



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis para obtener el grado académico de
Geofísica

EL FLUJO DE HIELO SOBRE EL LAGO SUBGLACIAL
VOSTOK (ANTÁRTIDA): UN ANÁLISIS DE OBSERVACIONES
GEODÉSICAS Y GEOFÍSICAS

Amilcar Juarez

Director: Dr. Andreas Richter

LA PLATA, ARGENTINA
- MARZO DE 2022 -


Ezequiel D. Antokoletz


Andreas Richter

Resumen

En esta tesis se desarrolló un método para deducir factores de escala para describir variaciones temporales de la velocidad de flujo y de la tasa de acumulación de nieve en la región del Lago Vostok, en la Antártida Oriental, con el objetivo de aportar a la reconstrucción paleo-geográfica/paleo-climática de la región. El trabajo requirió la combinación de técnicas de observación in situ geofísicas (Radar por radio eco), geodésicas (observaciones GNSS) y glaciológicas (balisas de acumulación). También implicó la elaboración de scripts para el procesamiento de los datos y su visualización.

Los resultados obtenidos revelan que durante períodos fríos (eras de hielo, glaciaciones con máximos hace 20.000, 140.000, 270.000 años); los cuales se corresponden con interfaces detectadas en el testigo de hielo 5G-1 en la estación Vostok y en los perfiles de radio eco, la tasa de acumulación se reduce en un factor promedio de 0.4 con respecto a la tasa de acumulación actual.

Por otro lado, se comprobó que durante los periodos glaciares el factor de escala para la velocidad era < 0.5 para la mayoría de las interfaces, solo 2 interfaces correspondientes a las edades de 11.400 y 90.200 años se encuentran con un valor > 1 . Por otro lado, no se pudo establecer una relación directa, entre los periodos donde la tasa de acumulación fue baja y la velocidad del flujo de hielo.

Estos resultados afirman que el espesor resultante del análisis de la geometría de las interfaces internas, es una combinación de efectos dinámicos y glaciológicos.

También determinó la ubicación correspondiente al origen del testigo de hielo para las interfaces, teniendo en cuenta la variación temporal de la velocidad. Los resultados destacan la importancia de considerar el ajuste temporal de los parámetros velocidad de flujo de hielo y tasa de acumulación. Sin estas correcciones, la velocidades en el pasado hubiesen sido sobrestimadas para las interfaces.

Los resultados presentados representan un aporte independiente al análisis del testigo de hielo de Vostok y su interpretación paleoclimática.

Índice general

Resumen	iii
1. Introducción	1
1.1. Motivación	3
1.2. Objetivos específicos	3
2. Lago subglacial Vostok	5
2.1. Antártida y su casquete de hielo	5
2.1.1. Topografía Antártica y la evolución de la capa de hielo	5
2.1.2. Formación de hielo meteórico Antártico	7
2.1.3. Transformación de nieve en hielo en una zona de nieve seca	9
2.1.4. Flujo de hielo Antártico	10
2.1.5. Lagos subglaciales	11
2.2. El Lago Subglacial Vostok	12
2.2.1. Historia de su descubrimiento	12
2.2.2. Descripción geográfica y morfométrica	12
2.2.3. Dinámica en la región del Lago Vostok	13
2.3. Base Vostok y el testigo de hielo	14
3. Datos Observacionales	17
3.1. Perfil radar	17
3.1.1. Línea de flujo VFL	20
3.1.2. Línea de flujo NVFL-S52	21
3.1.3. Línea de flujo S53	21
3.2. Vectores de flujo determinados mediante GNSS	22
3.3. Datos complementarios	24
3.3.1. Edades de las interfaces	24
3.3.2. Datos de acumulación	26
3.3.2.1. Observaciones de acumulación superficial	26
3.3.2.2. Modelos climatológicos regionales de SMB (RAMCO 2.3p)	27
3.3.3. Perfiles cinemáticos GNSS	27
3.3.4. Modelos digitales de elevación	29
4. Modelado	31
4.1. La ecuación de conservación de masa y su aplicación	31
4.2. Principio conceptual, suposiciones y simplificaciones	32
4.3. Variación espacial de tasa de acumulación y velocidad de flujo a lo largo de VFL	34
4.4. Separación y determinación de la evolución dinámica y climática	35
4.4.1. Factor dinámico	35

ÍNDICE GENERAL

4.4.2. Reconstrucción de la evolución de la velocidad de flujo y puntos de origen	36
4.4.3. Reconstrucción de la evolución de la tasa de acumulación	38
4.5. Modelo de trayectorias	39
4.5.1. Cálculo de interfaces sintéticas	39
4.5.2. Algoritmo general y estrategia de cálculo	40
5. Resultados	43
5.1. Efectos dinámicos del flujo	43
5.2. Modelado de interfaces sintéticas y comparación con observadas	45
5.3. Evolución de acumulación y velocidad de flujo	47
5.4. Interpretación de $f_a(t)$ & $f_v(t)$	50
5.5. Origen del hielo del testigo de Vostok	54
6. Conclusiones	57
Bibliografía	59

Acrónimos

Lista de acrónimos utilizados en esta tesis (notar que las siglas usualmente corresponden a las utilizadas en el idioma inglés):

- GNSS: Sistema Global de Navegación por Satélite (*Global Navigation Satellite System*)
- RES: Sondeo Radio Eco (conocido por sus siglas en inglés, RES, de *Radio-echo Sounding*)
- VFL: Línea de Flujo de hielo Vostok (del inglés *Vostok ice Flow Line*)
- NVFL: Línea de Flujo de hielo Vostok Norte (del inglés *North Vostok ice Flow Line*)
- ECMFH: Ecuación de Conservación de Masa del Flujo de hielo
- PMGE: Expedición de Geostudios Marinos Polares
- RAE: Expedición Antártica Rusa
- MDE: Modelo Digital de Elevaciones
- LGM: Último Máximo Glacial (del inglés *Last Glacial Maximum*)
- MCR: Modelos climáticos regionales
- SMB: Balance de Masa Superficial
- NMM: Nivel Medio del Mar
- NGA: Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial

Índice de figuras

1.1. Elevación de la superficie Antártica	2
2.1. Proceso de transformación de nieve a hielo	8
2.2. Pozo 5G-1 en estación Vostok	15
3.1. Líneas de flujo hielo sobre Lago Vostok	18
3.2. Sección temporal de radio-eco a lo largo del VFL	19
3.3. Interfaces perteneciente al perfil VFL.	20
3.4. Interfaces perteneciente al perfil NVFL-S52	21
3.5. Interfaces perteneciente al perfil S53.	22
3.6. Medición del perfil S53 durante la campaña 2007/2008.	23
3.7. Vectores de velocidad de flujo para puntos sobre el perfil VFL.	24
3.8. Perfil de acumulación superficial de nieve para la línea de flujo VFL.	26
3.9. Convoy de trineos sobre la superficie del hielo	28
3.10. Mapa de la región del lago Vostok	29
5.1. Factor dinámico y velocidad de flujo de hielo.	44
5.2. Modelo de trayectoria para partícula de hielo	45
5.3. Contraste de modelo $f_a(t) = 0.5$ y $f_a(t) = 1$	46
5.4. Contraste de modelo $f_v(t) = 0.5$ y $f_v(t) = 1$	47
5.5. Tasa de acumulación en capas L1, L2 y L3	48
5.6. Estructuras en capas internas.	49
5.7. Relación entre los máximos glaciares.	51
5.8. Origen del testigo de hielo Vostok	54

Índice de tablas

3.1. Tabla de edades de las interfaces para perfil VFL.	25
5.1. Funciones temporales de acumulación y velocidad	52

Capítulo 1

Introducción

El cambio climático nos confronta, para su entendimiento y la proyección de sus consecuencias, con el desafío de separar cuantitativamente una contribución antropogénica de la variabilidad natural. Esto requiere conocer la evolución de variables climáticas de significancia global sobre escalas de tiempo representativas para varios ciclos glaciales. Un papel fundamental en este esfuerzo ha recaído en el testigo de hielo de Vostok, obtenido mediante una perforación en el casquete glacial Antártico de 3700 m de profundidad, que reveló la evolución del clima terrestre durante los últimos cuatro ciclos glaciales con un detalle sin precedentes (Petit et al., 1999) y, así, impulsó el desarrollo de la ciencia de testigos de hielo (Jouzel, 2013) como herramienta valiosa para reconstrucciones paleo-climáticas. La interpretación de una multitud de análisis físicos, isotópicos, químicos de muestras distribuidas cuasi-continuamente a lo largo del testigo en términos de variaciones paleo-climáticas requiere un modelo que relacione la profundidad de hielo (muestra) con el tiempo y lugar de su origen (acumulación en forma de nieve en la superficie). Los modelos utilizados en los trabajos publicados hasta la fecha sufren inconsistencias en el orden de varios milenios (Salamatin et al., 2009), lo cual sugiere que los datos extraídos del testigo tienen el potencial de proveer conclusiones aún más precisas y detalladas si se logra mejorar estos modelos de transferencia profundidad-edad mediante la incorporación de fuentes de información independientes.

Una particularidad del testigo de Vostok consiste en su lugar de extracción sobre el extremo sur del lago subglaciar más grande del planeta, el Lago Vostok. Con sus dimensiones de 290 km x 60 km y una profundidad máxima en exceso de 1000 m es uno de los grandes lagos sobre la tierra (Popov & Chernoglazov, 2011). Se encuentra en el remoto interior de la Antártida oriental, debajo de un manto de hielo de >3.5 km de espesor. Desde su descubrimiento en 1996 (Kapitsa et al., 1996) atrae el interés científico internacional para estudiar los procesos e interacciones entre la tierra sólida, el agua subglaciar, el manto de hielo y la atmósfera en este ecosistema tan extremo. El flujo de hielo atraviesa el lago desde Ridge-B, una cresta elevada de la superficie de hielo al Oeste del lago, hacia Este (ver Figura 1.1). La velocidad no supera los 2 m/a sobre el lago (Richter et al., 2013). La presencia del lago afecta notablemente la dinámica regional del hielo. Por un lado, la ausencia de roce basal genera condiciones peculiares para el flujo lateral y la conservación de la estratigrafía interna del hielo (Richter et al., 2008); por otro lado, la posición y desplazamientos verticales del hielo están gobernados por el equilibrio hidrostático (Ewert et al., 2012) y, posiblemente, variaciones del nivel del lago (Richter et al., 2008, 2014a,b). La tasa de acumulación superficial de nieve en esta región se caracteriza por ser muy baja (26 mm/a equivalente de agua); (Ekaykin et al., 2004). La nieve acumulada se transforma en hielo meteórico, formando interfaces internas coetáneas que, en consecuencia de la progresiva densificación del firn/hielo subyacente y la continua acumulación en la superficie, atraviesan el cuerpo glaciar desde arriba hacia abajo.

1. Introducción

Estas interfaces internas se pueden detectar y mapear mediante sondeo por radio eco (RES). Se determinaron interfaces internas a partir de un relevamiento radar aéreo (Studinger et al., 2003b), utilizadas para deducir información acerca de la balance de masa basal (Bell et al., 2002), paleo-trayectorias de flujo (Tikku et al., 2004) y el efecto de anomalías espaciales de acumulación (Leonard et al., 2004). Sin embargo, esos resultados sufren limitaciones importantes debido a una divergencia inadecuada entre los perfiles radar de líneas de flujo, a la limitada sensibilidad del radar aéreo comparado con relevamientos terrestres y a suposiciones incorrectas acerca de la velocidad de flujo.

Un valor importante del trabajo realizado radica en que por primera vez se realizó una combinación sistemática de observaciones in situ geofísicas (radar), geodésicas (GNSS) y glaciológicas (balizas de acumulación) con el fin de explorar su potencial para la reconstrucción regional de la dinámica de flujo y acumulación superficial.

En el capítulo 2 se presenta la región de estudio (Lago Vostok) y se realiza una descripción general de la variabilidad climática pasada, geología, dinámica geomorfológica y expediciones humanas del continente Antártico. El capítulo 3 está dedicado a la presentación de los datos observacionales en detalle, junto a los procesos de adquisición de los mismos. En el capítulo 4 se desarrollan los principios conceptuales, suposiciones y simplificaciones adoptados en el trabajo. En el capítulo 5 se exhiben y se analizan los resultados fundamentales y por último el capítulo 6 está dedicado a exponer las principales conclusiones y perspectivas a futuro del trabajo.

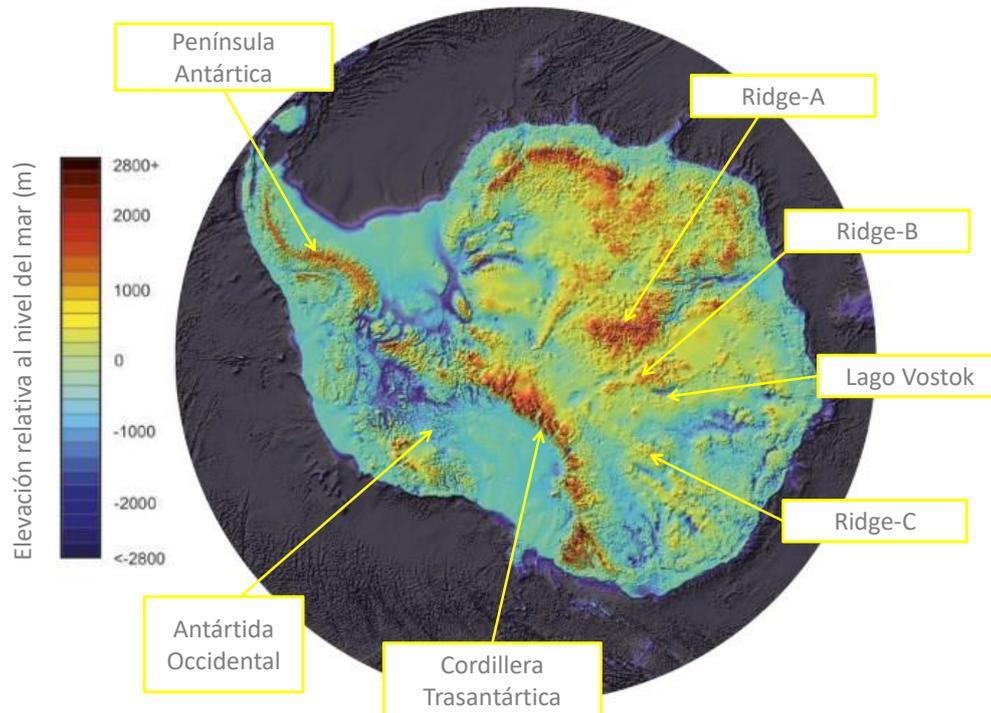


Figura 1.1. En el mapa se visualiza mediante una escala de colores la topografía subglacial. Se ubican los lugares mencionados en el texto. Adaptado de Fretwell (2013).

1.1. Motivación

El manto de hielo Antártico es uno de los mejores registros existentes para entender cómo se comportó el clima de la Tierra en el pasado. El extremo de las condiciones climáticas y el reducido número de estaciones científicas hacen muy difícil la investigación en la región.

La presente tesis busca aportar al estudio de procesos activos en el sistema "Lago Subglacial Vostok", mediante la combinación de observaciones independientes que aportan información adicional y complementaria para la reconstrucción paleoclimática en la Antártida Oriental.

1.2. Objetivos específicos

- Evaluación del potencial de los datos a disposición; en particular la geometría de interfaces internas, las velocidades de flujo y tasas de acumulación actuales; para reconstrucciones glacio-dinámicas sobre escalas de 10^3 - 10^5 años;
- Desarrollo de métodos y herramientas para la combinación optimizada de los distintos conjuntos de datos disponibles;
- Desarrollo de un método para deducir, valores promedios de factores de escala para la velocidad de flujo y tasa de acumulación.

Capítulo 2

Lago subglacial Vostok

2.1. Antártida y su casquete de hielo

La Antártida forma parte de las regiones del mundo donde aun queda mucho por explorar, hoy en día se cuenta con numerosos trabajos que tratan de revelar los rasgos fundamentales del continente blanco. El descubrimiento de los lagos subglaciales y el sistema hidrológico subglacial es de suma importancia para la investigación en la Antártida.

2.1.1. Topografía Antártica y la evolución de la capa de hielo

El conocimiento de la topografía subglacial actual procede de los estudios de radio sondeo radar, realizados en los últimos 40 años (Siegert & Leysinger Vieli, 2007; Masolov et al., 2006; Popov & Masolov, 2007). Los radio sondeos son una herramienta especialmente adecuada para medir el entorno subglacial (incluida la topografía a gran escala), ya que las ondas de radio de muy alta frecuencia atraviesan bien el hielo, pero se reflejan en los límites donde hay variaciones de permitividad eléctrica, como en el hielo y en la interfaz hielo-roca. Los datos sísmicos también han contribuido a nuestra apreciación de la morfología subglacial del lecho rocoso. Por ejemplo, mediante sondeos sísmicos se identificó la profundidad del agua del lago Vostok y, por tanto, el lecho de la cuenca en la que descansa el lago (Kapitsa et al., 1996).

Los glaciólogos dividen la Antártida en tres regiones basadas en la geografía, la topografía y la dinámica de los glaciares: la Península Antártica, la Antártida Occidental y la Antártida Oriental. La Península Antártica alcanza latitudes más bajas que el resto del continente y está fuertemente influenciada por el océano que la rodea. Su clima cálido y húmedo se asemeja más al de las montañas de la Patagonia que al de la meseta antártica. Las tasa de precipitación en esta zona superan los 1 m/a.

Las elevaciones en el interior de la Antártida Oriental son de 3 a 4 km, y el clima es excepcionalmente frío y seco, con nevadas de 0.02 a 0.1 m/a, y temperaturas registradas de hasta -89 °C. En comparación con la Antártida Oriental, la elevación de la superficie del Oeste es mucho menor; las elevaciones de 1 a 1.5 km son típicas de la región interior. En consecuencia, el Oeste es más cálido y recibe más nevadas que el Este, normalmente de 0.1 a 0.4 m/a.

El continente antártico está dividido entre Oeste-Este, por las Montañas Transantárticas. El manto de hielo de la Antártida Occidental, cuya superficie es mucho menor que la del manto de hielo de la Antártida Oriental (1.8 millones de km² frente a unos 10 millones de km² (Drewry, 1982), se asienta sobre una topografía que se encuentra en su mayor parte, muy por debajo del nivel del mar (la elevación media del lecho en la Antártida Occidental es de 440 m por debajo del nivel del mar, frente a los 15 m de la Antártida Oriental (Drewry,

1982).

El agua subglacial se transfiere desde el centro del manto de hielo hacia el margen a través de los canales subglaciales en los que se produce un mayor flujo de hielo. La topografía subglacial y la producción de agua basal tienen un control clave sobre la dinámica de las capas de hielo a gran escala.

La acumulación de nieve forzada por la topografía sobre la Península Antártica da lugar a un balance de masa superficial tres veces superior a la media antártica (Vaughan et al., 1999; Arthern et al., 2006), las Montañas Transantárticas posiblemente hayan sido un foco de acumulación y formación de la capa de hielo en climas pasados más cálidos y húmedos que los actuales.

El levantamiento de los Montes Transantárticos comenzó hace aproximadamente 55 Ma. Los datos RES han revelado que las montañas pertenecientes al Ridge-A (ver Figura 1.1), están situadas en la placa central de la Antártida Oriental, con más de 400 km de ancho y elevaciones máximas de más de 3000 m. Esta región marca la división de hielo más alta de la Antártida.

En otras regiones centrales de la Antártida Oriental, la topografía subglacial se divide en tierras bajas, como las que rodean al Ridge-C (ver Figura 1.1), y tierras altas, como las del Ridge-B (aguas arriba del lago Vostok). En la Antártida Oriental existen varias cuencas grandes, que pueden tener un origen tectónico y estar influenciadas por la erosión glaciaria. El hielo es tan grueso en muchas de estas cuencas (más de 3-5 km) que la temperatura basal alcanza el punto de fusión. Como consecuencia, varias de estas, están ocupadas por grandes lagos subglaciales (Kapitsa et al., 1996; Bell et al., 2007), mientras que otras tienen una serie de lagos más pequeños en su interior (Siegert, 2005), que se ha demostrado que están conectados hidrológicamente (Wingham et al., 2006). La dificultad para comprender la evolución del paisaje antártico radica en la escasez de datos. Sin embargo, los datos RES, pueden proporcionar información sobre la evolución del paisaje mediante la cuantificación de la rugosidad del lecho. Este entorno glaciológico está muy influenciado por la erosión y la deformación de los sedimentos en presencia del agua basal.

La placa antártica oriental formó un componente importante del supercontinente Gondwana durante el Jurásico. En los 150 Ma de años siguientes este continente se dividió en lo que hoy se reconoce como masas continentales distintas. Se cree que antes de la segunda mitad del Cenozoico (hace unos ~34 millones de años) había muy poco hielo en la Antártida, tras lo cual el continente se vio sometido a repetidas fases de glaciación en una variedad de escalas temporales y espaciales. Para apreciar la interrelación entre la topografía y la dinámica de los mantos de hielo es esencial comprender la historia glaciaria, ya que la topografía sobre la que fluye el hielo en la actualidad se ha desarrollado por la acción de numerosos mantos de hielo anteriores.

El Eoceno y el Oligoceno son periodos importantes en el desarrollo temprano de la capa de hielo antártica. Basándose en los registros sedimentarios de aguas profundas (por ejemplo, isótopos de oxígeno y restos de hielo), estos períodos representan una época de enfriamiento global que culmina con el desarrollo de los primeros hielos significativos en la Antártida y, posteriormente, con un aumento del volumen de estos hielos. El Eoceno (~52-34 Ma) se caracteriza por el inicio de una tendencia de enfriamiento global que conduce, en el límite Eoceno-Oligoceno (~34 Ma), a un enfriamiento global continuo a largo plazo durante el resto de la era Cenozoica. A mediados del Oligoceno (~30 Ma) se produjo otro importante enfriamiento, que se cree que está asociado a una importante caída del nivel del mar causada por una gran expansión del hielo en tierra en la Antártida. Entre el Oligoceno y el Mioceno se marca una transición importante en el desarrollo de la capa de hielo antártica, donde las pequeñas masas de hielo dinámicas de finales del Oligoceno se expandieron rápidamente hasta

alcanzar una escala continental a principios del Mioceno. El aumento del volumen de hielo fue del orden de varias decenas de metros (es decir, el desarrollo de una capa de hielo a escala continental).

El Mioceno medio-tardío representa una época de importante expansión de las capas de hielo en la Antártida. Es durante este periodo cuando se cree que las masas de hielo antárticas jóvenes, se convirtieron en una importante y persistente capa de hielo (DeConto & Pollard, 2003).

Los núcleos de hielo de la estación Vostok revelan el comportamiento de la capa de hielo de la Antártida Oriental a lo largo de los últimos ciclos glaciares. El hecho de que el hielo exista de forma conformada desde alrededor de 700 ka (como se sabe por la estratificación interna en los datos de RES del centro de la Antártida Oriental) es una prueba de que la capa de hielo ha sido persistente y estable durante el Pleistoceno. Los máximos glaciares de la Antártida Oriental se caracterizaron por un modesto avance del margen de la capa de hielo (al reducirse el nivel del mar) con las consiguientes reducciones de la elevación de la superficie y de las tasas de flujo de hielo (al disminuir tanto la acumulación de hielo como las temperaturas). El registro de los cambios en la Antártida Occidental es menos claro ya que el hielo sólo está presente hasta unos 80 ka.

En el último máximo glacial (*LGM*), los márgenes de la capa de hielo antártica se expandieron en muchos lugares. Sin embargo, esta expansión no se extendió necesariamente hasta la ruptura de la plataforma en todas las regiones. De hecho, en la Antártida Oriental, la migración del extremo de la capa de hielo puede haberse restringido en algunos lugares. Además, la elevación del manto de hielo puede haberse reducido en las regiones centrales, como en el emplazamiento del núcleo de hielo de Vostok (Ritz et al., 2001), en el que el análisis de isótopos de oxígeno revela que la superficie del hielo era 50 m más baja en el LGM que en la actualidad. Los núcleos de hielo de Vostok y Ridge-C atestiguan que las condiciones de la capa de hielo en el interior de la Antártida Oriental son estables (Petit et al., 1999), ya que sus cronologías de profundidad-edad se pueden modelizar, asumiendo condiciones estables (Parrenin et al., 2004). Por lo tanto, los cambios en el volumen de la capa de hielo en la Antártida Oriental pueden haber sido modestos. Los mayores cambios se produjeron en la Antártida Occidental.

