dificulta la deposición y favorece la erosión.

Al igual que en MT19, se enfatiza la necesidad de modelos numéricos más sofisticados y se resalta la escasa de información petrológica y geofísica en la zona, esto limita el conocimiento de la corteza superior, el conocimiento de las cámaras magmáticas y sus procesos como el GIA (ajuste isostático glacial, en inglés).

6. CONCLUSIONES

Al realizar una investigación la historia glacial de *PIS* y los esfuerzos descompresivos y compresivos ejercido sobre la corteza superficial, que esta historia implica mediante el modelo analítico propuesto por MT19. Se concluye que es importante, al menos para los tiempos anteriores a 10 años AP, continuar investigando y analizando para establecer de manera precisa la relación entre la deglaciación del casquete glacial patagónico y la actividad volcánica post-glacial en la Zona Volcánica Sur-Sur de los Andes.

Aunque se han realizado avances en el conocimiento de esta posible relación, aún se necesitan más datos y estudios detallados para poder confirmar la influencia de la deglaciación en la actividad volcánica de la zona. Además de complementar los modelos que evalúan los efectos en profundidad de la retirada glacial. Es importante tener en cuenta que otros factores como la tectónica de placas y la composición del magma también pueden estar influyendo en esta actividad, por lo que es necesario considerar todos estos aspectos para poder entender de manera completa el comportamiento volcánico de la zona.

Al comparar los modelos de deglaciación y aplicar el modelo de descompresión sobre corteza superior (MT19), no se encuentra evidencia explícita de una relación entre las erupciones volcánicas y la deglaciación para el *PIS*. Por lo tanto, aparentemente, los cambios de volumen glacial posteriores al *LGT* no constituyen una descompresión relevante para estos fenómenos. No obstante, se destaca la posibilidad de que los valores de descompresión estimados (es decir, más de 80 MPa de descompresión desde los 35.000 años cal AP hasta el presente) sean lo suficientemente altos como para que se induzca la propagación de diques desde un reservorio profundo de magma máfico caliente hasta la cámara somera de donde se extrajo el magma pre-eruptivo. Esta posibilidad es importante a considerar debido a las características composicionales que se observa en las erupciones de los edificios volcánicos estudiados.

7. REFERENCIAS

- AGURTO-DETZEL, H.; RIETBROCK, A.; BATAILLE, K.; MILLER, M.; IWAMORI, H. Y PRIESTLEY, K. 2014. Seismicity distribution in the vicinity of the Chile Triple Junction, Aysén Region, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. N°51: 1-11.
- ALBINO, F.; PINEL, V. Y SIGMUNDSSON, F. 2010. Influence of surface load variations on eruption likelihood: application to two Icelandic subglacial volcanoes, Grímsvötn and Katla. *Geophysical Journal International*. N°181: 1510-1524
- AMIGO, A.; SILVA, C.; OROZCO, G.; BERTIN, D. Y LARA, L. 2012. La crisis eruptiva del volcán Hudson durante octubre-noviembre 2011. Congreso Geológico Chileno N°13. Actas 4: 51- 53. Antofagasta.
- BEER, J., MENDE, W. AND STELLMACHER, R. 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 403–15.
- BENN, D. I., & EVANS, D. J. 2014. *Glaciers & glaciation*. Routledge.
- BERTIN, L. 2014. Granulometría, morfología, geoquímica y geocronología de los productos Holocenos del volcán Hudson, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 278 pp., Concepción
- BOURGOIS, J., CISTERNAS, M. E., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D., & FRUTOS, J. (2016). Geomorphic records along the general Carrera (Chile)–Buenos Aires (Argentina) glacial lake (46–48 S), climate inferences, and glacial rebound for the past 7–9 ka. *The Journal of Geology*, 124(1), 27-53.
- BRYMAN, A. (2006). Integrating quantitative and qualitative research: how is it done?. *Qualitative research*, 6(1), 97-113.
- CEMBRANO, J.; HERVÉ, F. Y LAVENU, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. N°259, (1-3): 55-66.
- DAVIES, B. J., & GLASSER, N. F. 2012. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~ AD 1870) to 2011. *Journal of Glaciology*, 58(212), 1063-1084.
- DAVIES, BETHAN J AND DARVILL, CHRISTOPHER M AND LOVELL, HAROLD AND BENDLE, JACOB M AND DOWDESWELL, JULIAN A AND FABEL, DEREK AND GARCÍA, JUAN-LUIS AND GEIGER, ALESSA AND GLASSER, NEIL F AND GHEORGHIU, DELIA M AND OTHERS. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, 204, 103152.