Los modelos de mantos de hielo se utilizaron para producir la apreciación más completa de las fluctuaciones del hielo glacial e interglacial en la Antártida hasta la fecha (Huybrechts, 2002). El modelo demostró las diferencias en el comportamiento del manto de hielo entre la Antártida Oriental y la Occidental, y demostró que estas diferencias están controladas en gran medida por la topografía, ya que la topografía más baja de la Antártida Occidental produce fluctuaciones del manto de hielo en contraste con la estable Antártida Oriental, que se encuentra en un terreno predominantemente más alto. En consecuencia, el flujo de hielo en la Antártida Oriental está fuertemente asociado a la topografía, en la que las corrientes de hielo están más a menudo limitadas en canales topográficos. En la Antártida Occidental la asociación entre el flujo y la topografía es menos clara. Aquí, las corrientes de hielo fluyen sobre sedimentos débiles saturados de agua sobre un terreno relativamente plano, de manera que la migración lateral de las corrientes de hielo es factible (Siegert & Payne, 2004). El resultado es que el patrón espacial de la erosión y la deposición glacial en la Antártida Oriental parece haber sido relativamente constante durante los últimos dos millones de años, mientras que es probable que se hayan producido cambios sustanciales en la Antártida Occidental.

2.1.2. Formación de hielo meteórico Antártico

La caída de nieve en un glaciar es el primer paso en la formación de hielo glacial, un proceso que suele ser largo y complejo. El modo en que la nieve se convierte en hielo, y el

2. Lago subglacial Vostok

tiempo que dura la transformación, depende de la temperatura. La nieve se transforma en hielo mucho más rápidamente en los glaciares de las regiones templadas, donde los periodos de deshielo se alternan con los de recongelación de la nieve húmeda, que en la Antártida central, donde la temperatura permanece muy por debajo del punto de congelación durante todo el año. Por lo tanto, no se trata de un único mecanismo de transformación, sino de diferentes mecanismos en distintas zonas (Cuffey & Paterson, 2010).

El término nieve suele restringirse al material que no ha cambiado mucho desde su caída. Cuando el material se encuentra en una etapa intermedia de la transformación nos referimos a abeto. En cuanto al firn, el significado no es estricto, pero el significado original refiere a la nieve que no se ha transformado en hielo luego de un verano. Durante la transformación de nieve a hielo no hay cambios bruscos en las propiedades físicas, comunes a todos los entornos glaciares.

La diferencia entre el firn y el hielo es clara, el firn se convierte en hielo de glaciar cuando los pasajes interconectados llenos de aire o agua entre los granos se sellan, un proceso conocido como cierre de poros. Esto ocurre a una densidad de aproximadamente de 830 kg/m^3 .

Las principales plataformas de hielo antárticas sólo tienen zonas de nieve seca y de percolación; toda la pérdida de masa se debe al desprendimiento de icebergs y a la fusión en la base (Cuffey & Paterson, 2010). El progreso de la transformación de la nieve en hielo en un lugar determinado puede mostrarse mediante un gráfico de densidad frente a la profundidad (ver Figura 2.1).

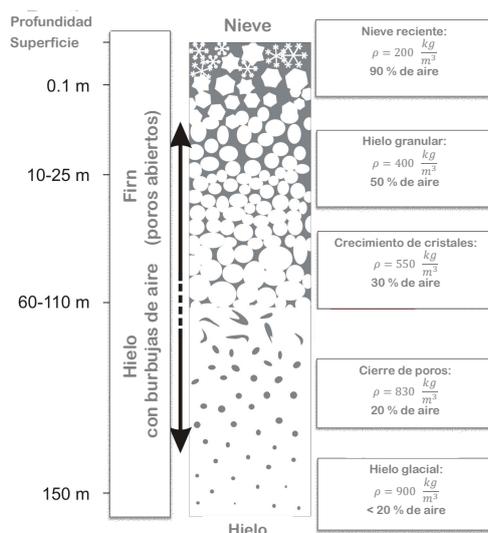


Figura 2.1. Representación esquemática del proceso de transformación de nieve a hielo glacial. Adaptado de (<https://www.iceandclimate.nbi.ku.dk>)

La transformación se produce mucho más rápidamente en la zona de nieve húmeda que en la de nieve seca. El abeto se convierte en hielo (densidad 830 kg/m^3) a una profundidad de unos 13 m en glaciares templados. En cambio en zonas de nieve seca como Vostok, esto no sucede antes de los 95 m de profundidad. La diferencia es aún más llamativa si se expresa en términos de tiempo, utilizando la tasa de acumulación de nieve en cada zona. La nieve se transforma en hielo en 3 a 5 años en un glaciar templado, mientras que en Vostok tarda unos 2500 años.

Las bajas temperaturas ralentizan la transformación, por lo que tanto las edades como las profundidades tienden a ser mayores en los lugares fríos que en los cálidos. Las temperaturas en Vostok, situado en la región más fría de la Tierra, provocan un aumento más lento de la densidad con la profundidad. La baja tasa de acumulación también es importante. En un

lugar de rápida acumulación, la profundidad de la capa de abeto, y por tanto la carga que soporta, aumenta rápidamente con la edad. Por el contrario, una acumulación lenta implica un enterramiento lento y, por tanto, una carga pequeña para una edad determinada. Por lo tanto, a una temperatura determinada, la transición se produce más rápidamente allí donde la acumulación es más rápida.

La profundidad de transición, por otra parte, tiende a aumentar con la tasa de acumulación debido al enterramiento más rápido. En las capas de hielo polares, los lugares de alta acumulación también tienden a ser cálidos; por lo tanto, la temperatura y la acumulación tienen efectos contrapuestos en la profundidad de transición.

El efecto de la temperatura en combinación con la baja acumulación, determina que la profundidad de transición sea mayor en los lugares extremadamente fríos del interior de la Antártida Oriental (Vostok).

2.1.3. Transformación de nieve en hielo en una zona de nieve seca

La transformación es el resultado de un proceso el cual involucra el desplazamiento mutuo de los cristales, los cambios en su tamaño y forma, y su deformación interna.

Cuando un agregado de partículas se calienta bajo presión, se forman enlaces entre ellas y las partículas aumentan de tamaño. El espacio de aire entre ellas se reduce y la densidad del agregado aumenta. Por debajo de una profundidad de unos 10 m, el proceso tiene lugar a temperatura constante. Los cambios en el tamaño y la forma del cristal se producen fácilmente porque, a diferencia de otros sólidos, el hielo en la naturaleza, suele estar cerca de su punto de fusión. Por tanto, las moléculas se mueven con relativa libertad, tanto dentro de la red de hielo (difusión de volumen) como sobre la superficie del cristal (difusión superficial).

La dirección neta del movimiento de las moléculas refleja el principio termodinámico de que la energía libre del sistema tiende a un mínimo. Una reducción de la superficie reduce la energía libre, al igual que el alisamiento de las convexidades de la superficie. Así, las moléculas tienden a redistribuirse de forma que se reduce la superficie total de los cristales y se suavizan. Los copos de nieve frescos, con sus formas complejas, se transforman en partículas redondeadas. La rotura de los copos de nieve al chocar con la superficie, o si son arrastrados por el viento después, también contribuye a ello. Los cristales más grandes tienden a crecer a expensas de los más pequeños porque esto reduce aún más la superficie, para una masa dada.

El factor más importante en las etapas iniciales de la transformación es el asentamiento, es decir, el desplazamiento de las partículas individuales con respecto a sus vecinas. El redondeo de las partículas facilita esto. Las partículas se deslizan unas junto a otras a lo largo de sus límites.

El resultado final no es una disposición empaquetada de partículas esféricas. La superficie total puede reducirse aún más por la transferencia de material a los puntos de contacto entre las partículas, para formar enlaces.

A medida que aumenta la densidad y el firn se vuelve menos poroso, la sublimación se reduce considerablemente. Al mismo tiempo, aumentan la carga y el área de contacto entre los granos. La recristalización y la deformación se convierten en los procesos dominantes: la difusión molecular cambia la forma y el tamaño de los cristales de manera que se reducen tensiones sobre ellos y, además, los cristales individuales se deforman por desplazamiento a lo largo de los planos de deslizamiento internos. Las deformaciones asociadas al flujo del glaciar, como el estiramiento o la compresión a lo largo del mismo, facilitan la deformación de los cristales en respuesta a la presión de la carga. Así, la densificación del abeto procede más rápidamente si el glaciar se estira o se comprime.

La deformación del hielo (creep) explica la mayor parte de la densificación más allá de este punto. Cuando la densidad alcanza unos 830 kg/m^3 , los espacios de aire entre los granos se

cierran. Mucho del aire ha escapado a la superficie: el resto, alrededor del 10 % en volumen, está ahora presente sólo en forma de burbujas. El firn se ha convertido en hielo de glaciar. Otro lento de la densidad es el resultado de la compresión de las burbujas de aire por la fluencia del hielo circundante.

La mayoría de estos procesos son sensibles a la temperatura. Por lo tanto, la tasa de transformación varía de un lugar a otro. Las diferencias en la tasa de acumulación contribuyen a estas variaciones al cambiar la velocidad a la que la carga de una partícula dada aumenta con el tiempo.

Las tensiones entre los cristales vecinos cambian continuamente durante el proceso de transformación. A bajas densidades, la tensión de compresión vertical supera a las componentes horizontales. Pero a medida que la densidad del firn se aproxima a la del hielo, el patrón global de tensiones se vuelve aproximadamente hidrostático. Por tanto, los cristales no deberían crecer más en una dirección que en otra. El examen de los núcleos de las zonas de nieve seca confirma que las orientaciones de los cristales suelen estar distribuidas uniformemente.

A medida que aumenta la densidad del firn seco, los huecos llenos de aire se vuelven más pequeños y menos conectados. Esto inhibe el flujo de aire y la difusión de las moléculas de gas a través del firn, un proceso de gran importancia para las interpretaciones de los registros climáticos de los núcleos de hielo.

2.1.4. Flujo de hielo Antártico

El campo de flujo de un manto de hielo puede considerarse como un conjunto de componentes: Grandes regiones de flujo lento a moderado, que varían gradualmente con la distancia, definen el régimen de flujo ordinario de los flancos. Las líneas de flujo comienzan en las divisorias de hielo, límite entre las cuencas de drenaje. Cerca de los márgenes, el flujo en muchas cuencas de drenaje se concentra en corrientes de hielo estrechas y de flujo rápido o en glaciares de salida. La mayoría de las grandes salidas terminan como glaciares de marea o alimentan plataformas de hielo flotantes.

El flujo de flanco se caracteriza por tensiones moderadas, normalmente de 30 a 120 KPa, y por la resistencia del arrastre basal. El perfil de cizallamiento vertical es uno de los factores que determina la relación entre el flujo de hielo y las propiedades del hielo.

Se pueden derivar las características básicas de un perfil de cizalladura, combinando una relación para el flujo del hielo con una relación para la tensión (Nye, 1952). Este análisis da una ecuación que conecta el flujo y el esfuerzo cortante basal.

Se sabe que las velocidades promediadas en profundidad y las velocidades superficiales suelen diferir en menos de un 20 %. Si el movimiento es enteramente por deslizamiento ($u_s = u_b$), donde u_s es la velocidad en superficie y u_b velocidad en la basal. Esto depende de propiedades del manto de hielo (temperatura, red cristalina, contenido de agua) y el medio sobre el cual se desliza.

Las tensiones y velocidades a lo largo de una línea de flujo se asemejan al régimen de flujo a grandes escalas. El balance de masas impulsa aumentos persistentes del flujo en las zonas de acumulación y disminuciones en las zonas de ablación. La deformación transversal aumenta significativamente el flujo, donde las cuencas de drenaje canalizan hacia corrientes de hielo estrechas o glaciares de valle. La altura disminuye sistemáticamente hacia los márgenes de los mantos de hielo y disminuye en el lado interior de las grandes cordilleras subglaciales; ambas situaciones favorecen la extensión del flujo. Estas tendencias se extienden a una distancia demasiado grande, como para influir en el equilibrio de fuerzas de forma significativa.

Las distribuciones de tensión y velocidad en función de la profundidad varían a lo largo de la línea de flujo debido a variaciones sistemáticas en el balance de masas, el flujo y el espesor

del hielo. Dado que la deformación del hielo y la aparición del deslizamiento basal dependen en gran medida de la temperatura, el análisis debe considerar tanto el flujo de hielo como el flujo de calor.

Definitivamente el deslizamiento basal se produce donde el lecho alcanza el punto de fusión, aunque no siempre, suele estar muy bien lubricado. Sin embargo, los grandes lagos subglaciales, como en nuestro caso representa el Lago Vostok, no se ajustan en absoluto a esta generalización. Bajo el manto de hielo de la Antártida Oriental existen unas cuantas docenas de grandes lagos subglaciales, sobre los cuales, la resistencia basal está ausente y las fuerzas viscosas longitudinales y laterales controlan el flujo del hielo.

2.1.5. Lagos subglaciales

Los grandes lagos subglaciales de la Antártida Oriental son regiones del interior de la capa de hielo con una resistencia basal insignificante. Sobre un lago, la velocidad del hielo aumenta hasta un máximo local. El flujo es análogo al de una plataforma de hielo confinada; la deformación longitudinal y el cizallamiento lateral dominan la deformación. Sin embargo, en el caso de un lago, hay dos zonas de transición: una zona de extensión en el borde de aguas arriba y una zona de compresión en el borde de aguas abajo. Esta última impide que el hielo flotante sobre el lago se extienda de forma generalizada como una plataforma de hielo. Las deformaciones de extensión, compresión y cizallamiento lateral continúan en el hielo más allá del perímetro del lago debido al acoplamiento tensión-gradiente. El flujo que se extiende aguas arriba del lago produce un adelgazamiento del hielo, y el flujo que se comprime aguas abajo lo engrosa.

Estos cuerpos de agua que están bajo el hielo continental se forman por fusión parcial de la base del hielo, provocada por la circulación geotermal proveniente de la corteza terrestre. La gran presión a esas profundidades, debido al peso de toda la columna de hielo, es otro de los factores contribuyen en la generación de agua en estado líquido en la base, ya que provoca que el punto de fusión del agua baje. La gruesa capa de hielo actuó como un aislante del calor entre la superficie y el fondo del lago.

Los lagos subglaciales son reconocidos como un componente importante de una red hidrológica, donde la circulación de agua basal juega un rol fundamental en la dinámica de las corrientes de hielo (Wright et al., 2008).

Es común encontrar agua líquida en la superficie basal del hielo continental, en estos casos la capa glaciaria no está firmemente congelada en su base. Esto influye en la estimación del deslizamiento basal a la hora de realizar modelado de flujo de hielo continental. Se ha podido determinar que una vasta red de canales y ríos, junto con lagos subglaciales, subyacen bajo las grandes masas de hielo antártico, constituyendo una compleja red hidrológica basal (Siegert & Leysinger Vieli, 2007).

El número de lagos subglaciales identificados en la Antártida aumenta constantemente. Al 2011, se presentó un inventario de 387 lagos subglaciales antárticos (Wright & Siegert, 2011). La mayoría de los lagos subglaciales son de pequeña extensión, sin embargo existen una serie de extensos lagos como lo son el Lago Vostok y el Lago Sovyetskaya con extensiones de aproximadamente 2000 y 1600 km² respectivamente.

Una gran proporción de los lagos subglaciales se concentra cerca de las capas de hielo, donde el hielo alcanza su máximo espesor (Wright & Siegert, 2011). Otra tendencia en la distribución espacial de los lagos subglaciales es que se encuentran agrupados cerca del comienzo de las corrientes de hielo (Bell et al., 2007). Esta observación sugiere una influencia decisiva del agua basal en la dinámica del flujo a gran escala y, en consecuencia, una importancia esencial de los lagos subglaciales para el transporte de hielo y el balance de masas de la capa de hielo antártica.

El conocimiento de la presencia de agua líquida bajo el hielo y de las interacciones entre ambos medios es crucial a la hora de interpretar los cambios en la superficie del hielo como consecuencia e indicador del cambio climático global.

En muchos aspectos, los lagos subglaciales representan ecosistemas extremos que requieren estrategias de adaptación únicas de los organismos capaces de sobrevivir. Su aislamiento, que puede durar millones de años, significa que la biota que pueden contener podría proporcionar información única sobre la evolución de la vida en la Tierra (Bulat et al., 2009).

2.2. El Lago Subglacial Vostok

2.2.1. Historia de su descubrimiento

El descubrimiento del Lago Vostok fue un proceso que duró varias décadas, basados en diferentes observaciones, datos y consideraciones teóricas. Entre 1959 y 1964 se registraron sísmogramas, en el curso de sondeos sísmicos de espesor del hielo realizados en la región de la estación Vostok (Kapitsa et al., 1996), que mostraban claramente dos reflectores diferentes. Sin embargo, en aquel momento las dos capas límite detectadas no estaban asociadas a una columna de agua subglacial de varios cientos de metros de espesor, sino que se interpretaron como los límites superior e inferior de una capa sedimentaria congelada entre la capa de hielo y el lecho de roca (Kotlyakov et al., 2012). En el año 1974 se realizó un amplio estudio en conjunto de varios países (EEUU, Gran Bretaña y Dinamarca), en el cual se registraron perfiles de radar de hielo en la zona del lago. Varios de estos perfiles indicaron la existencia de agua en la base del hielo. Los registros realizados por el altímetro radar a bordo del satélite Europeo ERS-1, fueron la última pieza que faltaba para concluir la presencia del lago. A principio de 1990 (Ridley et al., 1993) identificaron un relieve excepcionalmente plano en la superficie del hielo que caracteriza al lago subglacial, y lograron cartografiar por primera vez su extensión con detalle. Esto motivó el reanálisis de los sísmogramas de Kapitsa y de los perfiles de radar (Siegert et al., 2011). Los resultados se recopilaron en una conferencia internacional que se desarrolló en Cambridge en 1994, que dio lugar a la publicación de (Kapitsa et al., 1996) donde se dió a conocer al mundo científico y general la existencia del Lago Vostok.

2.2.2. Descripción geográfica y morfométrica

Gran parte de los lagos subglaciales están concentrados en Antártica Oriental. El lago subglacial más grande identificado es el Lago Vostok, ubicado en el centro Antártica Oriental, con un área superficial de aproximadamente 15000 km². El lago presenta una forma alargada, de unos 250 km de largo y 60 km de ancho, y se encuentra sobre una superficie de un complejo de basamento elevado de esquistos, gneises y otras rocas metamórficas con numerosas intrusiones de granitoides, recubierto por una serie gruesa, principalmente no deformada, de rocas sedimentarias elásticas de edad Paleozoica y Mesozoica (Anderson, 1965). Consta de una subcuenca meridional de 1200 m de profundidad y de mayor tamaño (Studiver, 2004), y una cuenca de 500 m de profundidad en el norte, separada por una cresta poco profunda con profundidades de agua de hasta 240 m. La longitud de la línea de costa es de 1030 km, dentro de las cuales se incluyen 70 km pertenecientes a islas.

El espesor medio de la capa de agua del lago Vostok es de unos 410 m; el volumen de la masa de agua es de unos 6343 km³. En el plano general, el lago está dividido en dos partes de tamaño desigual. La primera (la del sur) es más profunda, pero de menor tamaño. Tiene una superficie de unos 70 km por 30 km. El espesor de la capa de agua es de unos 800 m.

La segunda parte (la septentrional) es relativamente poco profunda. Cubre un área de aproximadamente 180 km por 60 km. El grosor medio de la capa de agua es de unos 300 m

(Masolov et al., 2006).

Las pendientes pronunciadas de la cuenca, más de 15° , presentan una altura significativa que a veces supera los 1500 m, la estructura determinada se asemeja a una zanja, es decir una profundidad larga y estrecha con pendientes pronunciadas. El fondo del lago es, en general, una llanura accidentada con una altura media absoluta de unos -900 m con respecto al nivel del mar. Las alturas relativas no superan los 100 m con pendientes máximas de hasta 4° . La llanura montañosa cubre un territorio de casi 5800 km² es decir, una tercera parte de todo el territorio.

2.2.3. Dinámica en la región del Lago Vostok

Para comprender la dinámica del Lago Vostok es necesario, incurrir en los diferentes procesos que ocurren dentro del entorno subglacial y en la capa de hielo. Se pueden distinguir tres fenómenos diferentes que repercuten en cambios de altura de la superficie del lago subglacial Vostok, en la Antártida Oriental. Estos cambios reflejan el efecto integral de: a) desplazamientos verticales de la columna de hielo; b) cambios en la profundidad de la columna de hielo; c) movimientos de una partícula de hielo respecto a la capa de hielo fija (Richter et al., 2014a).

a) Los desplazamientos verticales que ocurren en una columna de hielo se deben a variaciones espacio-temporales en el nivel del lago, cambios en el volumen de agua y movimientos verticales del lecho rocoso. Los dos últimos procesos repercuten con amplitudes pequeñas.

Sabemos que la altura superficial de la capa de hielo sobre el lago Vostok se ha mantenido estable durante la última década. Por ende cualquier cambio de altura produciría una respuesta en todo el lago debido al equilibrio hidrostático (Richter et al., 2014a). En consecuencia, tenemos en cuenta los procesos físicos que pueden producir variaciones espacio-temporales en el nivel del lago, pero sabemos que son absorbidos por un ajuste hidrostático.

Estos procesos son:

- La carga de presión atmosférica, representada por el efecto barométrico inverso diferencial (IB), que conduce a variaciones de la altura de la superficie de hasta ± 2 cm (Wendt et al., 2005).
- Anomalías de acumulación que provocan un efecto local, este se extiende a todo el lago por ajuste hidrostático con signo y amplitudes variables.

De los estudios realizados en la región se concluye, que de existir transporte de agua por debajo del hielo, de un lago a otro, su influencia en el lago Vostok, se espera que sea lenta (Richter et al., 2014a). Sin embargo, no hay posibles fuentes de agua subglacial, que dada la superficie del lago, produzcan cambios significativos. De la misma manera una descarga de agua por parte del lago, podría significar un cambio en el nivel del lago. Pero se demuestra que no se espera una descarga subglacial de agua líquida del lago Vostok en escalas de tiempo glaciares e interglaciares (Richter et al., 2014a). En cuanto a la tectónica asociada al lago es de edad Mesozoica y está dominada por el estiramiento, con un rift graben inactivo bajo el lago, rodeado por el escudo cristalino del Precámbrico (Leitchenkov et al., 2003, 2005; Studinger et al., 2003a), los movimientos verticales del fondo rocoso del lago y el hielo no provocan cambios significativos en la altura superficial del hielo. A su vez, no hay pruebas de deformaciones verticales recientes de la corteza.

La región se encuentra a gran distancia de la costa y presenta una baja variabilidad de la presión atmosférica, lo que implica que la respuesta elástica a la carga atmosférica, hidrológica y oceánica no mareal también sean insignificantes alrededor del lago Vostok.

b) Los cambios en el grosor de una columna de hielo, desde superficie hasta la superficie basal se deben a cambios en la dinámica del flujo de hielo, cambios del perfil de densidad vertical o al efecto neto de intercambio de masa en la superficie o en la base de la capa de hielo. Estos fenómenos son relevantes para el equilibrio de masas en el lago Vostok, siempre que el radio de influencia incluya al menos la línea de división de hielo en el Ridge-B (250 km).

Como anteriormente se mencionó, el balance de masas en superficie (b_s), en particular la acumulación superficial, presenta gran variabilidad de manera local. Esto se puede observar claramente sobre el perfil de la línea de flujo de hielo Vostok (VFL) (ver Figura 3.8). Estas variaciones pueden ser de $8 \text{ kg/m}^2\text{a}$ en escalas menores a 10 km. Las cuales están asociadas a la redistribución de nieve como resultado de la interacción del viento con el relieve de la superficie del glaciar. Debido al ajuste hidrostático de la interfaz hielo-agua, el efecto neto de las anomalías, se ve reflejado sobre toda la superficie del lago. La relación entre el espesor de la capa acumulada y el cambio de altura superficial inducido depende de la fracción del área del lago afectada por la anomalía de acumulación (Richter et al., 2014a). Un caso ejemplar de anomalía de acumulación del tipo antropogénica, es la estación Vostok, donde debido al reparo generado por las estructuras que componen la estación, favorecen la acumulación de nieve.

c) Las partículas de nieve que se depositan en superficie, experimentan un movimiento vertical a pesar de que la superficie del hielo permanezca en estado estacionario. Como mencionamos anteriormente, el proceso de densificación, provoca un movimiento vertical progresivo el cual está regido por la ley de Sorge (Bader, 1953), donde se establece que para una tasa de acumulación y temperatura constante, la velocidad vertical de las partículas decae con el tiempo y la profundidad. La velocidad vertical disminuye debido al aumento de la densidad, esta variación se puede aproximar mediante una función de manera lineal con el tiempo, en un intervalo de observación relativamente limitado. En determinadas regiones se puede registrar un aumento de la densificación artificialmente de manera local, ejemplos de estos lugares son la estación Vostok y las rutas por donde transitan los convoyes. Los cambios de altura de la partícula de nieve/firn debidos al flujo de hielo son insignificantes sobre el lago Vostok, donde los gradientes de la pendiente superficial son muy pequeños. En cambio, el efecto del flujo inducido por la pendiente puede alcanzar magnitudes significativas a lo largo de las costas más empinadas.

2.3. Base Vostok y el testigo de hielo

La estación antártica rusa Vostok ($106^\circ 50' \text{ E}$, $78^\circ 28' \text{ S}$, 3.500 m) está situada sobre el espaldón sur del lago, a unos 1260 km de la costa más cercana. Se estableció el 16 de Diciembre de 1957 como parte de la contribución soviética al Año Geofísico Internacional 1957-1959 (AARI 2017). El nombre de la estación conmemora a uno de los dos veleros que descubrieron por primera vez tierra dentro del Círculo Polar Ártico Sur en 1821 bajo el mando del almirante Fabian Gottlieb Thaddeus von Bellingshausen y las islas de Pedro I y Alejandro I. La elección del emplazamiento de la estación se produjo tras el intento de ocupar el Polo Sur geomagnético; en aquella época, nadie sospechaba la existencia de una masa de agua bajo el hielo. Aparte de algunas breves interrupciones, la estación ha estado permanentemente ocupada desde entonces y se han obtenido series continuas de mediciones de parámetros meteorológicos, geomagnéticos, glaciológicos y atmosféricos durante muchos años. Las mediciones meteorológicas demuestran que Vostok representa el polo frío de la Tierra. El 21 de julio de 1983, se midió aquí la temperatura del aire cercana al suelo más baja del mundo, con $-89,2 \text{ }^\circ\text{C}$ (Budretsky, 1984).

Los trineos se trasladaban cada año desde la estación de Mirny, que se encuentra a más de

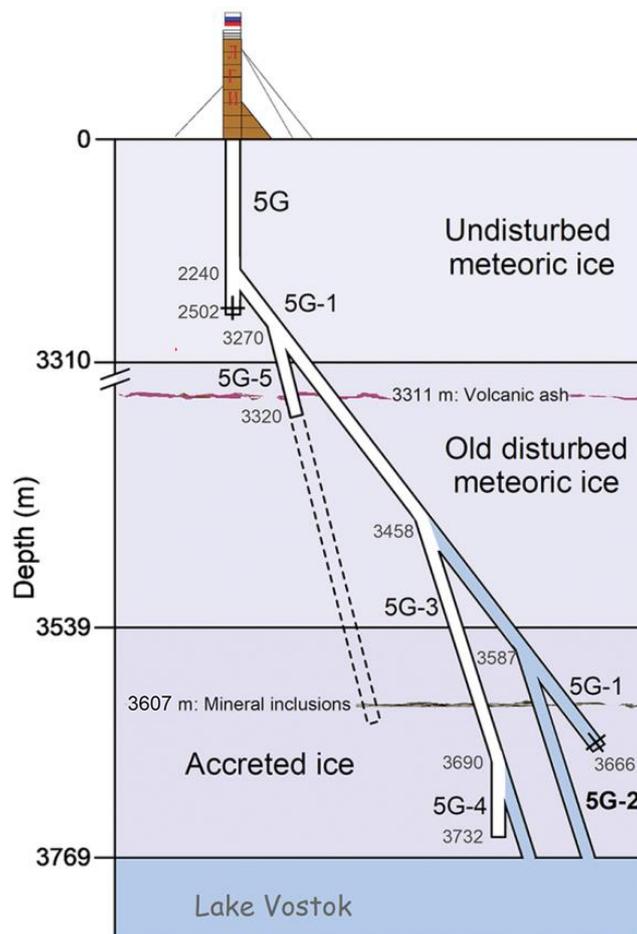


Figura 2.2. Representación esquemática de la estructura vertical de la capa de hielo Antártica en las cercanías de la estación Vostok y configuración del pozo de sondeo 5G. Adaptado de [Turkeev et al. \(2021\)](#).

140 km de distancia, lo que, dadas las duras condiciones, supone un reto logístico. Desde 2009, los trineos de abastecimiento partían de la estación rusa Progress. Esto permitió a glaciólogos, geofísicos y otros científicos realizar trabajos de campo en las profundidades de la Antártida Oriental, que de otro modo serían inaccesibles. Desde 1995, Vostok también ha servido de base para trineos científicos específicos de la Expedición Antártica Rusa (RAE) para explorar el sistema del lago Vostok ([Lukin & Bulat, 2011](#)). En cuanto a los éxitos científicos logrados en la estación, el núcleo de hielo de Vostok tiene sin duda una importancia fundamental. El primer pozo de hielo profundo en Vostok se perforó en 1970 ([Barkov, 2012](#)). En Febrero de 1990 se puso en marcha el pozo 5G ([Lukin & Bulat, 2011](#)). Este pozo se completó el 5 de febrero de 2012 cuando alcanzó la superficie del agua del lago Vostok ([Vasiliev et al., 2012](#)). El núcleo de hielo recuperado en el pozo 5G (ver Figura 2.2), pero también las mediciones realizadas en el pozo, han proporcionado una base de datos única para una amplia gama de disciplinas y cuestiones científicas entre las cuales se destacan, la reconstrucción paleogeográfica y climática en la región; el estudio de las propiedades y condiciones de formación de diferentes facies de hielo; el análisis e interpretación del contenido de isótopos, gases y oligoelementos en el hielo; el estudio de la dinámica regional del hielo, los procesos hidrológicos e hidrodinámicos, así como condiciones físicas, químicas y limnológicas en el lago subglacial Vostok ([Svensson et al., 2008](#)).

Capítulo 3

Datos Observacionales

3.1. Perfil radar

La medición de sondeo por radio-eco consiste básicamente en la emisión por medio de una antena transmisora de pulsos electromagnéticos de banda ancha, que van desde 1 Mhz a 60 Mhz (Pleues & Hubbard, 2001). En el caso de un glaciar, el pulso penetra en el cuerpo de hielo y es reflejado en las discontinuidades que se presentan debido a variaciones de permitividad eléctrica existente en el hielo y en la interfaz basal. Posteriormente, los ecos vuelven a la superficie donde son captados por una antena receptora. Se registran los retardos (o tiempos de viaje) entre emisión y retorno de los pulsos radar. Aplicando una función o valor de la velocidad de propagación de la señal radar, se pueden traducir estos retardos en profundidades.

La propagación de señales electromagnéticas está influenciada por las propiedades del material, tales como la permitividad eléctrica (ϵ), la conductividad eléctrica (σ) y la permeabilidad magnética (μ) (Annan, 2009). El contenido de agua en estado líquido en un glaciar incrementa la disipación de la energía electromagnética, así como la conductividad y la permitividad dieléctrica del material saturado, por lo que la capacidad de penetración de las ondas de radar sólo es factible con frecuencias bajas (1 a 60 Mhz).

Determinar la velocidad de propagación es fundamental para la medición del espesor de hielo con radar, ya que permite estimar este parámetro, usando el tiempo de viaje de la onda, desde que es transmitida hasta que es recibida (Δt) mediante la ecuación ($\Delta t = 2h/v_{hielo}$). Esta velocidad de propagación de onda en el hielo varía dependiendo de su temperatura.

Mientras la onda se propaga sobre el hielo sufre una atenuación, esto genera una pérdida de energía de la señal (dB) y ocurre como resultado de varios procesos tales como dispersión, absorción dieléctrica y divergencia geométrica (Pleues & Hubbard, 2001). A medida que la onda se propaga por el medio la amplitud de la onda electromagnética decae.

La resolución y la detectabilidad son factores importantes en la medición de radar. La resolución indica el límite de certeza en la determinación de la posición y de los atributos geométricos de un objetivo (tales como tamaño, forma y espesor) y está controlado por el proceso de observación (Annan, 2009). La resolución vertical está dada por la frecuencia de la señal, estimada teóricamente en un cuarto de la longitud de onda de la señal de radar.

Desde 1995, la Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE) en el marco de la Russian Antarctic Expedition (RAE) ha estudiado la zona mediante sondeos radioeléctricos en tierra (Masolov et al., 2006; Popov & Masolov, 2007).

Se realizó un relevamiento terrestre con un sistema radar instalado sobre un remolque arrastrado por un tractor (RES) (Popov et al., 2003). Donde se fijaron 2 antenas (transmisora y emisora) sobre un acoplado a una altura de 3 m sobre la superficie. De manera

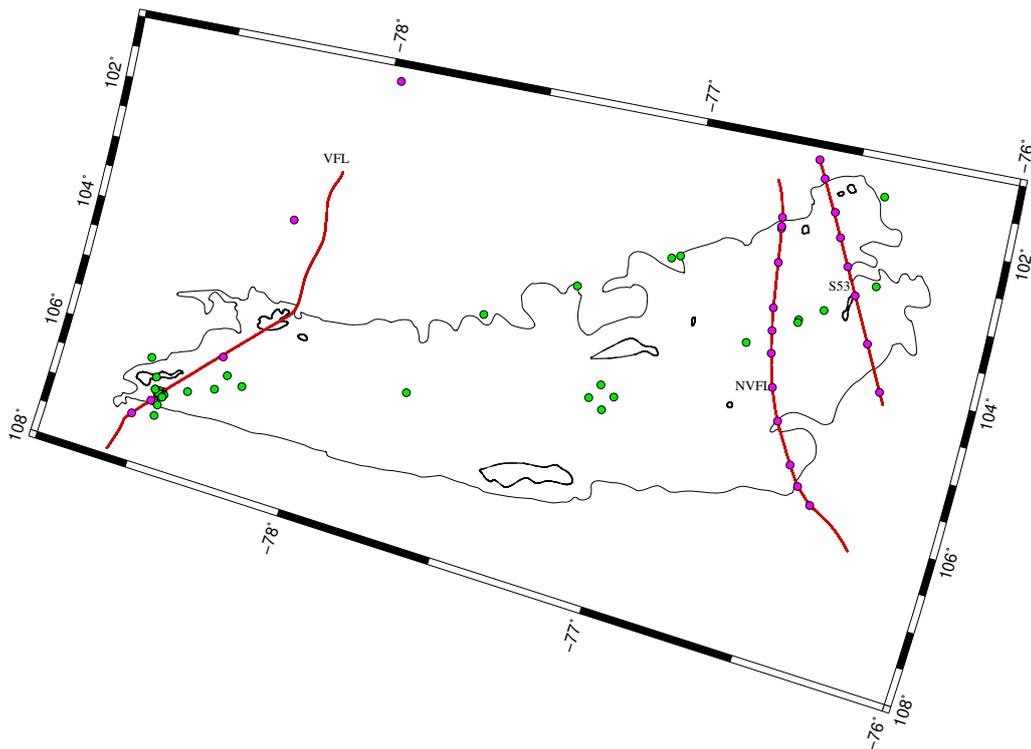


Figura 3.1. Líneas de flujo hielo, sobre las cuales se calcularon los perfiles RES. En puntos verdes posiciones con mediciones GNSS y en puntos violetas posiciones con mediciones GNSS utilizadas para determinar la velocidad de flujo de hielo.

continúa durante la medición, el conductor del tractor seguía la traza predefinida de la línea de flujo. Entre ambas antenas radar estuvo instalada una antena GPS para la navegación y georeferenciación, la cual realizó mediciones a tiempo real en código y fase con un navegador Garmin, alcanzando una precisión de 5-10 m. La resolución media del perfil a lo largo de la pista es de 12 m.

Los registros de los perfiles que se obtienen de los RES (ver Figura 3.6), contienen las coordenadas de cada uno de los puntos (Longitud y Latitud), el espesor de la capa de hielo y las correspondientes profundidades de cada interfaz en metros.

De este modo, se cartografió el grosor del hielo, la base de hielo, y su forma. Esto contribuyó a una mejor comprensión de la estructura del lecho rocoso de la zona (Popov & Masolov, 2007). En la actualidad la longitud total de los perfiles RES supera los 5125 km en lo que va de campañas realizadas en la región desde 1998.

Los datos (profundidades) a disposición fueron determinados en base a un valor de velocidad de propagación de señal de 168.5 ± 0.5 m/ μ s. Este valor ha sido determinado mediante un experimento específico en la cercanía de la base Vostok y aplicando el método de sondaje inclinado (Popov et al., 2003).

A partir de las secciones de tiempo de los ecos de radio registrados (ver Figura 3.2), se extrajo la profundidad de las capas internas del lago. En lo que respecta a la precisión de un valor individual del espesor del hielo, hay que tener en cuenta dos fuentes de incertidumbre (Richter et al., 2008): a) en primer lugar, un sesgo sistemático, que se origina esencialmente en la incertidumbre de la velocidad de propagación de las ondas de radio en el hielo, b) en segundo lugar, el error de medición aleatorio, que viene determinado principalmente por la

resolución de la digitalización de la señal.

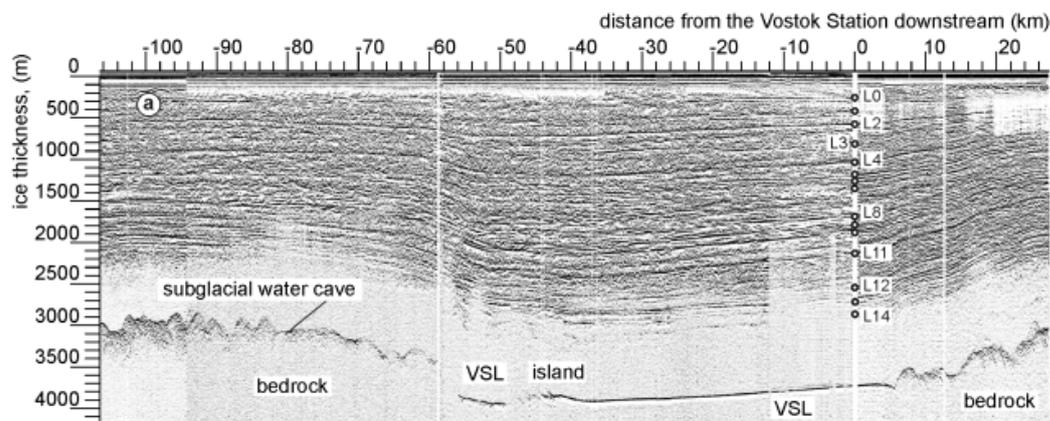


Figura 3.2. Sección temporal de radio-eco a lo largo del VFL. La intersección de las capas trazadas y el pozo profundo 5G-1 se representa con círculos. La profundidad de las capas se indica la línea de puntos (Popov S. comunicación personal).

Un error relativo en la velocidad de propagación de las ondas del 0.3 % (Popov et al., 2003) corresponde a un error sistemático de 11.2 m considerando los espesores del hielo en Vostok. Esta incertidumbre puede considerarse común sobre extensos segmentos de los perfiles radar a disposición y, por lo tanto, no afectará de manera significativa las variaciones de profundidad y espesor dentro de estos segmentos. La resolución de la digitalización de la señal de aproximadamente 4 m afecta tanto a la interfaz superior como a la superficie basal, por lo que se estima que el error aleatorio es 5.7 m (Richter et al., 2008). Estas fuentes y valores son válidos para las interfaces internas con las cuales trabajamos.

Se trabajó con tres perfiles RES (VFL *Vostok ice Flow Line*, NVFL-S52 *North Vostok ice Flow Line* y S53), resultados de los sondeos de radar (ver Figura 3.1), en particular la línea de flujo que pasa por el pozo profundo 5G-1 en la estación de Vostok (VFL) es especialmente interesante porque los resultados obtenidos del núcleo de hielo proporcionan una base única para la estructura de la capa de hielo.

Las líneas de flujo de hielo fuera de VSL (*Lago Subglacial Vostok*) fueron generadas utilizando el DEM (*Modelos Digitales de Elevación*) de altimetría satelital ERS-1 (Rémy & Legrésy, 2004). La línea VFL dentro de VSL se determinó a partir de observaciones geodésicas. Éstas dieron como resultado el acimut de la línea de flujo de hielo en las proximidades de la estación Vostok (Wendt et al., 2006). Se determinaron las trayectorias (paleo-líneas) de flujo a partir de datos radar proveniente de un relevamiento independiente (Tikku et al., 2004). Suponiendo que la configuración de estas trayectorias no cambió desde su formación hasta el presente, se adoptó una de estas trayectorias como línea de flujo NVFL que atraviesa la parte norte del lago subglacial cerca de su ancho máximo. Observaciones geodésicas confirmaron a-posteriori un aceptable acuerdo entre direcciones de flujo actuales observadas in-situ y esta trayectoria (Richter et al., 2013).

Es de gran relevancia para el trabajo, el contar con la profundidad de interfaces internas a lo largo de tres líneas de flujo, espesor de hielo y la línea de costa. La estratificación interna de la capa de hielo de la Antártida es clave para la comprensión de la evolución glacial del continente. La localización e interpretación de la estratigrafía del hielo es de especial importancia cuando se realiza a lo largo de las líneas de flujo del hielo (Salamatin et al., 2009).

3.1.1. Línea de flujo VFL

El perfil RES, se adquirió durante las campañas realizadas en la región en 2004 y 2006, tiene una longitud de 134 km. Comienza al Oeste de la estación Vostok (ver Figura 3.3) a unos 106 km y termina 28 km al Este. La distancia media entre los puntos de sondeo es de unos 7 m (Popov et al., 2003). Del análisis de las secciones de tiempo de radio-eco se obtienen los reflectores, que pertenecen a 15 interfaces.

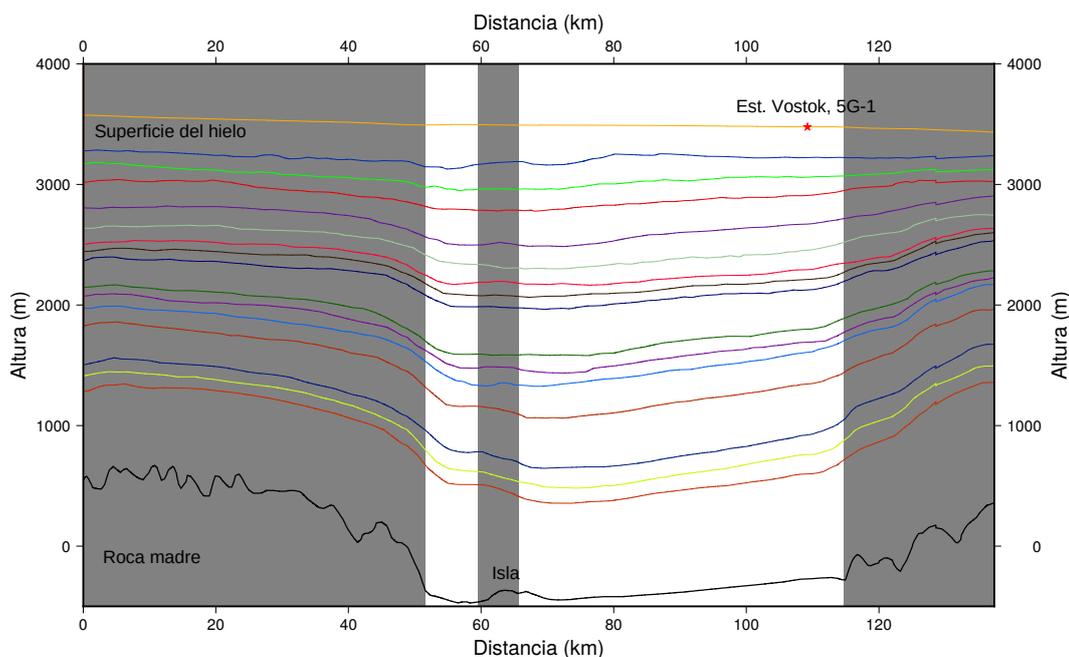


Figura 3.3. Interfaces perteneciente al perfil VFL, al sur del Lago Vostok. Las alturas físicas se calcularon utilizando un modelo de altura de la superficie del hielo, al cual se le aplicó el modelo global de geoide EGM08 (Earth Gravitational Model 2008) Pavlis et al. (2012). En franjas gris segmento del perfil de interfaz hielo-roca, en franjas blancas segmento sobre el cual la interfaz es hielo-agua.

La capa de hielo se desliza sobre el lecho rocoso, desde el origen de la acumulación en el punto más alto al Oeste (Ridge B). Luego de atravesar la costa irregular, a unos 20 km cae en una cuenca de bordes abruptos, donde se encuentra el lago. En este tramo el glaciar aumenta la velocidad horizontal, hasta encontrarse con una isla de pequeño tamaño. Luego de atravesar la isla vuelve a fluir sobre la superficie del lago hasta encontrarse con el margen Este de la cuenca.

La línea de flujo VFL, atraviesa el pozo 5G-1 en la estación Vostok. En cual se cuenta con datos de testigo de hielo, sobre el cual se determinan las profundidades de las interfaces 275 m, 440 m, 590 m, 825 m, 1045 m, 1205 m, 1285 m, 1375 m, 1700 m, 1805 m, 1890 m, 2155 m, 2575 m, 2740 m y 3000 m.

Se utiliza la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas en el hielo de $168.4 \pm 0.5 \text{ m}/\mu\text{s}$ para transformar el tiempo de viaje en profundidad (Popov et al., 2003). Sus edades corresponden a 11.4, 26.0, 40.1, 57.2, 76.6, 90.2, 96.4, 103.2, 122.2, 126.5, 130.4, 158.8, 212.4, 237.8 y 305.2 ka según la nueva escala temporal GTS-III (Salamatin et al., 2009). El procedimiento de trazado y datación aplicado se describe en Mandrikova et al. (2005).

3.1.2. Línea de flujo NVFL-S52

Los datos correspondientes a la línea corresponden a las campañas 2006 y 2007, son registros RES, que se extienden una longitud total de 138 km. Atraviesan la ruta transversal de logística Mirny-Vostok a 225 km al Norte de la estación Vostok (ver Figura 3.4). La distancia media entre los puntos de sondeo es de unos 7 m.