- DI BIASE, F. 1976. Geología del grupo volcánico Mocho-Choshuenco, provincia de Valdivia, Chile. Congreso Geológico Chileno N°1. F1-F17. Santiago.
- DOUGLASS, D. C., SINGER, B. S., KAPLAN, M. R., ACKERT, R. P., MICKELSON, D. M., & CAFFEE, M. W. 2005. Evidence of early Holocene glacial advances in southern South America from cosmogenic surface-exposure dating. *Geology*, 33(3), 237-240.
- DOWDESWELL, J. A., & VÁSQUEZ, M. 2013. Submarine landforms in the fjords of southern Chile: implications for glacial processes and sedimentation in a mild glacier-influenced environment. *Quaternary Science Reviews*, 64, 1-19.
- ECHEGARAY, J. 2004. Evolución geológica y geoquímica del Centro Volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur. Master Thesis, Universidad de Chile, Chile
- ECHEGARAY, J, MORENO, H., AND LOPEZ-ESCOBAR, L. 1994. El Deposito de Pomez Pliniana del Grupo Volcanico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur (40°S), Chile. Congreso Geologico Chileno 1:269-272.
- FLORINDO, F., SIEGERT, M., DE SANTIS, L., & NAISH, T. R. 2022. Antarctic Climate Evolution—second edition. In *Antarctic Climate Evolution* (pp. 1-7). Elsevier.
- GLASSER, N.; HARRISON, S.; WINCHESTER, V. Y ANIYA, M. 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and planetary change*. N°43, (1-2): 79-101.
- GLASSER, N. F., JANSSON, K. N., HARRISON, S., & KLEMAN, J. 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38 S and 56 S. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4), 365-390.
- GLAZNER, A. F., MANLEY, C. R., MARRON, J. S., & ROJSTACZER, S. (1999). Fire or ice: Anticorrelation of volcanism and glaciation in California over the past 800,000 years. *Geophysical Research Letters*. Vol. 26, (12): 1759-1762.
- GOUGH, D. O. 1981. Solar interior structure and luminosity variations. *Solar Physics* 74, 21–34
- Gudmundsson, A., 1999. Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway, *Tectonophysics*, 370(3-4), 407– 419.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2000). *Geomorfología Climática*. Ediciones Omega, Barcelona, 642 pp
- GUTIÉRREZ, F.; GIONCADA, A.; FERRAN, O.G.; LAHSEN, A. Y MAZZUOLI, R. 2005. The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): an example of volcanism associated with ridge–trench collision environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. N°145, (3-4): 207-233.
- HAJDAS, I., BONANI, G., MORENO, P. I., & ARIZTEGUI, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research*, 59(1), 70-78.

- HUBBARD, A., HEIN, A. S., KAPLAN, M. R., HULTON, N. R., & GLASSER, N. 2005. A modelling reconstruction of the last glacial maximum ice sheet and its deglaciation in the vicinity of the Northern Patagonian Icefield, South America. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(2), 375-391.
- HUGHES, P. D., GIBBARD, P. L., & EHLERS, J. 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum'(LGM). *Earth-Science Reviews*. Vol. 125: 171-198.
- HULTON, N. R., PURVES, R. S., MCCULLOCH, R. D., SUGDEN, D. E., AND BENTLEY, M. J. 2002. The last glacial maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 233-241.
- HUYBERS, P. & LANGMUIR, C., 2009. Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂, *Earth planet. Sci. Lett.*, 286, 479–491.
- JELLINEK, A. M., MANGA, M., & SAAR, M. O. 2004. Did melting glaciers cause volcanic eruptions in eastern California? Probing the mechanics of dike formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B9).
- JULL, M., & MCKENZIE, D. 1996. Effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 101(B10): 21815–21828.
- Kay, S. M., & Kay, R. W. 1993. Delimitation of the Northern and Southern Volcanic Zones of the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105(2), 121-134.
- KRATZMANN, D.; CAREY, S.; SCASSO, R. Y NARANJO, J. 2009. Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*. N°71: 419-439.
- KIRKBRIDE, M. P., & WINKLER, S. 2012. Correlation of Late Quaternary moraines: impact of climate variability, glacier response, and chronological resolution. *Quaternary Science Reviews*, 46, 1-29.
- MORENO, H. y LARA, L. 2007. Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°107: 27 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- LAVENU, A. y CEMBRANO, J. 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in the fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*. Vol. 21: 1669-1691.
- MACLENNAN, J.; JULL, M.; MCKENZIE, D.; SLATER, L. Y GRÖNVOLD, K. 2002. The link between volcanism and deglaciation in Iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. N°3, (11): 1-25.