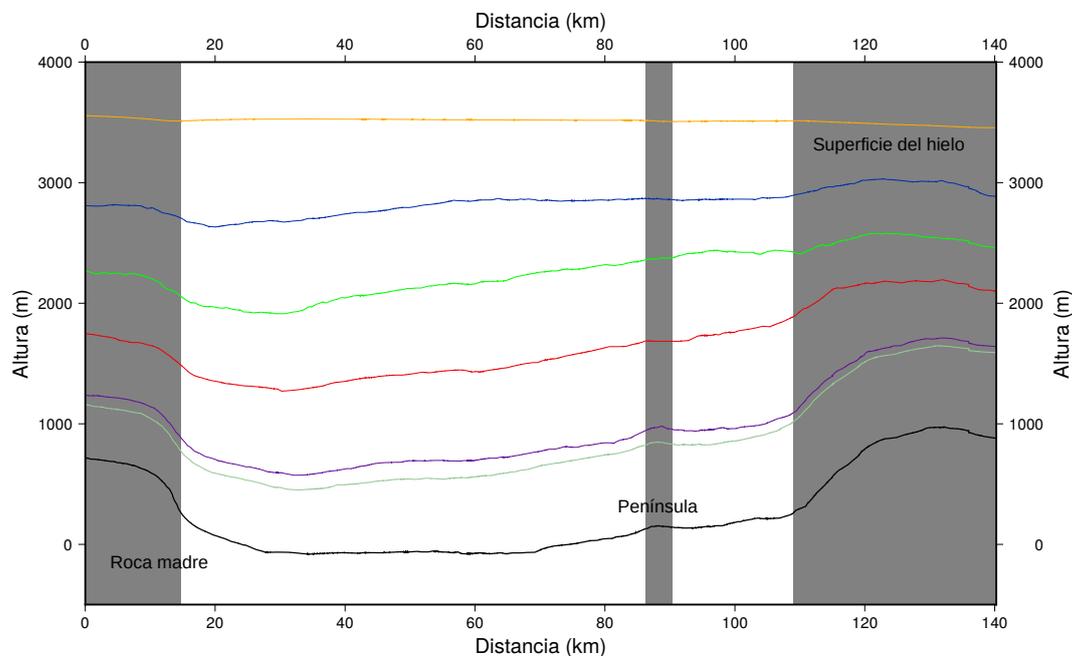


Figura 3.4. Interfaces pertenecientes al perfil NVFL-S52. Las alturas físicas se calcularon utilizando datos de perfiles cinemáticos GNSS que nos otorgaron alturas elipsoidales a las cuales se les aplicó un modelo global de geoide EGM08. En franjas gris segmento del perfil de interfaz hielo-roca, en franjas blancas segmento sobre el cual la interfaz es hielo-agua.

Durante su trayectoria a lo largo de NVFL-S52 el glaciar se desliza sobre un lecho rocoso, el flujo de hielo desciende a la parte norte de la cuenca y entra en contacto con el agua. Luego de que el mismo cruza el lago, aproximadamente a unos 72 km choca contra la superficie sólida de una península. Se observan imágenes similares a las del perfil VFL, ya que los procesos son similares. Al final de su trayectoria, el glaciar termina alcanzando la parte oriental de la cuenca y abandona el lago para fluir nuevamente sobre un suelo rocoso.

Fueron trazadas 6 capas a lo largo del NVFL-S52. Se encuentran en la profundidad de 800 m, 1400 m, 2150 m y 2980 m. Sus edades corresponden a 40.1, 76.6, 110.6 y 158.8 ka. Se trazaron dos capas adicionales a lo largo de S52 que se encuentran a una profundidad de 2555 m y 3600 m.

3.1.3. Línea de flujo S53

Esta línea se encuentra ubicada en la parte Norte del lago (ver Figura 3.5), se extiende una longitud de 90.4 km desde la costa Occidental hacia el Este, el intervalo medio entre los puntos de muestreo es de 7 m, atraviesa el lago de forma transversal, aproximadamente a los 40 km de la costa Oeste, el perfil atraviesa una pequeña isla, para luego alcanzar la costa oriental, sobre lo cual sigue deslizando sobre el lecho rocoso. A lo largo del perfil de sondeo radar, se trazaron 5 interfaces claras.

3. Datos Observacionales

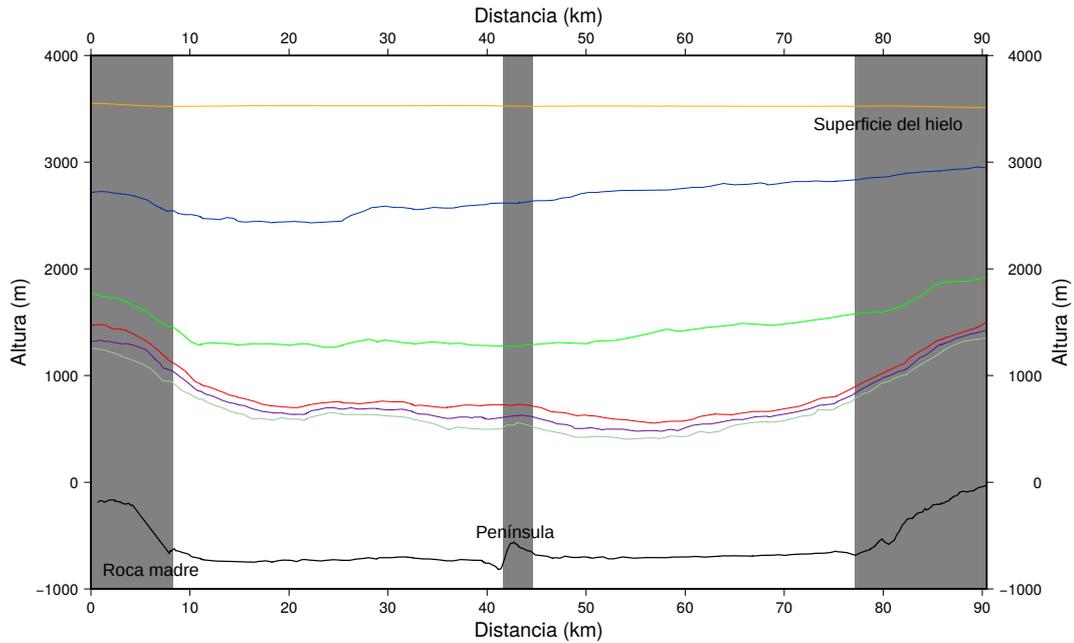


Figura 3.5. Para determinar alturas se aplicó un modelo global de geoides EGM08. En franjas grises segmento del perfil de interfaz hielo-roca, en franjas blancas segmento sobre el cual la interfaz es hielo-agua.

3.2. Vectores de flujo determinados mediante GNSS

Los datos GNSS, son resultado de diversas campañas de observación en la región del lago Vostok, que se desarrollaron desde 2001/02 al 2011 en 50 marcadores de superficie en la región del Lago Subglacial Vostok (Antártida Oriental) por el Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.

Un conocimiento preciso del campo de velocidad del flujo de hielo sobre el lago es un requisito fundamental. Los vectores de velocidad que son un dato importante, aún más aquellos puntos que se encuentran en la cercanía de los perfiles radar, lo que permite: a) verificar la coincidencia de los perfiles con líneas de flujo, b) determinar de la variación espacial (a lo largo del perfil) de la velocidad de flujo.

Cabe destacar que la región del lago subglacial de Vostok presenta condiciones especialmente difíciles para la determinación de las velocidades del flujo de hielo, la ausencia de características particulares en superficie que permitan establecer puntos de referencia identificables con velocidades conocidas dificulta el uso de técnicas de teledetección, como el radar de apertura sintética interferométrico por satélite (*InSAR*).

En las primeras campañas se establecieron marcadores que observaron durante toda la temporada, su ubicación se limitó a la zona de la estación Vostok y parte sur del lago. En la siguiente temporada se agregaron nuevos marcadores a los anteriores, donde se realizaron nuevas observaciones. En las temporadas 06/07 se realizó una campaña Geofísica, en conjunto entre Alemania y Rusia entre las estaciones Vostok y Mirny. Se expandió el área de observación, hacia el centro y norte del lago. De la misma manera se siguió utilizando los marcadores anteriores (Richter et al., 2008).

En nuevas campañas se instaló una estación GNSS permanente en la estación de Vostok. Entre 2009 y 2011, se repitieron las observaciones del GNSS en la mayoría de los marcadores en una nueva campaña entre las estaciones Vostok y Progress. Todos estos marcadores se observaron al menos dos veces, con intervalos de tiempo entre 1 y 9 años. Esto permite



Figura 3.6. Medición del perfil S53 durante la campaña 2007/2008. La jaula a la derecha del trailer es la antena de transmisión, la de la izquierda la antena de recepción. En la punta del palo de madera encima del trailer se encuentra la antena GPS de navegación. A la izquierda encima de la cabina del chofer del tractor, se puede apreciar la antena GNSS del relevamiento cinemático.

determinar con exactitud las velocidades de los marcadores, ya que la precisión suele aumentar con el intervalo de tiempo entre la primera y la última ocupación (Wendt et al., 2006).

Los marcadores colocados son una estaca de madera de 80 cm de longitud, sobre las cuales se montan las antenas GNSS. Estas estacas son enterradas 60 cm en la superficie del hielo.

Se utilizaron receptores GPS geodésicos (Trimble 4000SSi) y antenas (TRM33429.00). A partir de 2007, también se utilizaron receptores aptos para GLONASS (Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema) Trimble R7; Leica GRX1200) y antenas (TRM57971.00; LEIAX1203). Se registraron las observaciones de código y fase de GPS de doble frecuencia (y de GLONASS cuando se rastreó) (Richter et al., 2013).

En las mediciones se registró el acimut de la antena y la altura del punto de referencia de la antena con respecto a la cima del marcador y a la superficie de la nieve.

Los marcadores en la zona de la estación de Vostok y en la parte sur del lago se ocuparon normalmente durante 1-60 días por temporada (Wendt et al., 2006; Richter et al., 2008). La observación de los marcadores en las partes central y septentrional del lago tuvo que ajustarse al apretado calendario de los convoyes. Aquí las ocupaciones eran típicamente de 6 horas, con un mínimo de 2 horas.

El conjunto completo de datos GNSS de la región del lago subglacial Vostok se procesó de forma homogénea con el software Bernese GPS 5.1 (Dach et al., 2007). Además de los sitios de las campañas, se incluyeron 14 estaciones de seguimiento permanentes para integrar los datos con el marco de referencia terrestre IGS08.

Para la estimación final de los parámetros, todos los sistemas de ecuaciones normales

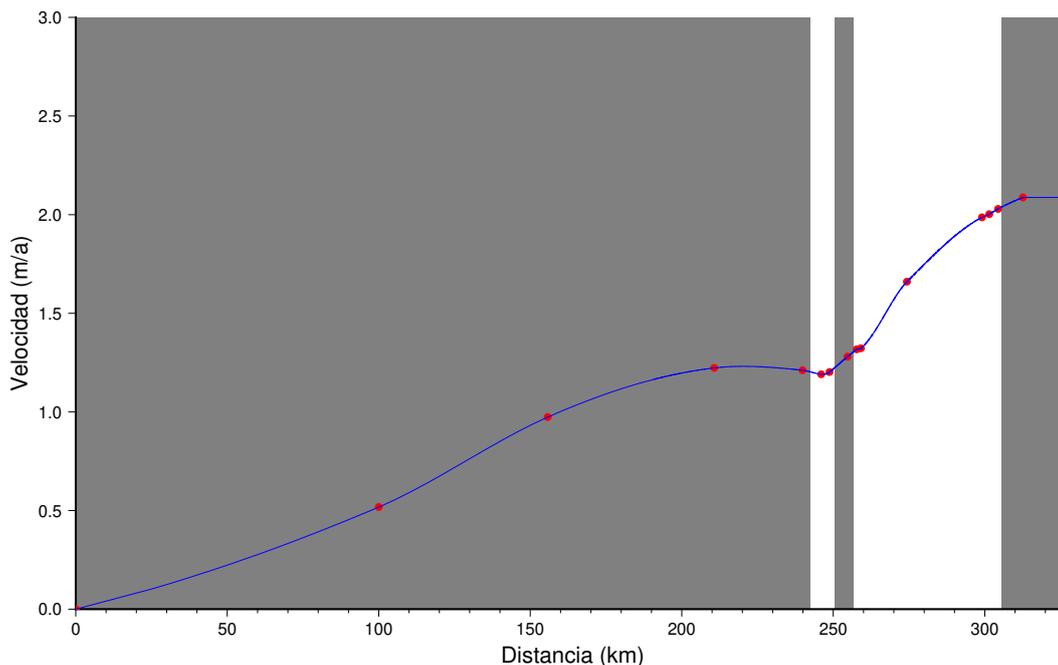


Figura 3.7. Magnitud de velocidad de flujo, determinada mediante observaciones GNSS estáticas (puntos rojos), la línea azul es el resultado de realizar una interpolación Akima sobre los datos de velocidad a lo largo del perfil. En franjas grises segmento del perfil de interfaz hielo-roca, en franjas blancas segmento sobre el cual la interfaz es hielo-agua.

diarias se combinaron para obtener posiciones y velocidades tridimensionales (3-D) del sitio con respecto al marco de referencia IGS08. Finalmente, la rotación de la placa tectónica antártica se restó de los componentes de velocidad horizontal. Por lo tanto, los vectores de velocidad horizontal resultantes se refieren a la roca madre (Wendt et al., 2006; Richter et al., 2008).

En caso de los marcadores que se encuentran sobre la superficie del lago son representativos de la velocidad de toda la columna vertical de hielo, esto se debe a que dentro de las particularidades que se dan en el deslizamiento del flujo de hielo, no hay roce basal que afecte al flujo. La dirección del flujo de hielo es predominantemente de Oeste a Este.

Las velocidades máximas se observan en la parte más meridional del lago, con un máximo de 2,09 m/a (ver Figura 3.7). En el sur se presenta una aceleración a medida que el flujo de hielo se aproxima a la costa Este. Mientras que en la zona norte del lago las velocidades se mantienen ligeramente por debajo de los 2 m/a. Se determinaron las magnitudes de la velocidad y los azimut del flujo de hielo en los 50 marcadores de superficie en la región del lago subglacial Vostok a partir de repetidas observaciones GNSS con precisiones típicas de 1 cm/a y una incertidumbre en la velocidad deducida del orden de 5 mm/a.

3.3. Datos complementarios

3.3.1. Edades de las interfaces

Interpretar la información climática que contiene el testigo de hielo, extraído en la estación Vostok, conlleva un desafío, con la dificultad adicional que el hielo encontrado en este punto a cierta profundidad no se depositó en el lugar de la perforación. El mismo se formó, mediante un largo proceso de transformación de nieve a hielo, pendiente arriba en la zona del Ridge-B.

Hay que tener en cuenta la advección del hielo. Para esto se emplean modelos bidimensionales de flujo de hielo.

Para definir las edades de las distintas interfaces se utilizó modelo de la línea de flujo 2D, combinado, con una descripción de la transición del campo de velocidades hasta la capa de acreción basal, datos geográficos recientes y el perfilado RES a lo largo de VFL (Salamatin et al., 2009).

La escala temporal glaciológica adoptada en este trabajo fue GTS-III (Salamatin et al., 2009), mejora la datación de los núcleos de hielo de Vostok sobre la base de la modelización de la línea de flujo de hielo. Es una escala temporal glaciológica para el núcleo de hielo de Vostok con errores de edad del orden de 2 ka o menos de media hasta una profundidad de 3310 m.

En el caso de profundidades mayores a 3500 m, las cuales coinciden con las últimas interfaces trazadas por Popov en sus trabajos. La escala de tiempo GTS-III puede subestimar las edades de hielo en aproximadamente 20-40 ka (ver Tabla 3.1).

La historia real de la deformación del hielo basal es mucho más complicada que la modelada por simulaciones y la extensión de la escala temporal se da sólo para ilustrar una posible tendencia del crecimiento de la edad del hielo con la profundidad.

Los análisis isotópicos se realizaron sobre las muestras de nieve procedentes de núcleos superficiales perforados a mano y de pozos profundos, acompañados de la datación del espesor de la nieve, han permitido reconfigurar la historia climática regional (para la parte sur del lago Vostok) en los últimos años 300 ka.

Edad (GTS-III)	Capa	Profundidad [m]
11.4 ka	L1	275
26 ka	L2	440
40.1 ka	L3	590
57.2 ka	L4	825
76.6 ka	L5	1045
90.2 ka	L6	1205
96.4 ka	L7	1285
103.2 ka	L8	1375
122.2 ka	L9	1700
126.5 ka	L10	1805
130.4 ka	L11	1890
158.8 ka	L12	2155
212.4 ka	L13	2575
237.8 ka	L14	2740
278.9 ka	L15	3000

Tabla 3.1. Edades correspondientes a las escala temporal glaciologica GTS-III en miles de años para las distintas capas L_i , junto a la profundidad en la cual se detectaron en el testigo de hielo de la estación Vostok.

La relación edad del hielo-profundidad mejor ajustada se presenta junto con los puntos de control utilizados en la tabla 3.1. Esta escala de tiempo glaciológico, define las edades de las distintas interfaces registradas en los perfiles RES, sobre la línea de flujo VFL.

3.3.2. Datos de acumulación

La acumulación superficial de nieve es un proceso estocástico que varía fuertemente a escalas espacio-temporales pequeñas. En la región de estudio contamos con 2 fuentes de información acerca de las tasas de acumulación: a) observaciones repetidas en estacas a lo largo del perfil VFL y a lo largo de la línea de flujo S52 al Oeste del perfil radar ; b) modelos climatológicos regionales, en particular RACMO2.3p2 (Van Wessem et al., 2018).

3.3.2.1. Observaciones de acumulación superficial

Los datos de acumulación son el resultado de un proyecto de larga duración de investigaciones glaciológicas realizadas en el Lago Vostok, en el cual se determinó la tasa de acumulación de nieve para las dos líneas de flujo de hielo que pasan por las partes sur y norte del lago (Ekaykin et al., 2012).

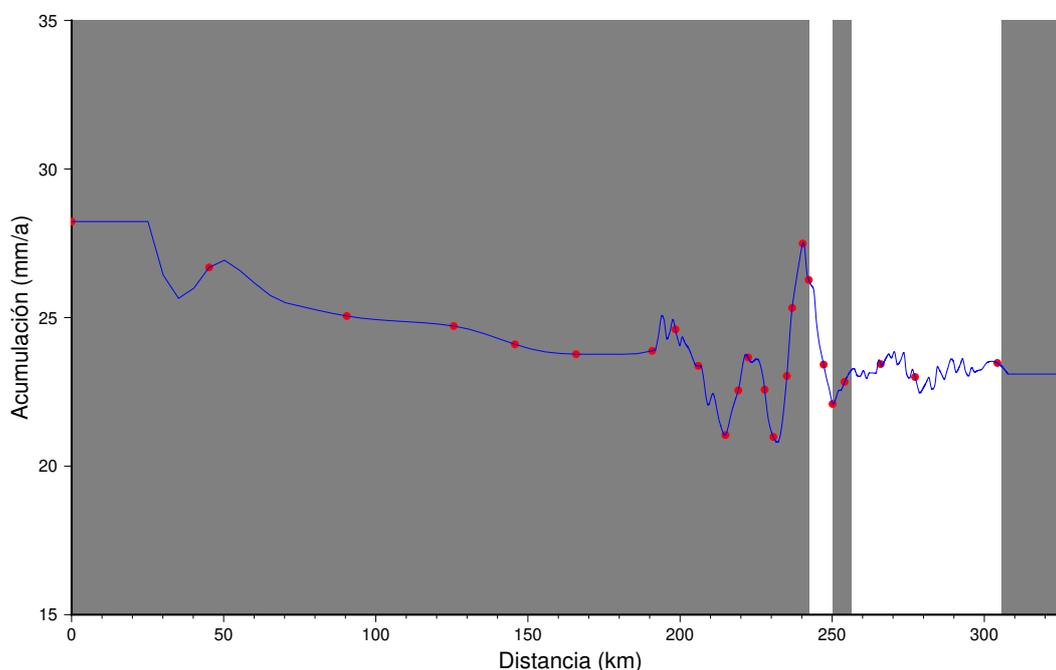


Figura 3.8. Perfil de acumulación superficial de nieve para la línea de flujo VFL. En puntos rojos se ubican los puntos de control para el modelo de flujo de hielo. Región de mayor variabilidad corresponden a las estacas de medición in situ, que tienen un intervalo de medición de 7 años. La variación suave en la zona del Ridge-B corresponde al modelo climático regional RACMO2.3p2 con resolución espacial de 27 km x 27 km, que se compone de mediciones con un intervalo de más de 40 años.

En el año 2005, se llevaron a cabo observaciones glaciológicas a lo largo de la línea de flujo de hielo de Vostok (VFL), estas se extendieron hasta 96 km hacia la costa Oeste del lago (Zona del Ridge-B). Se colocaron 78 estacas de nieve cada 1 km (en el intervalo de 0-60 km) y cada 2 km (en el intervalo de 60-96 km). Al año siguiente se prolongó el perfil hasta los 107 km, con estacas cada 1 km.

En el año 2012 se volvió a realizar una campaña para medir la altura alcanzada en cada estaca de acumulación de nieve. De esta manera se pudo calcular la acumulación total de nieve durante el periodo de 7 años. Estos datos de acumulación se corrigieron teniendo en cuenta el asentamiento de la nieve (Ekaykin et al., 2012).

Para transformar la acumulación de nieve, en la tasa de acumulación, se utilizan los datos de densidad de la nieve cercanos a cada estaca.

La tasa de acumulación a lo largo de VFL depende casi por completo de la acumulación de nieve y sólo en menor medida de la densidad. Por último la tasa media (para el periodo de 6-7 años) de acumulación de nieve, para cada estaca se calcula como la acumulación total de nieve corregida por el asentamiento de la nieve, multiplicada por la densidad de la nieve hasta 50 cm y dividida por el número de años transcurridos desde la colocación de la estaca. Como resultado se obtuvo una tasa de acumulación media para la línea de flujo del sur (el perfil VFL) es de (21-24 kg/m²a), mientras que para la del norte (NVFL-S52) es aproximadamente 1.5 veces más alta, (29-37 kg/m²a).

3.3.2.2. Modelos climatológicos regionales de SMB (RAMCO 2.3p)

El Balance de Masa Superficial (SMB) de la capa de hielo es el complejo resultado neto de la acumulación en el interior, y de la fusión, recongelación y posterior escorrentía en los márgenes.

La acumulación depende en gran medida de la circulación atmosférica y de los cambios en la elevación y la extensión de la capa de hielo. El deshielo es una función de los componentes del balance energético de la superficie, que varían ampliamente en el espacio y el tiempo sobre la capa de hielo.

Las simulaciones de modelos climáticos de SMB, son cruciales para obtener una estimación realista del balance de masa de la capa de hielo.

Los Modelos Climáticos Regionales (MCR) simulan procesos atmosféricos con una resolución horizontal relativamente alta y, cuando se combinan con un modelo de nieve, han demostrado simular de manera realista el SMB y sus componentes en regiones glaciares como la Antártida.

El Regional Atmospheric Climate Model versión 2.3p2 (Van Wessem et al., 2018), es una adaptación del modelo climático regional RACMO 2 a las capas de hielo polares, acoplado a un modelo de nieve y diseñado para modelar el clima cercano a la superficie, el cual provee el balance energético de la superficie y el SMB sobre las capas de hielo de Groenlandia y la Antártida. Tiene una resolución horizontal de 27 km x 27 km. Los resultados del modelo, proveen una resolución temporal mensual, para el período de 1979 a la actualidad. Está forzado en sus límites laterales por los datos del reanálisis ERA-Interim de presión, viento, temperatura, humedad, concentración de hielo marino y temperatura de la superficie del mar cada 6 horas y con una resolución espacial de 0.75° (Dee et al., 2011). Este modelo incorpora líneas de salida de glaciares, topografía y campos de albedo de hielo actualizados. RACMO2.3p2 muestra una buena concordancia en comparación con los datos meteorológicos in situ y las mediciones puntuales de SMB, y resuelve mejor los patrones espaciales y la variabilidad temporal del SMB en comparación con la versión anterior del modelo. Se demostró que este modelo muestra un excelente acuerdo con las observaciones de estacas en la región Vostok (Richter et al., 2021).

3.3.3. Perfiles cinemáticos GNSS

Contamos con datos de elevación en superficies los cuales tienen una exactitud y precisión elevada. A la hora de obtener estos datos se utilizaron receptores GNSS geodésicos de doble frecuencia con antenas externas y estaciones de referencia.