- MORA, D., & TASSARA, A. 2019. Upper crustal decompression due to deglaciation-induced flexural unbending and its role on postglacial volcanism at the Southern Andes. *Geophysical Journal International*. Vol. 216: 1549-1559.
- MORENO, P. I. 2004. Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15 000 yr. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 19(1), 35-47.
- MORENO, H. y LARA, L. 2007. Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica N°107: 27 pp. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- MORENO, P. I., & VIDELA, J. (2016). Centennial and millennial-scale hydroclimate changes in northwestern Patagonia since 16,000 yr BP. *Quaternary Science Reviews*, 149, 326-337
- NARANJO, J. Y STERN, C. 1998. Holocene explosive activity of Hudson volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*. N°59: 291-306.
- NOWELL, D.A., JONES, M.C., AND PYLE, D.M. 2006, Episodic Quaternary volcanism in France and Germany: *Journal of Quaternary Science*, v. 21, p. 645–675.
- ORIHASHI, Y.; NARANJO, J.; MOTOKI, A.; SUMINO, H.; HIRATA, D.; ANMA, R. Y NAGAO, K. 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages. *Revista Geológica de Chile*. N°31, (2): 207-224.
- PAGLI, CAROLINA; SIGMUNDSSON, FREYSTEINN. 2008. Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophysical Research Letters*, vol. 35, no 9.
- PELTIER, C., KAPLAN, M. R., BIRKEL, S. D., SOTERES, R. L., SAGREDO, E. A., ARAVENA, J. C., ARAOS, J., MORENO, P. I., SCHWARTZ, R., & SCHAEFER, J. M. 2021. The large MIS 4 and long MIS 2 glacier maxima on the southern tip of South America. *Quaternary Science Reviews*, 262, 106858.
- PEÑA, C., CABELLO, C., & TASSARA, A. 2021. Dynamic and kinematic characterization of the basement structures of the Mocho-Choshuenco Volcanic Complex, Southern Andes, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103435.
- PERALES, C. 2022. Condiciones desencadenantes de la erupción traquidacítica H2 (3,9 ka cal ap) del volcán Hudson, región de Aysén, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 198 pp., Concepción.
- PÉREZ-FLORES, P.; CEMBRANO, J.; SÁNCHEZ-ALFARO, P.; VELOSO, E.; ARANCIBIA, G. y ROQUER, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*. Vol. 680: 192-210.

PINEL, V. & JAUPART, C., 2003. Magma chamber behaviour beneath a volcanic edifice, *J. geophys. Res.*, 108(B2), 2072–2086.

RABASSA, J., CORONATO, A. M., & SALEMME, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20(1-2), 81-103.

RAUP, B., & KHALSA, S. J. S. 2010. GLIMS analysis tutorial. Boulder, CO: National Snow.

RAWSON, H.; PYLE, D. M.; MATHER, T. A.; SMITH, V.C.; FONTIJN, K.; LACHOWYCZ, S.M. Y NARANJO, J. 2016. The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile. *Geology*. N°44, (4): 251-254.

RAWSON, H.; NARANJO, J. A.; SMITH, V.C.; FONTIJN, K.; PYLE, D. M.; MATHER, T. A. y MORENO, H. 2015. The frequency and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 299: 103-129.

RIVERA, A., BOWN, F., NAPOLEONI, F., MUÑOZ, C. & VUILLE, M. 2017. Manual Balance de Masa Glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.

RODRÍGUEZ, C.; PÉREZ, Y.; MORENO, H.; CLAYTON, J.; ANTINAO, J. L.; DUHART, P. y MARTIN, M. 1999. Área de Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°10. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

ROPER, L. D. 2000. Using Sigmoid and Double-Sigmoid Functions for Earth-States Transitions. Personal copy not assigned to a journal, available online: <http://www.roperld.com/Science/DoubleSigmoid.pdf>.

SCHEITER, M., SCHAEFER, M., FLÁNDEZ, E., BOZKURT, D., & GREVE, R. 2021. The 21st-century fate of the Mocho-Choshuenco ice cap in southern Chile. *The Cryosphere*, 15(8), 3637-3654.

SIGMUNDSSON, F. 2006. Iceland geodynamics: crustal deformation and divergent plate tectonics. Springer Science & Business Media.

SIGMUNDSSON, F., PINEL, V., LUND, B., ALBINO, F., PAGLI, C., GEIRSSON, H., & STURKELL, E. 2010. Climate effects on volcanism: influence on magmatic systems of loading and unloading from ice mass variations, with examples from Iceland. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. 368, (1919): 2519 LP-2534.