Se distinguen dos tipos diferentes de perfiles con respecto a los vehículos en los cuales se realizaron las mediciones. El primer tipo son las observaciones realizadas en motos de nieve ligeras. Con la ayuda de estos perfiles, se describió la estabilidad de la superficie del hielo

3. Datos Observacionales

alrededor de la estación Vostok (Richter et al., 2014b). Los perfiles adquiridos con motos de nieve otorgaron precisiones del orden de unos centímetros, lo cual los convierte en un dato muy adecuado para estudios precisos sobre cambios locales en elevación. Otro tipo de observación se realizó en vehículos de convoy, tractores sobre orugas mecánicas, diseñadas para arrastrar trineos que llevan las provisiones de las estaciones. Estas plataformas realizan mediciones en distancias muy largas. La desventaja de estas plataformas pesadas, en comparación con las motos de nieve, es que se hunden en las capas superiores de nieve blanda hasta varios decímetros. Por lo tanto, esta altura de la antena debe medirse con la mayor frecuencia posible a lo largo de la travesía (Schroder et al., 2017).

Las campañas comenzaron en el verano austral de 2001/2002, durante un convoy sísmico de la Expedición Antártica Rusa (RAE) a lo largo de un trayecto de unos 150 km en la parte sur del lago Vostok. Durante esta travesía de varios días, se instaló una antena GNSS en el techo del remolque.

A partir de 2006, se realizaron observaciones a lo largo de perfiles más largos, en el trayecto realizado por los convoyes de abastecimiento (Masolov et al., 2001; Richter et al., 2013; Ekaykin et al., 2017).

En el verano austral de 2006/2007 se observaron perfiles cinemáticos GNSS entre Vostok y Mirny en dos vehículos del convoy a lo largo de una distancia de unos 1.600 km (ver Figura 3.9), desde la superficie de hielo notablemente plana sobre el lago Vostok hasta el terreno accidentado de la costa (Schroder et al., 2017). En 2009, la estación Progress ubicada a 76.4° longitud Este y 69.4° latitud Sur, se convirtió en el principal centro logístico de la estación Vostok.



Figura 3.9. Convoy de trineos sobre la superficie del hielo. Campaña de mediciones 2006/2007.

En 2007/2008 se realizó una travesía de reconocimiento desde Progress hasta Vostok y viceversa, que ya incluía equipos GNSS geodésicos. Desde el verano austral 2009/2010, se midieron varios perfiles entre estas dos estaciones cada temporada.

Las observaciones GNSS que se obtienen de los cinemáticos, realizados a lo largo de las travesías en la zona del Lago Vostok nos proporcionan alturas elipsoidales. Para convertirlas a alturas físicas, se aplica el modelo global de geoide EGM08 (Pavlis et al., 2012). Este es

suministrado por el equipo de la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA) de Estados Unidos. El modelo EGM2008 tiene un tamaño de celda de 1.0 x 1.0 minutos, que definen la diferencia entre la altura del elipsoide WGS84 y el nivel medio del mar. El modelo EGM2008 puede utilizarse para calcular la diferencia de altura elipsoidal WGS84 y el nivel medio del mar (NMM) en cualquier lugar del planeta (Schroder et al., 2017).

3.3.4. Modelos digitales de elevación

El origen del flujo de hielo (Ridge-B) (ver Figura 3.10), se determinó mediante un modelo digital de elevaciones, que combina mediciones de altímetros láser (Geosciences Laser Altimeter System) a bordo del satélite ICESat, con los datos de altimetría radar por satélite (SRA) de la misión satelital Europea ERS-1 (Bamber et al., 2009).

Los datos de altimetría satelital que provienen de misiones radar, tienen una buena cobertura espacial pero inferior precisión que los procedentes de mediciones láser.

Combinando los datos del radar y del láser de manera óptima, logró maximizar la precisión vertical y la resolución espacial del MDE y se minimizó el número de celdas de cuadrícula con una estimación de elevación interpolada. Se determinó la resolución óptima para producir un MDE basándose en un compromiso entre la resolución y las celdas interpoladas, que resultó ser de 1 km. El error RMS del MDE resultado de la combinación de las técnicas resultó ser aproximadamente la mitad del mejor MDE anterior de 5 km de resolución, derivado de SRA. Lograron notables mejoras en las zonas marginales y montañosas más empinadas (Bamber et al., 2009).

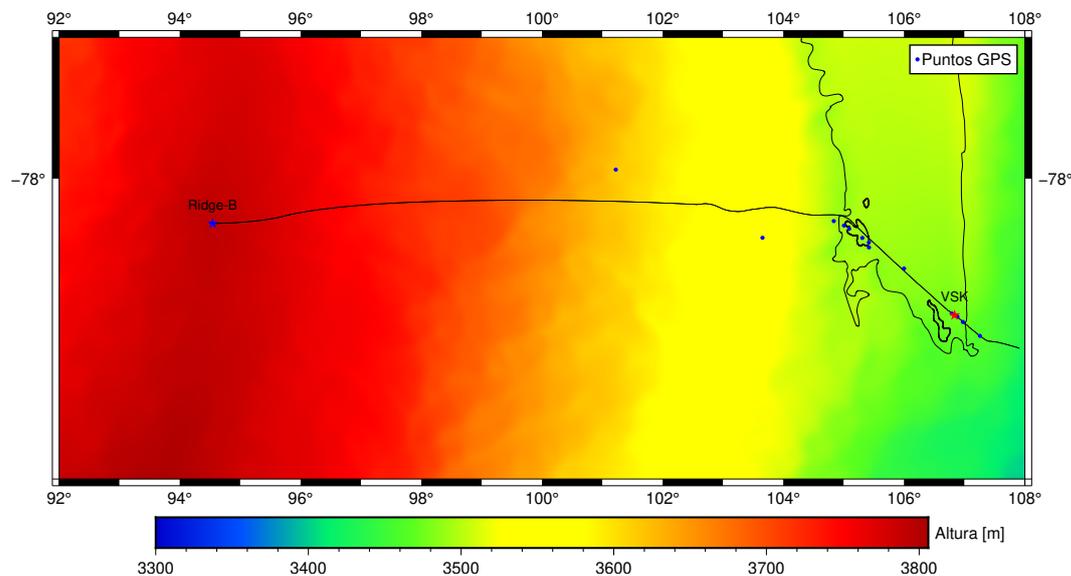


Figura 3.10. Mapa de la región del lago Vostok. Se encuentra ubicado el origen del perfil VFL en el Ridge-B, sobre la línea negra se ubican los puntos pertenecientes a la línea de flujo VFL con una equidistancia entre puntos de 100 m. La topografía corresponde al modelo digital de elevaciones (Bamber et al., 2009).

Cabe destacar que los datos observacionales analizados en este trabajo (perfiles de radar, observaciones GNSS, medición de acumulación mediante perfiles de estacas) se obtuvieron bajo condiciones físicas y logísticas extremas. Estas observaciones se realizaron por lo general con el fin de dar respuestas a otras preguntas científicas y, por lo tanto, no son óptimas en su cantidad, distribución espacial/temporal o calidad para el análisis aquí desarrollado. Esto requiere introducir una serie de suposiciones y simplificaciones en el análisis y modelado, las

3. Datos Observacionales

cuales se resumen en el siguiente capítulo.

Capítulo 4

Modelado

4.1. La ecuación de conservación de masa y su aplicación

El análisis de la geometría de las interfaces internas y su modelado se basa en simplificaciones de la ecuación de continuidad. El espesor de hielo se relaciona directamente con la masa del glaciar, con las fuerzas y con el flujo de hielo.

Partimos de la ecuación de conservación de masa del flujo de hielo (ECMFH) (Richter et al., 2013):

$$(b_s + b_b) - \rho \left(\frac{dZ}{dt} \right) = \nabla(ZU) \quad (4.1)$$

$$\nabla(ZU) = Z \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} \right) + \left(u \frac{dZ}{dx} + v \frac{dZ}{dy} \right) \quad (4.2)$$

Donde cada uno de los términos implica:

b_s : balanza de masa superficial, correspondiente a la tasa de acumulación superficial;

b_b : balanza de masa basal;

ρ : densidad promedio a lo largo de la columna de hielo;

Z : espesor de hielo;

u, v : componentes de velocidad de flujo de hielo en direcciones coordenadas x e y , respectivamente;

$\frac{du}{dx}, \frac{dv}{dy}$: deformación horizontal de hielo (strain);

$\frac{dZ}{dx}, \frac{dZ}{dy}$: gradientes laterales de espesor de hielo;

$\rho \frac{dZ}{dt}$: es la balanza de masa de hielo (local);

$\nabla(ZU)$: se denomina divergencia del flujo de hielo.

La ecuación relaciona un cambio temporal de espesor local de hielo $\frac{dZ}{dt}$, observable por ejemplo mediante técnicas geodésicas (altimetría, distintas técnicas de posicionamiento GNSS),

con el efecto combinado de tres procesos: acumulación/erosión de masa (nieve) en la superficie, acumulación/erosión de masa (hielo) en la base y el engrosamiento/adelgazamiento dinámico en función de la velocidad de flujo.

De la aplicación de diversas técnicas de observación geodésica en la región del trabajo (Richter et al., 2008, 2014a) sugieren que la altura de la superficie de la capa de hielo sobre el lago Vostok se ha mantenido estable durante la última década.

Además el balance de masa total $\rho \frac{dZ}{dt}$, bajo la estación Vostok, está muy cerca de cero (hielo en equilibrio).

El flujo de hielo puede imaginarse como un desplazamiento continuo de partículas desde la divisora de hielo a lo largo de la línea de flujo (trayectoria de una partícula acumulada sobre un punto de la divisora). Considerando dos líneas de flujo cercanas (“vecinas”) podemos imaginarnos dos cortes verticales cercanas, perpendiculares a ambas líneas de flujo: compuertas de flujo de hielo (flux gate). La ecuación 4.1 indica que, en el caso de un sistema glaciar en equilibrio (balance de masa nula), la masa de hielo que pasa por ambas compuertas de flujo por unidad de tiempo difiere por una cantidad correspondiente a la suma del balance de masa superficial y basal sobre el área de superficie comprendida entre ambas líneas y compuertas de flujo.

A la hora de aplicar la ECMFH a lo largo de una línea de flujo, consideramos que la dirección local de flujo, coincide con la dirección local del perfil (coordenada x); la velocidad u (velocidad absoluta/total) y la componente horizontal de la velocidad $v = 0$. El término corresponde a la variación de la velocidad de flujo a lo largo del perfil, mientras que $\frac{dv}{dy}$ es la correspondiente deformación transversal (variación lateral del flujo de hielo).

4.2. Principio conceptual, suposiciones y simplificaciones

En este trabajo se parte del concepto que tanto la acumulación superficial como la velocidad de flujo varían en espacio y tiempo.

Las variaciones espaciales (a lo largo de la línea de flujo) de la velocidad u , $\frac{du}{dx}$ y de la tasa de acumulación b_s están controladas por la topografía.

Las anomalías locales de acumulación se correlacionan con la curvatura de la superficie, existe influencia de las anomalías en el relieve de la superficie en la tasa de acumulación (Ekaykin et al., 2012; Richter et al., 2021; Leonard et al., 2004).

La variación temporal de la acumulación sobre escalas espacio-temporales cortas tiene una fuerte componente estocástica. Sobre escalas de tiempo representativas para las edades de las interfaces internas analizadas (10^3 - $10^5 a$) depende de condiciones climáticas regionales (transporte de humedad, campo de velocidad de viento promedio), continentales (p.ej., patrones de circulación atmosférica) y globales (p. ej. ciclos glaciales).

Variaciones temporales del campo de velocidad del flujo, se generan en consecuencia de disequilibrios locales del balance de masa de hielo, en muchos casos causados por redistribuciones pasajeras de la acumulación superficial, resultando en un crecimiento local de la altura, y así inclinación, de la superficie.

El presente análisis supone que la configuración de la topografía sobre las escalas más relevantes para la velocidad de flujo y anomalías de acumulación (≥ 10 km), así como la configuración de las líneas de flujo aquí estudiadas (VFL, S52, S53) no cambiaron en forma significativa durante el tiempo cubierto por las edades de las interfaces internas identificadas por radar (últimos ~ 300.000 a). La suposición acerca de la configuración invariable de líneas de flujo se apoya sobre los resultados de (Tikku et al., 2004): paleo-líneas de flujo (trayectorias) identificadas en datos de radar (independientes a los utilizados en este trabajo) coinciden muy bien con vectores de velocidad de flujo actuales observados con GNSS (Richter

et al., 2013). La suposición de la persistencia del macro relieve (topografía generalizada) en el sistema Ridge B-Lago Vostok durante $300.000a$, se apoya en las consideraciones de (Salamatin et al., 2009). Se supone, entonces, que las variaciones temporales de velocidad de flujo y acumulación reflejadas en la geometría de las interfaces internas resultan de variaciones climáticas regionales, es decir, escalas espaciales que exceden los perfiles aquí estudiados. Por lo tanto, los patrones espaciales de la variación de acumulación y velocidad no cambian de forma significativa, en particular, la posición geográfica de anomalías (ligadas al macro relieve) se mantienen invariantes. Las variaciones temporales de acumulación y velocidad de flujo, entonces, pueden ser aproximadas mediante valores promedios de factores de escala $f_a(t)$ y $f_v(t)$, para la velocidad de flujo y tasa de acumulación, uniformes sobre el perfil estudiado.

Además, se introducen las siguientes suposiciones y simplificaciones:

1. Las interfaces identificadas (Popov S. comunicación personal) son consideradas coetáneas, formadas a través de la acumulación simultánea en la superficie. Adoptamos para estas interfaces las edades determinadas mediante la escala de tiempo GTS-III (Salamatin et al., 2009), considerándolas como datos conocidos libres de errores.
2. Consideramos un flujo estacionario de hielo, es decir que por unidad de tiempo, la masa que atraviesa cada compuerta es la misma. Esto implica que variaciones espaciales de velocidad de flujo, se compensan por cambios en el área de la sección transversal (variación longitudinal de espesor Z y ancho de canal de flujo $\frac{dv}{dy}$).
3. Se considera la deformación horizontal trasversal aproximadamente constante a lo largo del perfil radar. No se cuenta con datos para determinar $\frac{dv}{dy}$ por este motivo tenemos que introducir esta simplificación. Sabemos que no es correcta cerca de la divisora de hielos, donde el flujo es divergente. Observaciones in situ muestran que $\frac{dv}{dy} > 0$, pero pequeño alrededor de la base Vostok (Richter et al., 2008).
4. Se considera a la velocidad actual observada en superficie (mediante GNSS) representativa para todas las interfaces internas. Esta suposición está justificada sobre lago, donde no hay roce basal. La extensión de esta suposición sobre las partes del perfil VFL donde el hielo está apoyado sobre tierra firme se justifica por la limitada profundidad de las interfaces investigadas. La velocidad promedio (sobre perfil vertical) se estima entre 90 y 95 % de la velocidad observable en la superficie y la diferencia se concentra en las máximas profundidades de hielo (cerca de la base). Estas diferencias/gradientes verticales de velocidad producen deformaciones que perturban la estratificación de las interfaces internas. El hecho que se pudieron identificar y trazar exitosamente las interfaces informadas (Popov S. comunicación personal) es interpretado como indicio de que perturbaciones, deformaciones y gradientes de velocidad son insignificantes en los rangos de profundidad aquí analizados.
5. El perfil vertical de densidad de firn/hielo obtenido a partir del testigo de Vostok es representativo para toda la región de estudio (línea de flujo VFL). Esta suposición está impuesta por la falta de información acerca de la estructura vertical de densidad a lo largo de los perfiles.

4.3. Variación espacial de tasa de acumulación y velocidad de flujo a lo largo de VFL

En este trabajo, se utilizaron los datos de tasa de acumulación provenientes del estudio glaciológico y geofísico desarrollado en la región de interés durante las temporadas de verano (Diciembre 1999 - Enero de 2000) de la Expedición Antártica Rusa (RAE) por parte de los especialistas del Instituto de Investigación Ártica y Antártica y de la Expedición de Geostudios Marinos Polares (PMGE) con el apoyo logístico de la RAE.

Como anteriormente se desarrolló en el Capítulo 3, los datos provenientes de las observaciones glaciológicas a lo largo de la línea de flujo VFL, se extendieron hasta los 107 km aguas arriba desde la estación Vostok, con estacas cada 1 km. Una característica interesante del perfil VFL es la fuerte variabilidad espacial a pequeña escala: en una distancia de menos de 10 km la tasa de acumulación puede cambiar en $8 \text{ kg/m}^2\text{a}$ (Ekaykin et al., 2012). En su trabajo, expone que los efectos provocados por anomalías de redistribución de nieve, tienen muy poca influencia en las escalas en las cuales trabajamos.

La variabilidad a corto plazo de la tasa de acumulación a lo largo del perfil VFL muestra fuertes oscilaciones que difícilmente podrían explicarse por el clima local. Con el fin de reducir el efecto provocado por esta componente estocástica, los valores de tasa de acumulación, fueron filtrados usando un filtro Gaussiano de 20 km de longitud. Luego se realizó una interpolación de los datos mediante el método Akima de interpolación spline, que realiza un ajuste local sobre los puntos de perfil VFL.

Cabe destacar que el perfil de acumulación no está determinado hasta la divisorias de hielo, esto se debe a la imposibilidad de acceder actualmente a realizar mediciones en esa región, asociadas al clima extremo en la región.

Para completar el perfil a lo largo de VFL y definir correctamente un perfil de acumulación actual, se utilizan los valores provenientes del Modelo Regional de Clima Atmosférico (RAC-MO2.3p). Si bien el mismo simula la acumulación superficial con una resolución espacial de 23 km, lo cual difiere con los datos cada 1 km provenientes de las estacas de observación. Este modelo es producto de una simulación de la circulación atmosférica con cobertura continental desde el año 1979. Esto lo convierte en una fuente confiable de información (Richter et al., 2021).

Una vez determinado el perfil sintético de acumulación, el siguiente paso fue calcular un perfil de velocidades. Para esto se partió de los vectores velocidad proveniente de las observaciones GNSS realizadas en las diversas campañas de observación en la región del lago Vostok. Los marcadores que se encuentran sobre la superficie del lago son representativos de la velocidad del flujo en esos puntos.

Sin embargo, más allá de la línea de costa, no contamos con observaciones GNSS sobre la línea de flujo VFL. En este caso trabajamos con los datos de las estacas más próximas al perfil, asociando el valor de velocidad al punto del perfil más cercano.

En los primeros 150 km desde la divisoria de hielo, no contamos con datos GNSS. Para determinar un valor de velocidad representativo entre esos puntos, se utilizó un modelo digital de elevación (Bamber et al., 2009), partiendo de la suposición que la velocidad de flujo es principalmente condicionada por la inclinación superficial sobre escalas de 10^1 km (Cuffey & Paterson, 2010).

A partir del *MDE* se determinó la diferencia de altura de la topografía sobre el perfil VFL, en puntos cada 100 m de separación. Luego, al resultado se le aplicó un filtro Gaussiano de 20 km de longitud. De esta manera, la velocidad en un punto de control a los 100 km del Ridge-B se puede calcular como:

$$v_{100} = v_{gps} \left(\frac{dz_{100}}{dz_{gps}} \right) \quad (4.3)$$

donde v_{gps} y dz_{gps} , son la velocidad de flujo determinada mediante GNSS y el gradiente de altura sobre el punto GPS mas cercano respectivamente.

Se asumió que la velocidad en el punto de origen en el Ridge-B es cero.

4.4. Separación y determinación de la evolución dinámica y climática

A partir de los datos de profundidad métrica de las interfaces, obtenemos a lo largo de VFL, la variación espacial de la altura de la columna de agua equivalente que describe la cantidad equivalente de agua líquida almacenada en la columna de hielo. La columna de agua que, teóricamente, resultaría si la capa de nieve entera se derritiera instantáneamente. Para realizar este paso, contamos con los datos del testigo de hielo recogido en la estación Vostok, sobre el cual a través de diversos estudios se determinó un perfil de densidad en profundidad de firn/hielo. La adopción del perfil vertical de densidad de Vostok como válido para toda la región de estudio es una suposición de trabajo. Las variaciones espaciales climáticas (acumulación, temperatura superficial) y dinámicas (velocidad de flujo) implican también leves variaciones espaciales en el perfil vertical de densidad. Sin embargo, la incorporación de estas variaciones laterales en la estructura de densidad requeriría datos de más perforaciones profundas, que no están a disposición. De todas maneras se considera que el efecto de estas variaciones espaciales de densidad es secundario en el presente análisis. Se cuenta con las profundidades de las interfaces a lo largo del perfil, las cuales multiplicadas por la densidad promedio hasta esa profundidad, resultan en la altura de agua equivalente.

4.4.1. Factor dinámico

El factor dinámico representa el espesor relativo de las capas internas del flujo de hielo. El mismo, nos da cuenta del efecto integral de variaciones tanto de velocidad como convergencia/divergencia del flujo. Resulta de una integración promedio en una cierta escala espacial.

A la hora de determinar el factor dinámico, en primer lugar se calcula el espesor promedio del paquete que compone de la interfaz 1 a la 15. Es decir sin contar la primera ni la ultima capa. Al descartar la superficie y la base del hielo, se aísla la contribución del flujo a la variación de espesor de las contribuciones de los balances de masa superficial b_s y basal b_b .

La base temporal que determina esta elección ($dT = E_{15} - E_1$) donde E_i es la edad de la capa i , otorga robustez ante la presencia de ruido y variaciones de anomalías pasajeras.

Suponemos que las interfaces son coetáneas. El cambio temporal del espesor de hielo local $\frac{dZ}{dt}$ es uniforme, de esa manera se refleja como la divergencia a lo largo de la línea de flujo ∇V .

La variación de este factor dinámico a lo largo de las tres líneas de flujo estudiadas es, bajo las suposiciones empleadas acerca del insignificante impacto de las variaciones de la deformación horizontal transversal y de los perfiles verticales de densidad y velocidad, indicativa para la velocidad de flujo. Comparando las variaciones del factor dinámico con las observaciones in situ disponibles de la velocidad de flujo se corroborará la validez de estas suposiciones.

4.4.2. Reconstrucción de la evolución de la velocidad de flujo y puntos de origen

Se parte del concepto que anomalías de acumulación relacionadas con el macro relieve se mantienen geográficamente fijas. (Leonard et al., 2004) muestran, mediante un modelado, el impacto de una anomalía local (fija) de acumulación sobre la geometría de las interfaces internas:

- Un anomalía positiva genera un espesor aumentado de la capa superficial (activa) con respecto a su entorno (afectado por tasas inferiores de acumulación).
- El flujo progresivo del hielo transporta este segmento de espesor aumentado flujo abajo (hacia SE en el caso de VFL) al mismo tiempo que esta capa se traslada hacia abajo, sepultada por la progresiva acumulación en la superficie.
- La impronta de una anomalía local positiva de acumulación consiste, entonces, en un aumento local en el espesor entre dos interfaces internas, ubicado flujo abajo de la posición de esa anomalía.
- La distancia a lo largo del perfil (línea de flujo) entre la posición de la anomalía (actual) y el segmento de espesor aumentado (observado) refleja la velocidad de flujo promedio durante el tiempo transcurrido.
- La amplitud del aumento de espesor depende a) del contraste de la tasa de acumulación dentro y fuera de la anomalía y b) de la velocidad de flujo local; la profundidad de ese segmento depende de la evolución de la tasa de acumulación (función temporal de $f_a(t)$).
- Por lo tanto, la reconstrucción de la velocidad de flujo se apoya en el análisis de los perfiles de espesor entre interfaces contiguas; consiste en la identificación de segmentos de espesor localmente aumentado (o reducido) que se pueden relacionar con (atribuir a) anomalías de acumulación.
- La distribución actual de la acumulación superficial está caracterizada por una anomalía marcada relacionada con la curvatura cóncava de la superficie en la zona de transición de la línea de flujo de la pendiente al Este de Ridge-B y la superficie horizontal del Lago Vostok. Esta anomalía tiene la forma de dos máximos positivos cercanos, la presencia de esta anomalía y su persistencia en el tiempo nos permite utilizarla para reconstruir la velocidad del flujo.

Por lo tanto se asume que:

1. En primer lugar nos apoyamos en el análisis de los espesores entre capas contiguas, expresados en alturas de agua equivalente, en búsqueda de anomalías de acumulación, las cuales se presentan como espesores aumentados (o reducidos), y se pueden identificar entre las distintas interfaces.
2. Se determinan las estructuras anómalas, que en el caso de las primeras 3 interfaces (L1, L2 y L3) coinciden con la estructura asociada a la curvatura cóncava de la superficie en la zona de transición del flujo entre la costa Occidental y la superficie horizontal del Lago Vostok. Para las capas mas profundas se determinan anomalías que se reflejan en los espesores relativos (espesor de la interfaz menos el espesor medio) y se correlacionan entre capas contiguas. De esta manera vamos a poder determinar una variación de la velocidad entre las interfaces asociadas.

3. Una vez determinada la variación temporal de la velocidad de flujo $f_v(t)$, se puede calcular para cada punto del perfil (partícula de firn/hielo), la posición (distancia medida a lo largo del perfil) en un determinado tiempo pasado. En particular, si tomo el tiempo de acumulado desde la actualidad hasta la edad asociada a la interfaz donde determinamos las anomalía. Una vez ubicado el punto en su origen en tiempo (tiempo al punto de acumulación), determinamos la posición sobre el perfil VFL.
4. Si la estructura anómala se detecta en más de una capa contigua, se trabaja de manera recursiva.

- a) Se determina la posición sobre el perfil de la anomalía D_i en la interfaz i , la posición de la anomalía en la capa siguiente será D_{i+1} , seguido se calcula la posición de origen para la anomalía DO_{i+1} , tomando el intervalo de tiempo de viaje, como la diferencia de edad entre las interfaces involucradas $dT_i = E_{i+1} - E_i$. De esta manera calculamos el factor de velocidad promedio asociado a la interfaz i como:

$$f_{vi} = \frac{D_{i+1} - D_i}{D_{i+1} - DO_{i+1}} \quad (4.4)$$

- b) Para la siguiente interfaz en primer lugar determinamos la posición de la misma anomalía, que se va a encontrar desplazada por la diferencia en los tiempos de viaje.
- c) Luego se determina la posición que corresponde al tiempo de viaje (tiempo entre edades de las interfaces $i + 1$ e i). Esta posición sobre el perfil necesita ser corregida por el factor de velocidad promedio correspondiente a cada interfaz. De esta manera la posición corregida por el factor de escala queda:

$$D_{i+1}' = D_{i+1} - (D_{i+1} - DO_{i+1})f_{vi} \quad (4.5)$$

Finalmente debemos calcular la posición inicial de la estructura, donde el intervalo de tiempo de viaje involucrado es $dT_{i+2} = E_{i+2} - E_{i+1}$. De esta manera obtenemos la posición inicial de la anomalía D_i' .

- d) Determinado D_i' podemos calcular el calcular el factor de velocidad promedio correspondiente a la interfaz $i + 1$ como:

$$f_{vi+1} = \frac{D_{i+1}' - D_i}{D_{i+1} - DO_{i+1}} \quad (4.6)$$

- e) En el caso que la estructura esté presente en más de 2 interfaces, el procedimiento se aplica de manera recursiva siguiendo los pasos 2 y 3, teniendo en cuenta que los intervalos de tiempos involucrados corresponden a la diferencia de edad entre las interfaces, según la escala de tiempo GTS-III.

5. Si la estructura, pertenece a una correlación entre capas internas (puntos homólogos ver Figura 5.6), el procedimiento es similar. Con la salvedad, que dada la anomalía detectada, no vamos a encontrar el punto donde se originó, sino que vamos a relacionar el tiempo de viaje de la anomalía, en un intervalo correspondiente a la edad entre las interfaces, usando la velocidad medida en superficie por GNSS.

- a) En primer lugar se determina la posición de la anomalía en la interfaz D_i . Seguido se calcula la posición de la misma estructura en la siguiente interfaz D_{i+1} . Partiendo de la suposición, de que la velocidad para la interfaz es igual a la superficial,

calculo la distancia recorrida por la anomalía DO_{i+1} durante el intervalo de tiempo entre las dos interfaces contiguas. Por último el factor de velocidad promedio viene dado por:

$$f_{vi+1} = \frac{D_{i+1} - D_i}{D_{i+1} - DO_{i+1}} \quad (4.7)$$

4.4.3. Reconstrucción de la evolución de la tasa de acumulación

Sabemos que las partículas coincidentes con las interfaces internas se encontraron en la superficie (profundidad=0) en el tiempo de su acumulación (punto de origen).

Sin embargo, las interfaces internas no salen a la superficie flujo arriba, sino que siempre muestran una profundidad finita. Esto se explica por la progresiva acumulación local que tuvo lugar en este punto del perfil a lo largo del tiempo desde la edad de la interfaz al presente.

Por lo tanto, la profundidad de una interfaz interna en un punto de origen, para una partícula perteneciente a esa interfaz, indica la tasa de acumulación promedio local (en el punto de origen), representativa para el tiempo correspondiente a la edad de la interfaz.

La acumulación está afectada por una fuerte componente estocástica sobre escalas cortas, por lo tanto, para determinar estimadores robustos para la paleo-acumulación, es necesario aplicar este método no solo a un punto discreto, sino determinar un valor promedio sobre un segmento largo del perfil.

El procedimiento de cálculo para la variación temporal de la acumulación $fa(t)$ siguió los siguientes pasos:

1. A partir de las velocidades de flujo observadas mediante GNSS. Se determina la velocidad sobre cada punto del perfil VFL, con un espaciamiento de 100 m.
2. Se calcula el tiempo de viaje acumulado para una partícula, suponiendo que la velocidad es la observada en superficie.
3. Se halla el origen (posición donde se acumuló la partícula de nieve), para los extremos del perfil los cuales llamaremos X_e al punto ubicado en el extremo Este del perfil y X_o al ubicado en el extremo Oeste. La distancia recorrida por la partícula, depende de la edad de la interfaz asociada. De esta manera se obtienen D_{ei} y D_{oi} puntos de acumulación para la interfaz i .
4. La ubicación de los puntos necesita ser corregida por el factor de velocidad promedio correspondiente a la interfaz, con lo cual se aplicó la corrección como:

$$D_{oi}' = X_o - (X_o - D_{oi})f_{vi} \quad (4.8)$$

$$D_{ei}' = X_e - (X_e - D_{ei})f_{vi} \quad (4.9)$$

Donde D_{oi}' y D_{ei}' son las posiciones determinadas teniendo en cuenta que la variación temporal de la velocidad del flujo de hielo.

5. Una vez que encontramos el origen de los puntos del perfil, se calcula la tasa de acumulación media para cada interfaz a_{mi} en el nuevo segmento de perfil. Si se multiplica

la acumulación media por el intervalo de tiempo entre las edades de las interfaces, se obtiene la altura de la columna de agua equivalente en el origen.

$$A_{mi} = a_{mi}(E_{i+1} - E_i) \quad (4.10)$$

Donde E_i es la edad de la interfaz i , A_m altura de columna de agua equivalente. La tasa de acumulación se obtiene del perfil analizado en el capítulo 3.

6. Para cada capa del perfil VFL se calculó el espesor medio Zr_m , a partir de los datos RES. Luego, del perfil vertical de densidad de firn/hielo en el pozo 5G-1 se extrae una densidad media ρ_m . De esta manera se calcula una altura de columna de agua equivalente para cada interfaz Ar_i :

- a) En primer lugar se calcula la altura de columna de agua equivalente Ar_i para la primer interfaz y se determina el factor de acumulación promedio para la primer capa f_{a1} como:

$$Ar_1 = Zr_{m1}\rho_{m1} \quad (4.11)$$

$$f_{a1} = \frac{Ar_1}{A_{m1}} \quad (4.12)$$

- b) Recursivamente, se calcularon los valores de altura de columna de agua asociados a cada interfaz y el correspondiente factor de acumulación promedio a través las siguientes ecuaciones:

$$Ar_i = Zr_i\rho_{mi} - \sum_{j=1}^i (A_{mj}f_{aj}) \quad (4.13)$$

$$f_{ai} = \frac{Ar_i}{A_{mi}} \quad (4.14)$$

De esta manera se determina los valores promedios de factores de escala $f_a(t)$ para el perfil VFL, mediante un ajuste iterativo progresivo en tiempo hacia el pasado.

4.5. Modelo de trayectorias

4.5.1. Cálculo de interfaces sintéticas

En nuestro trabajo utilizamos un enfoque bidimensional simplificado del modelo propuesto por (Parrenin et al., 2004) para el desarrollo de un modelo de trayectoria de partícula que, a través del ajuste de parámetros a las observaciones disponibles, permite deducir la evolución temporal de la velocidad de flujo y acumulación superficial a nivel regional (Ridge B-Lago Vostok).

La información climática del modelo a lo largo de la historia está cubierta por el registro del testigo de hielo en la estación Vostok. Del cual se pudo determinar la edad de las interfaces y un perfil vertical de densidades correspondiente.

Introducimos la coordenada longitudinal x como una distancia desde el Ridge-B a lo largo de la línea de flujo de referencia, para describir la trayectoria de una partícula de nieve a lo largo del perfil VFL.

Para modelar la trayectoria de la partícula, se utilizan puntos de control, tanto para la velocidad como para la acumulación, los perfiles que determinamos en la sección 4.3.

4.5.2. Algoritmo general y estrategia de cálculo

A la hora de diseñar un modelo de trayectoria, partimos de las hipótesis anteriormente mencionadas. El flujo es estacionario, lo que implica que variaciones espaciales de la velocidad determinan cambios en la sección transversal del flujo (variaciones en espesor Z y deformaciones horizontales), en particular en nuestro trabajo no contamos con datos de deformación horizontal del flujo de hielo dv/dy , con lo cual se supone uniforme a lo largo del perfil. Se adoptan las edades determinadas mediante la escala de tiempo GTS-III (ver 3.3.1). Además consideramos que la velocidad superficial dada por GNSS, es válida para las interfaces internas (ver sección 4.2).

Con el fin de modelar las interfaces, diseñamos un modelo preliminar de la trayectoria 2D de una partícula de nieve/firn a lo largo del perfil VFL. El algoritmo parte de una posición x (punto trazador equidistante cada 100 m) a lo largo del VFL y recorre su trayectoria en el tiempo (intervalos de 10 a) hasta alcanzar la edad de las interfaces internas.

Se puede describir la posición de la partícula mediante su vector de posición \vec{r} con respecto al origen de un sistema coordenado.

En nuestro análisis consideramos un movimiento bidimensional durante el cual la aceleración de una partícula permanece constante en magnitud por tramos, que están determinados por los puntos de control del perfil de velocidades (ver sección 4.3).

El movimiento de la partícula se puede describir en coordenadas x y z . Donde la dirección x es paralela a la línea del flujo de hielo y sentido positivo aguas abajo y la dirección z perpendicular a la línea de flujo y positiva hacia el interior de la tierra.

De esta manera la trayectoria de la partícula esta dada por:

$$x(t) = x_0 + v_x(t)t \quad (4.15)$$

$$z(t) = y_0 \left(\frac{v_0}{v_x(t)} \right) + (A_0 + A_e(t)) \frac{t}{2} \quad (4.16)$$

Donde x_0 , v_0 , A_0 , y_0 son los valores iniciales de posición en m, velocidad en m/a, acumulación en mm/a y profundidad en altura equivalente de agua. Los cuales se va modificando para cada punto del perfil VFL.

$v_x(t)$: velocidad de la partícula en la dirección x (paralela al flujo de hielo) en unidades de m/a, la velocidad se calcula recursivamente.

$A_e(t)$: es la acumulación interpolada para la partícula en (x, t) en unidades de mm/a y está dada por $A_e(t) = A_0 + Q(x(t))v_x(t)t$.

Como antes mencionamos, las partículas tienen una aceleración constante por tramos del perfil, la cual se define en función de los puntos de control de velocidad GNSS medidos en superficie. De esta manera calculamos la variación de la velocidad $\delta v_x(t)$ y la aceleración $a_x(t)$ para cada intervalo como:

$$\delta v_x(i) = \frac{v_i - v_{i-1}}{x_i - x_{i-1}} \quad (4.17)$$

$$a_x(i) = \frac{v_i^2 - v_{i-1}^2}{2(x_i - x_{i-1})} \quad (4.18)$$

Donde i indica el intervalo sobre el eje x donde se calculan los valores, en nuestro caso $i = 1 : 15$, es la posición de los marcadores de velocidad GNSS que definen el perfil de velocidad, con ∇V en unidades de m/a y a_x en m/a^2 .

De la misma manera se procede con la acumulación inicial A_0 y la velocidad inicial v_0 , los valores de acumulación y velocidad sobre los puntos marcadores x_i e x_j están determinados por el perfil sintético (ver 4.3).

$$Q(j) = \frac{a_j - a_{j-1}}{x_j - x_{j-1}} \quad (4.19)$$

$$W(i) = \frac{v_i - v_{i-1}}{x_i - x_{i-1}} \quad (4.20)$$

Donde $Q(j)$ es el incremento de acumulación en cada intervalo entre puntos j y $j - 1$, en unidades de mm/ma y $W(i)$ es el incremento de velocidad en el intervalo determinado entre i e $i - 1$.

Finalmente para cada punto trazador x a lo largo del perfil VFL:

$$v_0 = v_{i-1} + W(i)(x - x_{i-1}) \quad (4.21)$$

$$A_0 = a_{j-1} + Q(j)(x - x_{j-1}) \quad (4.22)$$

Aquí v_o y A_o dependen de la ubicación del punto trazador x y el intervalo sobre el perfil sintético en el cual se encuentra.

Finalmente obtenemos la posición $(x(t), z(t))$ para cada punto trazador sobre el perfil VFL, para el tiempo correspondiente a las interfaces dadas en el testigo de hielo de Vostok (interfaces sintéticas).

Capítulo 5

Resultados

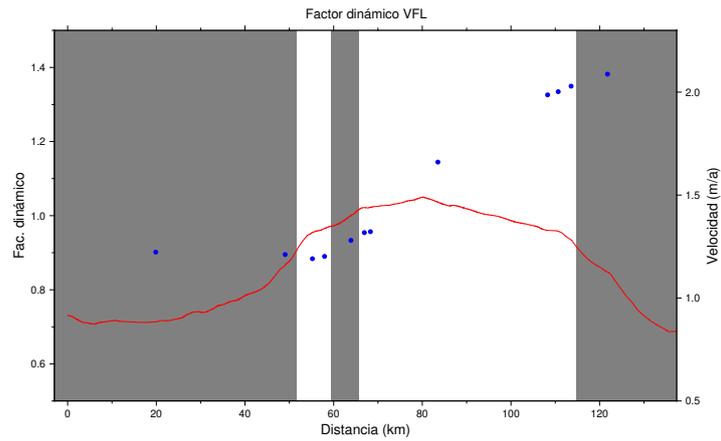
5.1. Efectos dinámicos del flujo

En la Figura 5.1 se observa la magnitud del factor dinámico (línea roja), el cual representa el espesor relativo, de un conjunto de capas internas, que componen el flujo de hielo a lo largo de los perfiles RES. En el mismo gráfico, En puntos azules se representan la magnitud de la componente horizontal de la velocidad de flujo (u) en m/a, que se obtuvo de repetidas observaciones en campañas realizadas en la región mediante la técnica GNSS (Richter et al., 2013).

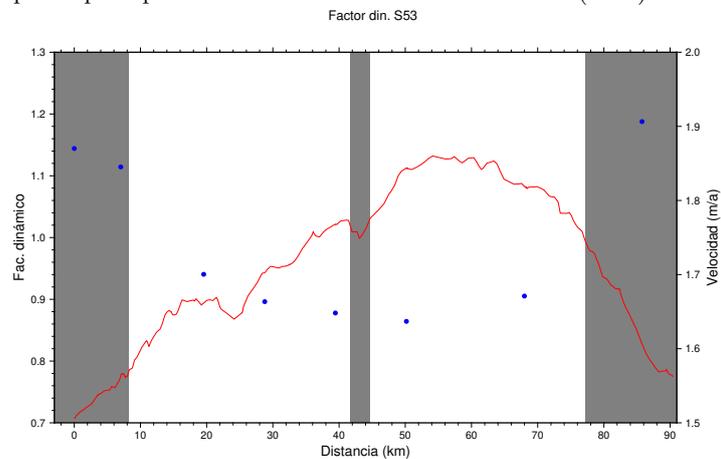
Las capas internas, a través del factor dinámico, indican el efecto integral de variaciones tanto de velocidad como convergencia/divergencia del flujo. Esta información no es puntual como el GPS, sino que resulta de una integración "promedio" en una cierta escala espacial. Es decir, solo a partir del perfil del factor dinámico no podemos distinguir entre velocidad del flujo y convergencia. Pero la clara anti-correlación que se observa en el gráfico, demuestra que el efecto dinámico es dominado por las variaciones de la velocidad, lo cual confirma las hipótesis planteadas en el trabajo.

Se puede observar en general en todos los perfiles, un comportamiento similar del flujo de hielo. Cuando la capa de hielo se encuentra con la costa occidental del lago, la velocidad comienza a disminuir. Esto se ve reflejado en valores > 1 del factor dinámico. En el momento que la superficie basal entra en contacto con el lago, se tiene una interfaz hielo-agua, donde el hielo se desliza con mayor rapidez. Esto se manifiesta en los valores de velocidad observados. Teniendo en cuenta que consideramos deformación lateral nula dentro de nuestras hipótesis de modelado, esto conlleva a una extensión horizontal del hielo paralelo al lago. El espesor del hielo comienza a disminuir, con lo cual el factor dinámico es < 1 . Los gráficos manifiestan, sobre todo en el caso del perfil S53, un notable impacto de la presencia de islas y penínsulas (franjas grises verticales) sobre la variación espacial del factor dinámico, poniendo en evidencia la relación de la velocidad de flujo con cambios locales en la inclinación y el roce basales. Esto sugiere que estas zonas requieren una mayor resolución en la observación de la velocidad de flujo mediante puntos GNSS adicionales. Por último, el flujo de hielo entra en contacto con la costa oriental del lago donde continua deslizando sobre el lecho rocoso, la velocidad sigue aumentando y el factor dinámico < 1 . Este comportamiento del factor dinámico sobre las costas es consistente con la variación inversa de la velocidad de flujo: donde el flujo acelera, la conservación de masa demanda un adelgazamiento del espesor de hielo. Se puede asociar con los efectos de: a) la anomalía abrupta de la topografía subglacial que representa la cuenca del lago, y b) el cambio abrupto de la inclinación superficial paralela al flujo entre la pendiente regional que baja de Ridge-B a ambos lados del lago y la superficie cuasi horizontal sobre el lago.

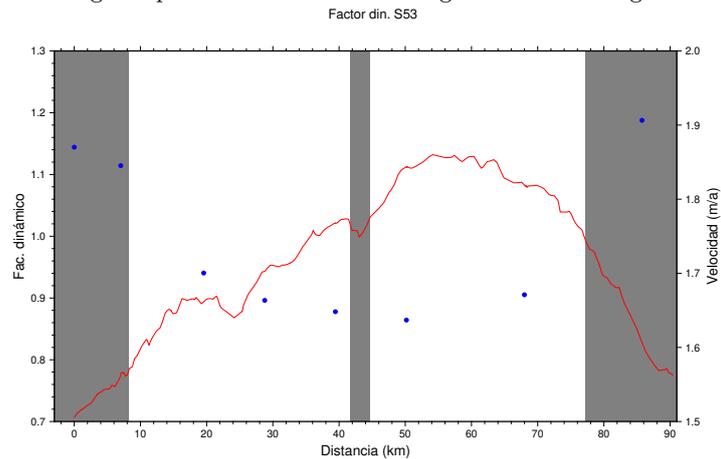
5. Resultados



(a) Factor dinámico (línea roja) y velocidad GPS (puntos azules) a lo largo de perfil VFL al sur del Lago Vostok, este perfil pasa por el pozo profundo 5G-1 en la estación de Vostok (VFL).



(b) Factor dinámico (línea roja) y velocidad GPS (puntos azules) a lo largo de perfil S53 ubicado en la región Norte del Lago.



(c) Factor dinámico (línea roja) y velocidad GPS (puntos azules) a lo largo de perfil NVFL-S52 al Norte del Lago Vostok a unos 225 km de la estación Vostok.

Figura 5.1. Gráfico de doble entrada, en el eje izquierdo factor dinámico (línea roja) en función de la distancia y en el eje derecho velocidad horizontal GPS (puntos azules) en función de la distancia. Las franjas grises marcan segmentos de interfaz hielo-roca, la franjas blancas segmentos de interfaz hielo-agua.

5.2. Modelado de interfaces sintéticas y comparación con observadas

Como primer paso, se modela en forma sintética la geometría de las interfaces internas del perfil VFL correspondientes a las edades de las interfaces observadas, suponiendo valores constantes de la velocidad de flujo y acumulación superficial durante todo el tiempo cubierto por las edades de las interfaces. Nos proporciona una visión general del problema.

En la Figura 5.2 se pueden observar las capas sintéticas modeladas, en unidades de altura de una columna equivalente de agua, a lo largo del perfil VFL. Estas isócronas surgen del modelo explicado en el capítulo 4, donde se utilizó un intervalo equidistante entre puntos del perfil de 1 km y un intervalo temporal de 10 a. Se utilizaron como valores de entrada para el modelo, la tasa de acumulación actual provenientes de observaciones in situ y modelo RAMCO. La velocidad de flujo es aquella observada mediante GNSS. Sobre este se asumió que la velocidad del flujo de hielo y la tasa de acumulación permanecieron invariantes en los últimos 300 ka.

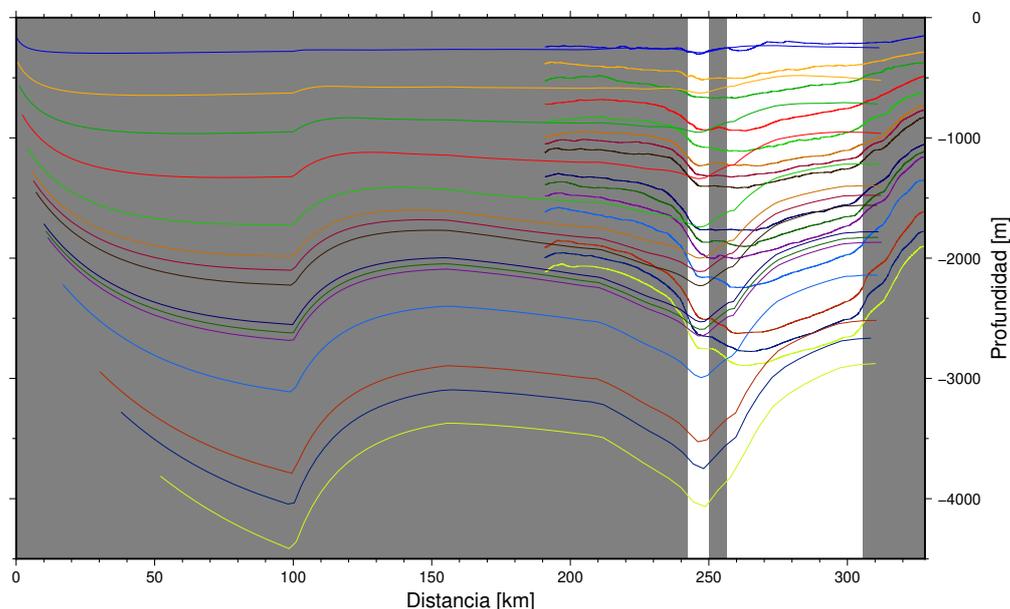


Figura 5.2. Profundidad de capas modeladas frente a las observadas a lo largo del perfil VFL. Las líneas continuas desde el origen, representan las capas modeladas bajo la suposición de velocidad y tasa de acumulación invariante en el tiempo. Las líneas de menor longitud en el margen derecho pertenecen a la profundidad de las capas observadas.