SIGVALDASSON, G. E., ANNERTZ, K. & NIELSSON, M., 2002. Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjo 'll area, central Iceland, *Bull. Volcanol.*, 54, 385–3

- STERN, C. 1991. Mid-holocene tephra on Tierra del Fuego (54°S) derived from the Hudson volcano (46°S): Evidence for a large explosive eruptive. *Revista Geológica de Chile*. N°18: 139-146
- STRELIN, J. A., KAPLAN, M. R., VANDERGOES, M. J., DENTON, G. H., & SCHAEFER, J. M. 2014. Holocene glacier history of the Lago Argentino basin, southern Patagonian Icefield. *Quaternary Science Reviews*, 101, 124-145.
- LEGER, T. P., HEIN, A. S., GOLDBERG, D., SCHIMMELPFENNIG, I., VAN WYK DE VRIES, M. S., BINGHAM, R. G., & ASTER TEAM. 2021. Northeastern Patagonian glacier advances (43° S) reflect northward migration of the Southern Westerlies towards the end of the last glaciation. *Frontiers in Earth Science*, 9, 751987.
- TORMEY, D. R., HICKEY-VARGAS, R., FREY, F. A., & LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42 S); interpretations of along-arc compositional variations. *Geological Society of America special paper*, 265, 57-77.
- TURCOTTE, D. & SCHUBERT, G., 2014. *Geodynamics*, 3rd edn, Cambridge Univ. Press.
- WALCOTT, R. I. 1970. Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75(20), 3941-3954.
- WATT, S.; PYLE, D. Y MATHER, T. 2013. The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-Science Reviews*. N°122: 77-102.
- WELLER, D.; MIRANDA, C.; MORENO, P.; VILLA-MARTÍNEZ, R. Y STERN, C. 2014. The large late-glacial Ho eruption of the Hudson volcano, southern Chile. *Bulletin of Volcanology*. N°76, (6): 831.
- WELLER, D.; DE PORRAS, M.; MALDONADO, A.; MÉNDEZ, C. Y STERN, C. 2019. New age controls on the tephrochronology of the southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile. *Quaternary Research*. N°91, (1): 250-264.
- WILSON, A. M., & RUSSELL, J. K. 2020. Glacial pumping of a magma-charged lithosphere: A model for glaciovolcanic causality in magmatic arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, 548, 116500.

ANEXO

Tabla 1: Datos calculados a partir de la reconstrucción del casquete glacial patagónico.

	Edad	Superficie circular (km ²)	Radio de máxima extensión glacial (km)	Suma de superficie glacial dentro del radio de máxima extensión glacial (km ²)	Radio hipotético (km)
CVMCh	35.000	15.285,80	69,75	10.736,48	58,46
	30.000	15.346,72	69,89	10.769,85	58,55
	25.000	13.230,38	64,89	8.545,27	52,15
	20.000	11.917,48	61,59	7.384,46	48,48
	15.000	-	-	-	-
	13.000	-	-	-	-
	10.000	-	-	-	-
	5.000	-	-	-	-
	200	-	-	-	-
	0	-	-	-	-
VH	35.000	96.592,79	175,35	84.677,22	164,18
	30.000	96.702,38	175,44	84.590,83	164,09
	25.000	89.223,08	168,52	76.662,82	156,21
	20.000	88.253,52	167,61	62.940,16	141,54
	15.000	21.931,42	83,55	10.620,63	58,14
	13.000	21.994,38	83,67	9.665,57	55,47
	10.000	18.706,11	77,16	7.214,58	47,92
	5.000	5.278,18	40,99	753,49	15,49
	200	5.309,91	41,11	560,96	13,36
	0	4.451,15	37,64	433,60	11,75

Tabla 2: Porcentaje del avance/retroceso del casquete glacial con respecto al inicio del estudio (35ka).

Valores sobre 100% indican un avance del radio, valores bajo el 100% evidencian una disminución en el radio del disco de hielo. Para completar los datos se igualan los valores porcentuales del CVMCh y VH para las edades de 15 ka., 10ka., 5 ka., y 0.2ka.

	35ka.	30ka.	25ka.	20ka.	15ka.	13ka.	10ka.	5ka.	0,2ka.	0ka.
% Respecto a R(35ka) CVMCh	0	100,15	89,21	82,93	35,41	33,79	28,19	9,43	8,14	3,75
% Respecto a R(35ka) VH	0	99,94	95,14	86,21	35,41	33,79	28,19	9,43	8,14	2,87