A través de este resultado queda en claro el desacuerdo entre el modelo y las observaciones de radar, principalmente se acentúa la diferencia a medida que la edad es mayor. Para las interfaces más profundas, más antiguas, el desajuste es mayor. Es esperable que se presenten grandes diferencias para interfaces más antiguas, en primer lugar no estamos teniendo en cuenta una variación temporal de la velocidad y la tasa de acumulación. Esto conlleva a suponer que la acumulación actual era la misma durante los periodos fríos de las glaciaciones que ocurrieron en el cuaternario, sin embargo sabemos que no es así, nuestros resultados, junto con los expuestos en (Petit et al., 1999) demuestran que la acumulación fue menor en periodos fríos. Del mismo modo suponemos una velocidad constante para el flujo de hielo en los últimos 300 mil años, de acuerdo a nuestros resultados, esto no es correcto, es esperable que durante las glaciaciones las velocidades alcanzadas por el flujo de hielo fuesen menores. Con lo cual el resultado es coherente con las suposiciones que hacemos. La primera interfaz

5. Resultados

modelada (edad datada en 11400 años), presenta un mejor ajuste a la observada, resultado previsto, ya que para esta edad nos encontramos en un periodo considerado cálido y la tasa de acumulación no difiere demasiado a la actual.

La variación de profundidad y espesor de las capas internas a lo largo de los perfiles combinan efectos dinámicos (velocidad y divergencia/convergencia del flujo) y glaciológicos/paleoclimáticos (la variación de acumulación en el tiempo y espacio). Esto nos lleva a pensar que es necesario, tener en cuenta una variación de la velocidad y la tasa de acumulación con el tiempo. La región se caracteriza por velocidades de flujo relativamente bajas y por la presencia de una divisoria de hielo (Ridge-B), lo que hace que los modelos de flujo de hielo sean extremadamente sensibles a pequeños errores en las condiciones asumidas para el flujo.

Como siguiente paso, analizamos el efecto que tiene la consideración de la variabilidad temporal tanto de la velocidad de flujo como de la acumulación mediante la introducción de funciones temporales de escala que describen la variación de ambos parámetros en el tiempo. Se parametrizan los factores de escala temporales para la tasa de acumulación y velocidad de flujo como uniformes y constantes sobre todo el perfil Ridge B-Lago Vostok (VFL), con valores de prueba de 0.5 para apreciar los efectos sobre las interfaces.

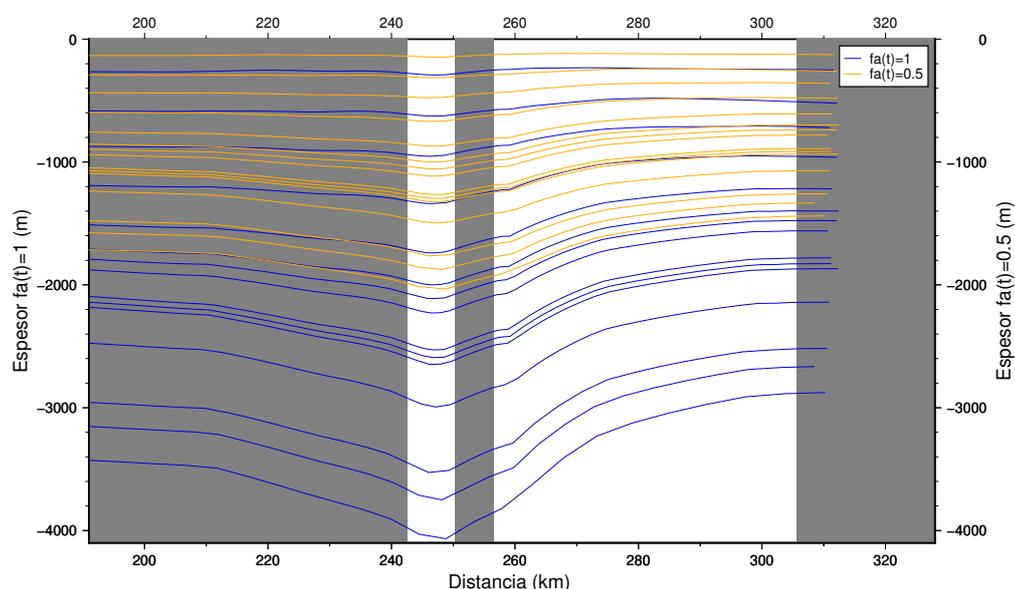


Figura 5.3. Contraste de Interfaces modeladas a lo largo del perfil VFL con valores de $f_a(t) = 0.5$ y $f_a(t) = 1$. Mientras el factor $f_v(t) = 1$.

La Figura 5.3 muestra la altura de columna de agua equivalente en metros, para las interfaces modeladas a lo largo del perfil VFL. En este caso, como hipótesis de trabajo, elegimos un factor de acumulación uniforme a lo largo del perfil y constante en el tiempo para todas las interfaces, con un valor de 0.5 (línea amarilla). Mientras que el factor correspondiente a la velocidad es constante e igual a 1. Se compara el resultado, con el caso que corresponde a $f_a(t) = 1$ (línea azul).

Podemos apreciar que el modelo responde de la forma esperada, cuando la tasa de acumulación se reduce en un factor de 0.5, los espesores que obtenemos reducen considerablemente su magnitud. Menor acumulación implica menor cantidad de partículas de nieve en superficie que terminen transformándose en hielo compactado, de la misma manera el peso de las columnas de hielo es menor. Como mencionamos anteriormente las partículas de nieve que se depositan en superficie, experimentan un movimiento vertical a pesar de que la superficie del hielo permanezca en estado estacionario. Una tasa de acumulación lenta implica un ente-

rramiento lento y, por tanto, una carga pequeña para una edad determinada. Las anomalías de acumulación presentes en los datos se siguen observando en menor escala cuando la tasa de acumulación se reduce a la mitad.

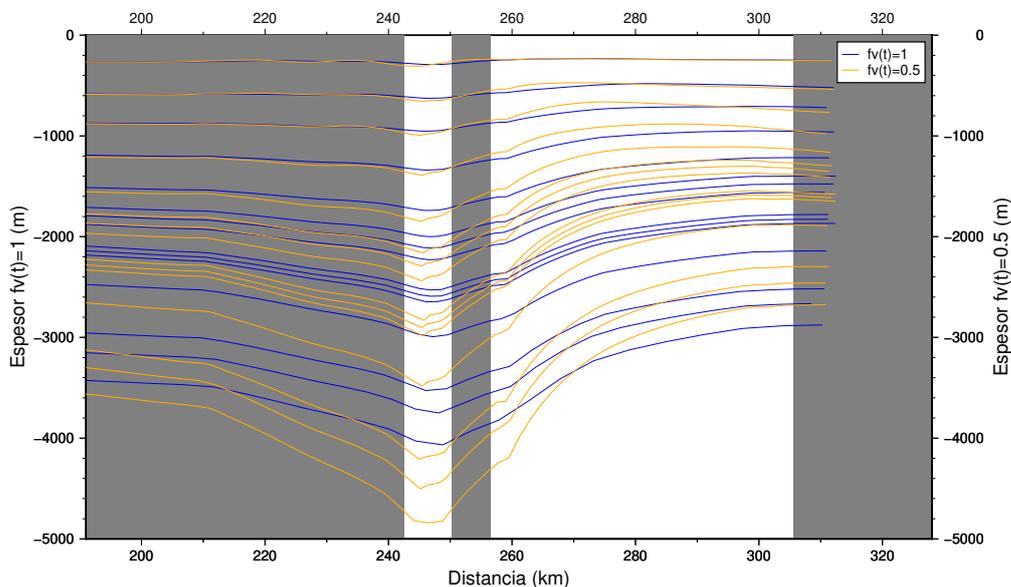


Figura 5.4. Contraste de Interfaces modeladas a lo largo del perfil VFL con valores de $f_v(t) = 0.5$ y $f_v(t) = 1$. Mientras el factor $f_a(t) = 1$.

En la Figura 5.4 se observan las interfaces modeladas a lo largo del perfil VFL. En este caso el factor que varía es para la velocidad, considerando que la tasa de acumulación constante para todas las interfaces con un valor de 1, se reduce el factor $f_v(t)$ a 0.5 uniforme a lo largo del perfil VFL y constante en el tiempo. Se lo analiza con respecto al caso donde $f_v(t) = 1$.

El modelo nos da como resultado un aumento de la profundidad de las interfaces modeladas, como es de esperar, el flujo disminuye su velocidad, mientras que la tasa de acumulación permanece constante. De esta manera aumenta la cantidad de partículas que se depositan en superficie y por ende los espesores alcanzados por las capas.

Se observa un doble efecto de la variación de la velocidad de flujo sobre los espesores. Por un lado, velocidades bajas aumentan la amplitud de las variaciones y anomalías de espesor impuestas por la variación espacial de la tasa de acumulación. Por otro lado, un aumento de la velocidad resulta en un desplazamiento de las anomalías de espesor flujo abajo.

Se analizó el efecto por separado de los factores sobre la tasa de acumulación y la velocidad, queda en evidencia que es necesario una reconstrucción de variaciones temporales de acumulación y velocidad de flujo.

En primer lugar determinamos la función $f_v(t)$ que representa la variación temporal de la velocidad. Para esto nos valemos de la presencia de una anomalía local de la tasa de acumulación en la superficie del hielo por encima de la costa occidental del Lago Vostok, que está presente en los espesores que se obtienen de sondeo radar. De la misma manera podemos proceder en las interfaces más antiguas, estableciendo puntos homólogos entre capas, que pertenezcan a estructuras con un mismo origen.

5.3. Evolución de acumulación y velocidad de flujo

Ahora en un primer momento, al modelar las interfaces y compararlas con las observaciones de radar quedó en manifiesto que la velocidad de flujo y la tasa de acumulación actual no

5. Resultados

representan bien las observaciones. Comprobamos que ambos efectos (dinámico y glaciológico) producen cambios en los espesores de las interfaces modeladas. Para esto fue necesario corregir tanto la velocidad, como la tasa de acumulación.

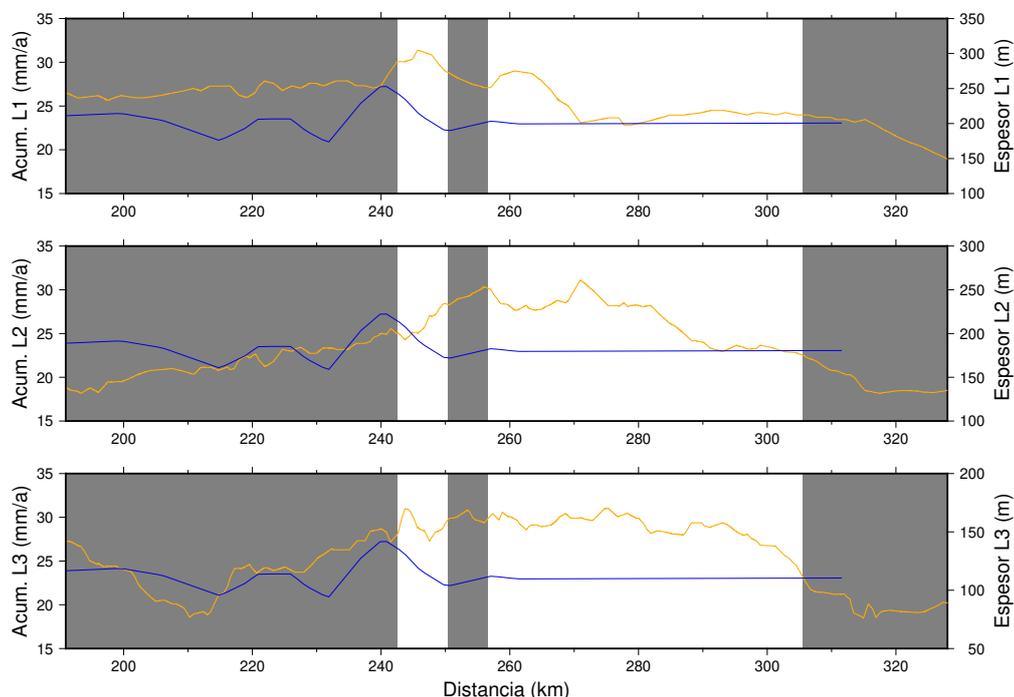


Figura 5.5. Tasa de acumulación de nieve actual en mm/a (línea continua azul) para las capas L1, L2 y L3. Los datos de tasa de acumulación provienen de medición con instrumental in situ, en combinación con datos del modelo numérico regional de predicción del tiempo (RAMCO2.3p) con resolución de $27\text{ km} \times 27\text{ km}$. Espesor de las primeras 3 capas del perfil VFL (línea continua amarilla), convertidos a altura de columna de agua equivalente.

En la Figura 5.5 contamos con la tasa de acumulación en mm/a , a lo largo del perfil VFL (azul). En el mismo gráfico se superpone el espesor de las primeras 3 capas del perfil VFL (datos de sondeo radar), en altura de columna de agua equivalente. Los datos de acumulación provienen de mediciones in situ, junto con el modelo numérico regional RAMCO.

En el perfil de acumulación, se puede observar una variación suave en los primeros 190 km, zona del Ridge-B, esperable ya que los datos del modelo numérico, resultan de un análisis de mayor escala temporal (décadas) y regional (grillas de $27\text{ km} \times 27\text{ km}$). Los datos provenientes de las estacas instaladas a lo largo de VFL, representan valores de acumulación de nieve, que están promediados a lo largo de 7 años. La tasa de acumulación presenta mayor variabilidad a lo largo del perfil VFL, ya que está sujeta a variaciones del tipo estocásticas.

Aproximadamente a los 240 km desde el Ridge-B, se ubica la anomalía de acumulación en el espesor de la primera capa. La misma se puede observar a una distancia mayor para las capas L2 y L3 (ver Figura 5.5). A medida que la profundidad es mayor, la anomalía no es tan clara. Hay que considerar que cuanto más profunda es la capa, mayor es la edad transcurrida desde su formación. Es esperable que la estructura esté más deformada, debido al tiempo de viaje y al sucesivo compactamiento de las capas suprayacentes.

La presencia de una anomalía local de la tasa de acumulación superficial, constituye un dato de gran importancia a la hora de determinar la variación temporal de la velocidad del flujo (ver capítulo 4). Se calcula una velocidad promedio en superficie, con la cual determinamos el tiempo de viaje de la anomalía desde su origen, teniendo en cuenta la edad de la interfaz determinada en el testigo de hielo en Vostok. Luego se puede ajustar un factor de

velocidad sucesivamente, comparando los datos observados (distancia real de viaje de anomalía) con respecto a la distancia que surge de suponer que la anomalía viajó con la velocidad promedio actual. De esta manera iterativamente podemos construir la función que represente la variación temporal de la velocidad $f_v(t)$.

Los datos sobre el grosor del hielo proporcionan pruebas de la anomalía de acumulación superficial. El espesor de las capas internas poco profundas, contiene el mismo patrón de forma de dos picos y un valle que observamos en el perfil de acumulación (*al cual llamaremos anomalía "M"*).

El hecho de que la forma de la anomalía M se perciba en los espesores de las capas internas y en el perfil de acumulación, son pruebas de que son el resultado de procesos superficiales y no de la deformación. Dado que el aumento de la acumulación permanece en una ubicación geográfica fija en la parte superior de una capa de hielo en movimiento, los depósitos engrosados son advechados hacia abajo y al Este con el paso del tiempo.

La anomalía "M" de acumulación puede ser trazada con claridad hasta una profundidad de 700-800 m en los datos de sondeo radar. Lo que corresponde a las primeras tres capas del perfil, sin embargo también se detectó con menor magnitud en la quinta capa del perfil VFL. Más allá de esa profundidad, la anomalía deja de estar presente en el espesor de las capas.

Dada la edad de las interfaces más antiguas, esa anomalía viajó una distancia que excede la extensión Sudeste del perfil radar disponible, y no podemos apreciarla. Sin embargo, en el caso de las interfaces más antiguas se procedió utilizando el mismo método, de seguimiento de estructuras. Pero en este caso, se buscaron estructuras presentes en los espesores de capas internas contiguas, que compartieran el mismo origen y se establecieron puntos homólogos (ver Figura 3.5). De esta manera se puede estimar una función $f_v(t)$ que represente la variación de la velocidad para el intervalo de tiempo entre las interfaces involucradas.

Las capas internas más profundas, contienen estructuras distintivas. Seguimos este rasgo trazando puntos homólogos en las capas internas para reconstruir una paleo-velocidad y determinar funciones que representen la variación temporal de la velocidad del flujo de hielo a lo largo del perfil VFL en los últimos 300 años.

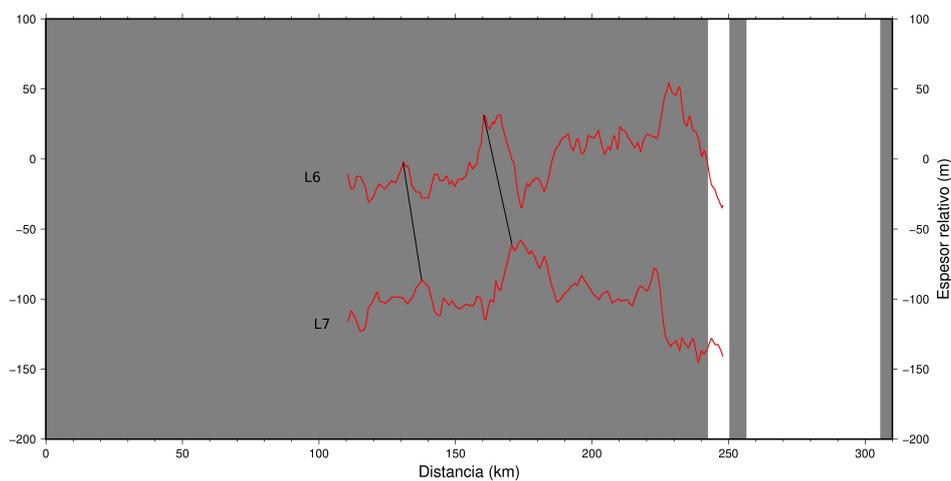


Figura 5.6. Espesor relativo (espesor en el punto sobre espesor medio de la capa) de las capas L6 y L7, pertenecientes al perfil VFL (línea continua roja). Los puntos homólogos entre las estructuras unidos por líneas negras.

Al graficar el espesor de las capas internas, podemos identificar y rastrear las estructuras en la capa de hielo y, por tanto, reconstruir sistemáticamente el flujo de hielo.

Hemos remarcado, en este caso Figura 5.6, puntos homólogos entre estructuras que están

correlacionadas en las capas L6 y L7 como se ilustra en el gráfico. Los espesores correspondientes provienen de los datos RES, con una resolución espacial de 10 m. Como puntos homólogos se eligen estructuras prominentes, por lo general máximos o mínimos locales del espesor o secuencias peculiares entre sí que, a través de la similitud de su forma, amplitud y longitud de onda y por el contexto geométrico cercano, dan confianza en su identidad entre capas contiguas. Sin embargo, la expresión de estas estructuras varía entre los perfiles de espesor (capas) debido a: **a)** deformaciones que estas estructuras de espesor sufren en consecuencia de las variaciones espacio-temporales de acumulación y velocidad de flujo, y **b)** posibles incertidumbres en la determinación de las interfaces internas en las secciones temporales radar, sujeta a un contraste suficiente y afectada por la limitada resolución. Por lo tanto, no en todos los casos (capas) se obtiene una unívoca combinación de puntos homólogos, lo cual puede introducir un cierto grado de subjetividad en la asignación de los puntos homólogos. En futuros trabajos, este problema podría ser abordado mediante la aplicación de métodos del reconocimiento de patrones y de descriptores geométricos más sofisticados (por ejemplo, derivadas espaciales del espesor). Sin embargo, los resultados obtenidos y la consistencia entre sí sugiere que la identificación de los puntos homólogos ha sido exitosa en la gran mayoría de las capas analizadas. Por lo tanto el seguimiento de una estructura define un factor de velocidad $f_v(t)$ para el flujo en la mayor parte del lago.

En la Figura 5.6 el espesor de las capas L6 y L7, presenta un corrimiento horizontal, resultante de trasladar los puntos inicial y final del perfil radar a su posición de origen sucesivamente (ver capítulo 4) teniendo en cuenta el factor de escala para la velocidad $f_v(t)$.

La determinación de la función temporal $f_v(t)$ es progresiva, en las primeras tres capas del perfil, utilizamos la anomalía “M” presente en los datos radar, para encontrar los factores de la velocidad correspondientes a las interfaces. Luego en las capas profundas designamos los puntos homólogos entre las estructuras y de manera progresiva determinamos cada factor f_{v_i} (ver sección 4.4.2).

Una vez determinada la función $f_v(t)$, que representa la variación de la velocidad del tiempo, se determinó la función temporal de acumulación $f_a(t)$ mediante un ajuste iterativo, progresivo en el tiempo hacia el pasado, según expuesto en capítulo 4.4. Esta función temporal nos brinda información sobre la evolución de una variable climática de significancia global sobre escalas de tiempo que incluyen los últimos 4 ciclos glaciales.

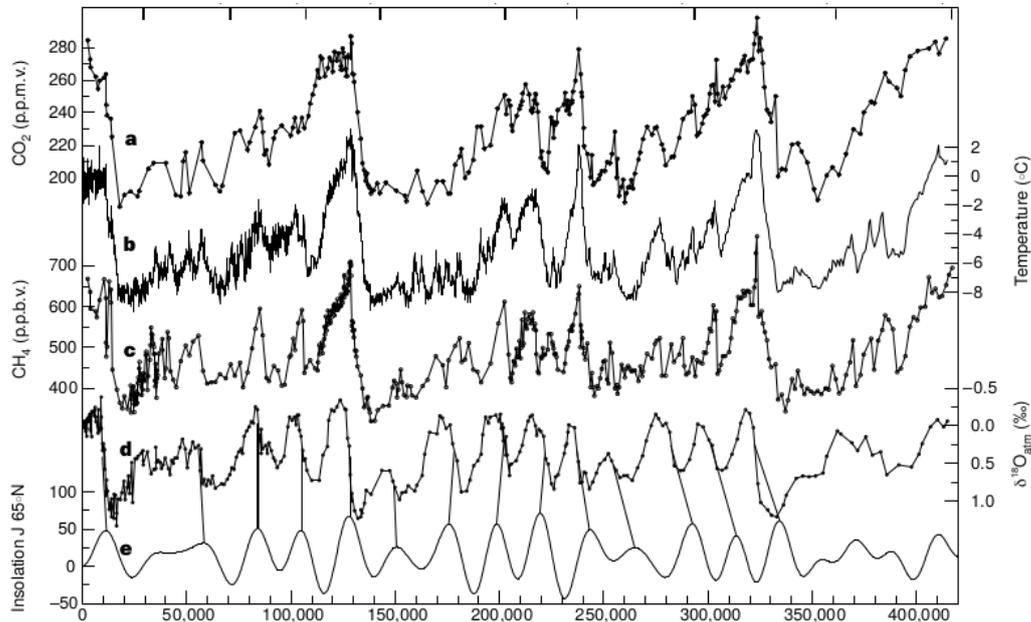
5.4. Interpretación de $f_a(t)$ & $f_v(t)$

En la Tabla 5.1 se presentan los resultados del ajuste de los parámetros $f_v(t)$ y $f_a(t)$ para el perfil VFL a lo largo del intervalo de tiempo, que incluye los últimos periodos glaciares y que comprende aproximadamente 300 mil años. Los parámetros fueron ajustados según el procedimiento descrito en el capítulo 4, mediante la correlación entre estructuras en las distintas capas. El seguimiento de una estructura nos permitió definir el factor para la velocidad de flujo para las distintas edades.

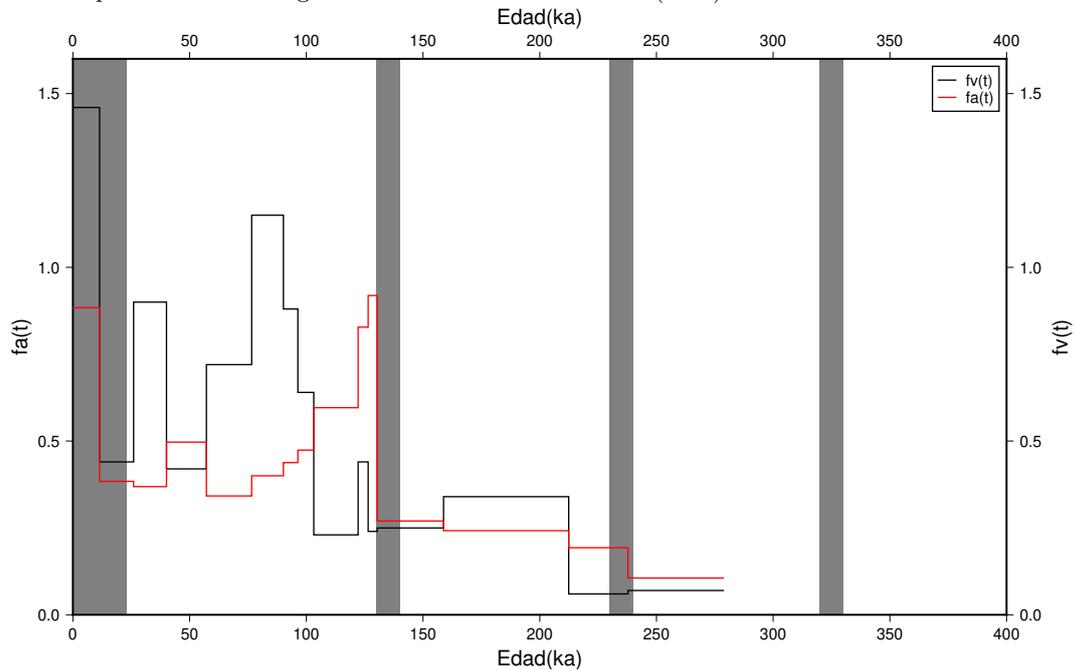
Los períodos glaciares en la Antártida se caracterizan por temperaturas mucho más frías que la media en la región, una reducción de las precipitaciones y una circulación atmosférica a gran escala más vigorosa (Petit et al., 1999).

Durante períodos fríos (eras de hielo, glaciaciones con máximos hace 20.000, 140.000, 270.000 años); los cuales se corresponden a las interfaces L2, L11 y L15 se espera que la tasa de acumulación sea baja.

En general todos los valores para la función de acumulación, cumplen que $f_a(t) < 1$. Esto refleja que actualmente nos encontramos en el periodo de mayor acumulación en los últimos 270 mil años.



(a) Series temporales en Vostok de CO_2 , temperatura isotópica de la atmósfera, CH_4 , proporción de isótopos estables de oxígeno-18. Extraído de [Petit et al. \(1999\)](#)



(b) funciones temporales $f_a(t)$ y $f_v(t)$ y en franjas los períodos interglaciares (gris) y los períodos de glaciación (blanco).

Figura 5.7. Relación entre los máximos glaciares.

Edad	$f_v(t)$	$f_a(t)$
11.4 ka	1.46	0.884
26 ka	0.44	0.384
40.1 ka	0.9	0.369
57.2 ka	0.42	0.497
76.6 ka	0.72	0.342
90.2 ka	1.15	0.4
96.4 ka	0.88	0.438
103.2 ka	0.64	0.474
122.2 ka	0.23	0.596
126.5 ka	0.44	0.828
130.4 ka	0.24	0.919
158.8 ka	0.25	0.27
212.4 ka	0.34	0.242
237.8 ka	0.06	0.193
278.9 ka	0.07	0.106

Tabla 5.1. Resultado de aplicar el método de seguimiento de estructuras en las capas internas del flujo de hielo para determinar las funciones temporales de acumulación y velocidad. $f_v(t)$: función escalón que representa la variación de la velocidad con respecto al tiempo; $f_a(t)$: función escalón que representa la variación de la tasa de acumulación con respecto al tiempo ; Edad: edad para las interfaces correspondientes al testigo de hielo Vostok.

Durante los periodos interglaciares, la temperatura de la Antártida fue más cálida, y las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera fueron mayores que durante el Holoceno (comienzo aproximadamente hace 11700 años) (Petit et al., 1999). Hoy nos encontramos en un periodo cálido de gran acumulación de nieve. Cabe destacar que para el máximo de glaciación fechada por Petit y colaboradores, hace 140 ka se ve un reflejo similar en el aumento de la acumulación (ver Figura 5.7). Este aumento, se ajusta a la finalización de la época de glaciación y comienzo del periodo interglaciar.

En este trabajo presentamos pruebas de que la acumulación de nieve en la zona del Lago Vostok está relacionada con los máximos glaciares. En los grandes periodos glaciares, la acumulación se reduce en un factor promedio de 0.4 con respecto a la tasa de acumulación actual. Mientras que durante los periodos interglaciares de menor duración, se presentan periodos de temperaturas más cálidas y aumento de gases en la atmósfera (Petit et al., 1999), en nuestros resultados se puede apreciar un aumento de la tasa de acumulación.

La atmósfera junto con sus componentes principales, gases traza, nubes y aerosoles es influenciada por distintos procesos (internos y externos), los cuales controlan los periodos de glaciación y por ende determinan periodos de mayor o menor acumulación de nieve.

Es posible relacionar el aumento de la tasa de acumulación con los periodos de grandes glaciaciones, pues el agua que cae sobre la superficie terrestre en forma de precipitación líquida o sólida (nieve, granizo, etc.), depende del ciclo hidrológico, evaporación del suelo, del mar, o de superficies de aguas continentales; condensación para formar nubes y precipitación.

Cabe remarcar que la incertidumbre en la determinación de los factores aumenta con la edad de las interfaces, es esperable que las estructuras asociadas a las capas más profundas/antiguas hayan sufrido grandes cambios desde su formación. La interpretación de un factor de acumulación menor a 0.2 no se condice con lo esperado para la finalización del máximo glacial de 270 ka. Además, esta técnica depende de la conservación e identificación de las estructuras en las capas internas a lo largo de la trayectoria del flujo de hielo. Como

mencionamos anteriormente en algunos casos la determinación de puntos homólogos entre las capas, se vio afectada por limitaciones en la conservación de las estructuras.

El análisis de los valores $f_v(t)$, no es tan directo. Sin embargo durante los períodos fríos, en los cuales la tasa de acumulación es menor, la altura de la línea divisoria (Ridge-B), que depende de la acumulación de nieve, debería haber sido menor. Una altura menor implica una reducción del gradiente topográfico a lo largo de la línea de flujo de hielo y consecuentemente la disminución de la velocidad. Para períodos glaciares $f_v(t) < 0.5$ para 9 interfaces, solo 2 interfaces correspondientes a las edades de 11.400 y 90.200 años se encuentran con un valor de $f_v(t) > 1$.

Esto nos indica que no podemos establecer una relación directa, entre los períodos donde la tasa de acumulación fue baja y la velocidad del flujo de hielo correspondiente a ese intervalo de tiempo. El espesor resultante de las capas internas, es una combinación de ambos efectos.

Una aplicación directa del resultado presentado en el trabajo, es poder determinar la ubicación correspondiente al origen del testigo de hielo para las 15 interfaces, teniendo en cuenta la variación temporal de la velocidad determinada para el perfil VFL.

5.5. Origen del hielo del testigo de Vostok

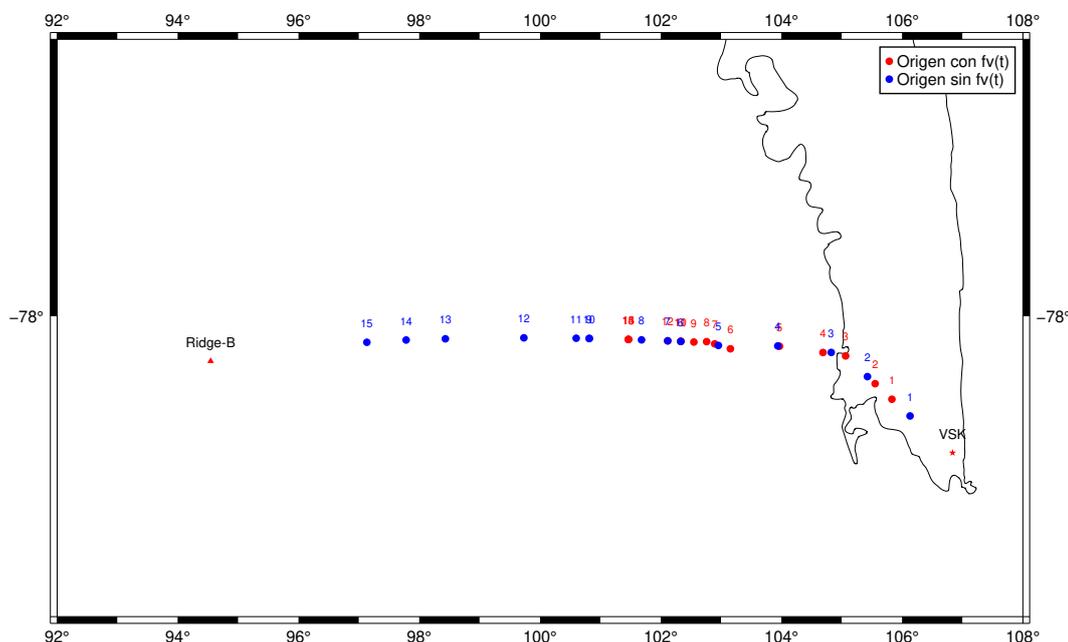


Figura 5.8. Mapa con ubicación de origen de las interfaces detectadas en el testigo de hielo Vostok. En puntos azules el origen determinados sin tener en cuenta las variaciones temporales de la velocidad, en puntos rojos la ubicación del punto origen para el testigo de hielo considerando la variación temporal de la velocidad.

En la Figura 5.8, se observa un mapa de la región del Lago Vostok, que se extiende desde el origen de en la línea divisoria aguas arriba (Ridge-B), hasta el final del perfil VFL al Este del Lago. Sobre el mapa encontramos la ubicación del origen para el testigo de hielo Vostok en las profundidades/edades correspondientes a las 15 interfaces.

En azul se encuentra graficado la ubicación de los puntos correspondientes al origen del testigo de hielo, considerando que la velocidad del flujo y la tasa de acumulación permanecen constantes con el tiempo ($f_v(t) = 1$, $f_a(t) = 1$). En rojo encontramos la ubicación correspondiente al origen del testigo de hielo para las 15 interfaces, pero teniendo en cuenta la variación temporal determinada para la velocidad y la tasa de acumulación.

La interpretación de la información climática registrada en el núcleo de hielo profundo de Vostok está relacionada con una serie de dificultades metodológicas, una de las cuales se debe al hecho de que la estación de Vostok está situada a unos 300 km de la división de hielo más cercana. Esto significa que el hielo encontrado a cierta profundidad no se depositó en el lugar de la perforación, sino a cierta distancia aguas arriba a lo largo de la línea de flujo del hielo. Para tener en cuenta este efecto de advección del hielo, se utilizó el modelo de propagación de una partícula descrito en el capítulo 4, en conjunto con las edades determinadas en el testigo de hielo Vostok.

Nuestros resultados destacan la importancia de considerar el ajuste temporal de los parámetros $f_v(t)$ y $f_a(t)$. Sin estas correcciones, la velocidad en el pasado hubiese sido sobrestimada en 12 de las 15 interfaces. Los valores de las velocidades esperados para los periodos fríos durante las glaciaciones, son mucho menores a los actuales.

Los núcleos de hielo dan acceso a series paleoclimáticas que incluyen la temperatura local y la tasa de precipitación, las condiciones de la fuente de humedad, la fuerza del viento y los flujos de aerosoles de origen marino, volcánico, terrestre y antropogénico. También son

únicos, con sus inclusiones de aire atrapado, al proporcionar registros directos de los cambios pasados en la composición de los gases traza. Todos los datos que se desprenden del testigo de hielo, tienen una fuerte relación con el punto donde se depositó cada interfaz.

Poder determinar ciertamente un origen para las interfaces constituye un importante paso en la reconstrucción paleo geográfica/climática en la región del Lago Vostok y un aporte de gran importancia para la glaciología.

Capítulo 6

Conclusiones

La presente tesis evalúa el potencial de combinar observaciones in situ geofísicas, geodésicas y glaciológicas para la reconstrucción de la dinámica de flujo y acumulación superficial en la región del lago subglacial Vostok.

Un modelo preliminar de trayectoria de partícula de hielo demuestra que la suposición de la validez de los valores actuales de la velocidad de flujo y tasa de acumulación para todo el periodo comprendido por las edades de las interfaces internas identificadas (300.000 a) es incompatible con la geometría de estas interfaces observada por radar. Este resultado sirve de evidencia que en el transcurso de este período tanto la dinámica de flujo como la acumulación superficial sufrieron variaciones temporales, cuyas magnitudes exceden la incertidumbre de los datos disponibles.

Se desarrolló un método para deducir, por cada período entre las edades de las interfaces consecutivas, valores promedios de factores de escala para la velocidad de flujo y tasa de acumulación. La variación temporal de ambos parámetros es consistente con la cronología paleoclimática establecida a partir de múltiples análisis del testigo de hielo de Vostok: para períodos de máxima glaciación (clima frío) se obtienen valores mínimos de acumulación y velocidad. Se observa que las tasas de acumulación observadas en la actualidad (Ekaykin et al., 2012) exceden los valores promedios de todos los períodos pasados representados por las interfaces analizadas. Los rangos de las variaciones temporales de acumulación y de la velocidad de flujo son comparables con los obtenidos por otros autores en base a datos distintos (Salamatin et al., 2009).

En este sentido los resultados aquí presentados representan un aporte independiente al análisis del testigo de hielo de Vostok y su interpretación paleoclimática. Cabe destacar que la reconstrucción paleoclimática del testigo de hielo, inclusive la datación de los ciclos glaciales (Petit et al., 1999) y la función de transferencia profundidad-edad (Salamatin et al., 2009) se basan en análisis físicos, isotópicos, químicos etc. de muestras de hielo del testigo. La presente tesis demuestra que la geometría de las interfaces internas también alberga información valiosa acerca de la variación de acumulación y flujo en el pasado. Mediante un análisis enfocado, y apoyado en datos geodésicos y glaciológicos, los resultados observacionales de radar a lo largo de líneas de flujo pueden sumar una fuente de información adicional y complementaria para la reconstrucción y datación paleoclimática en el interior de la Antártida Oriental.

Futuros trabajos alineados con los objetivos de esta tesis podrán alcanzar una mayor certeza y precisión de los resultados a través de una formulación más sofisticada del modelado y reemplazando o sustentando las simplificaciones y suposiciones aquí empleadas por observaciones o modelos más exactos. Los resultados de esta tesis pueden guiar la planificación y priorización de futuras observaciones adicionales hacia este fin. Por ejemplo, una limitación evidente consiste en la suposición de una deformación trasversal constante a lo largo de la

línea de flujo (ancho constante del canal de flujo). Esta limitación puede ser superada mediante observaciones GNSS en puntos adicionales que complementan los puntos GNSS disponibles a lo largo de las líneas de flujo en una distancia transversal constante. La incertidumbre de la validez de la variación actual de acumulación observada a lo largo de las líneas de flujo, incluyendo las anomalías geográficamente invariantes, sobre las escalas de tiempo representadas por las interfaces internas puede ser reducida mediante la perforación de testigos de hielo adicionales distribuidos a lo largo de los perfiles estudiados. Perforaciones y testigos adicionales ayudarían también en la datación de las interfaces determinadas en la parte norte del lago y permitirían tomar en cuenta variaciones geográficas del perfil vertical de densidad. La resolución temporal y la consistencia interna de los resultados aquí presentados pueden ser aumentadas incluyendo una mayor cantidad de interfaces fechadas.

Sin embargo, hay que recordar que las condiciones físicas y logísticas en la región del lago Vostok convierten cualquier trabajo de campo en un desafío considerable. Estas mismas condiciones explican también imperfecciones de los datos disponibles que tuvieron que ser mitigados en el presente análisis. Por otro lado, la conciencia de la dificultad de la adquisición de estos datos motiva con más razón cada intento de hallar algún nuevo valor agregado de las observaciones in situ efectuadas durante largas expediciones pasadas. En este sentido, la consistencia que la presente tesis encuentra entre los resultados certifica una alta calidad a la gran mayoría de los datos a disposición. En este punto es que nuestro trabajo consiste en un aporte fundamental, en la combinación de un amplio espectro de datos, con la finalidad de contribuir a una reconstrucción paleo-geográfica/paleo-climática de la región del Lago Vostok.

Los resultados de este trabajo sugieren que la geometría de interfaces internas determinada mediante radar a lo largo de líneas de flujo, y complementada por observaciones in situ de la velocidad de flujo y acumulación superficial, tiene el potencial de servir como un complemento útil e independiente en la reconstrucción paleoclimática y datación del testigo de hielo de Vostok. Un modelado integral, que combine de forma óptima todas las fuentes de información disponibles y modelos de última generación, permitirá nuevas conclusiones acerca de la evolución climática en el transcurso de los últimos ciclos glaciales, aumentando la precisión y el detalle de las series temporales deducibles a partir del testigo de Vostok.

Bibliografía

- Anderson J. J., 1965, *Bedrock Geology of Antarctica: A Summary of Exploration, 1831–1962*. American Geophysical Union (AGU), pp 1–70
- Annan A., 2009, Ground penetrating radar: theory and applications, 1, 1
- Arthern R. J., Winebrenner D. P., Vaughan D. G., 2006, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111
- Bader H., 1953, *Journal of Glaciology*, 2, 319
- Bamber J. L., Gomez-Dans J. L., Griggs J. A., 2009, *The Cryosphere*, 3, 101
- Barkov N., 2012, *Ice and Snow*, pp 9–11
- Bell R. E., Studinger M., Tikku A. A., Clarke G. K., Gutner M. M., Meertens C., 2002, *Nature*, 416
- Bell R. E., Studinger M., Shuman C. A., Fahnestock M. A., Joughin I., 2007, *Nature*, 445
- Budretsky A. B., 1984, *Information Bulletin of Soviet Antarctic Expedition*
- Bulat S., Alekhina I., Lipenkov V., Lukin V., Marie D., Petit J.-R., 2009, *Microbiology*, 78, 808
- Cuffey K. M., Paterson W. S. B., 2010, *The Physics of Glaciers*. Academic Press
- Dach R., Hugentobler U., Fridez P., Meindl M., 2007, *Bernese GPS software version 5.0*
- DeConto R. M., Pollard D., 2003, *Nature*, 421, 245
- Dee D. P., et al., 2011, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553
- Drewry D. J., 1982, *Geological Magazine*, 121, 534
- Ekaykin A., Lipenkov V., Kuzmina I., Petit J.-R., Masson-Delmotte V., Johnsen S., 2004, *Annals of Glaciology*, 39, 569
- Ekaykin A., Lipenkov V., Shibaev Y., 2012, *Led i Sneg*, 4, 122
- Ekaykin A., Vladimirova D., Lipenkov V., Masson-Delmotte V., 2017, *Climate of the Past*, 13, 61
- Ewert H., Popov S., Richter A., Schwabe J., Scheinert M., Dietrich R., 2012, *Geophysical Journal International*, 191, 748
- Fretwell P., 2013, *The Cryosphere*, 7, 375–393
- Huybrechts P., 2002, *Quaternary Science Reviews*, 21, 203
- Jouzel J., 2013, *Climate of the Past Discussions*, 9, 3711
- Kapitsa A. P., Ridley J. K., de Q. Robin G., Siegert M. J., Zotikov I. A., 1996, *Nature*, 381, 684
- Kotlyakov V., Vasiliev L., Kachalin A., Moskalevsky M., Tyufin A., 2012, *Doklady Earth Sciences*, 443
- Leitchenkov G., Masolov V., Lukin V., Kurinin R., Lipenkov V., 2003
- Leitchenkov G., Belyazkiy B., Popkov A., Popov S., 2005, *Glyaziol. Issled.*, 31, 81
- Leonard K., Bell R., Studinger M., Tremblay B., 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 31
- Lukin V., Bulat S., 2011, *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 192, 187
- Mandrikova D., Lipenkov V., Popov S., 2005, *Glaciol.*, pp 65–72

BIBLIOGRAFÍA

- Masolov V., Lukin V., Sheremetiev A., Popov S., 2001, *Doklady Earth Sciences*, 379, 734
- Masolov V., Popov S., Sheremetiev A., Popkov A., 2006, *Contributions to Global Earth Sciences*, pp 135–140
- Nye J., 1952, *Journal of Glaciology*, 2, 103
- Parrenin F., Rémy F., Ritz C., Siebert M. J., Jouzel J., 2004, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109
- Pavlis N., Holmes S., Kenyon S., Factor J., 2012, *Journal of Geophysical Research*, 118
- Petit J.-R., et al., 1999, *Nature*, 399, 429
- Plewes L., Hubbard B., 2001, *Progress in Physical Geography - PROG PHYS GEOG*, 25, 203
- Popov S. V., Chernoglazov Y. B., 2011, *Ice and Snow*, 113, 12
- Popov S., Masolov V., 2007, *Journal of Glaciology*, 53, 289
- Popov S., Sheremetev A., Masolov V., Lukin V., Mironov A., Luchininov V., 2003, *J. Glaciol.*, 49, 179
- Richter A., et al., 2008, *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*, 35
- Richter A., et al., 2013, *Journal of Glaciology*, 59, 315–326
- Richter A., et al., 2014a, *Geophysical Research Letters*, 41, 6772
- Richter A., et al., 2014b, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 2460
- Richter A., et al., 2021, *Frontiers in Earth Science*, 9, 669977
- Ridley J. K., Cudlip W., Laxon S. W., 1993, *Journal of Glaciology*, 39, 625–634
- Ritz C., Rommelaere V., Dumas C., 2001, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, 31943
- Rémy F., Legrésy B., 2004, *Annals of Glaciology - ANN GLACIOL*, 39
- Salamatin A., Tsyganova E., Popov S., Ya V., Lipenkov V., 2009, *Low Temp. Sci.*, 68
- Schroder L., et al., 2017, *The Cryosphere*, 11, 1111
- Siebert M., 2005, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 33, 215
- Siebert M., Leysinger Vieli G., 2007, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics - J ENVIRON ENG GEOPHYS*, 12, 63
- Siebert M. J., Payne A. J., 2004, *Geophysical Research Letters*, 31
- Siebert M., Popov S., Studinger M., 2011, *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 192, 45
- Studinger M., 2004, *Geophysical Research Letters*, 31
- Studinger M., Karner G., Bell R., Levin V., Raymond C., Tikku A., 2003a, *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 195
- Studinger M., Karner G., Bell R., Levin V., Raymond C., Tikku A., 2003b, *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 663
- Svensson A., et al., 2008, *Climate of the Past*, 4, 47
- Tikku A., Bell R., Studinger M., Clarke G., 2004, *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 249
- Turkeev A., Vasilev N., Lipenkov V., Bolshunov A., Ekaykin A., Dmitriev A., Dmitrii A. V., 2021, *Annals of Glaciology*, 62, 305–310
- Van Wessem J. M., et al., 2018, *The Cryosphere*, 12, 1479
- Vasiliev N., Lipenkov V., Dmitriev A., Podolyak A., Zubkov V., 2012, *Led i Sneg*, 4, 12
- Vaughan D., Bamber J., Giovinetto M., Russell J., Cooper A., 1999, *Journal of Climate*, 12, 933
- Wendt A., et al., 2005, *Geophysical Journal International*, 161, 41
- Wendt J., et al., 2006, *Geophysical Journal International*, 166, 991
- Wingham D., Siebert M., Shepherd A., 2006, *Nature*, 440, 1033

- Wright A., Siebert M., 2011, [Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series](#), 192, 9
- Wright A., Siebert M., Brocq A., Gore D., 2008, [Geophysical Research Letters](#), 35