

M GEO  
A 663a  
2004  
C.2



**UNIVERSIDAD DE CHILE.  
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO.  
ESCUELA DE GEOGRAFÍA.**

**ANÁLISIS DE LA ESTABILIDAD DE LOS GLACIARES DE  
PATRIOT HILLS (80° 18' S, 81° 22' W),  
ANTÁRTICA OCCIDENTAL.**

**Memoria Para Optar Al Título De Geógrafo.**



**Autor: José Araos Espinoza.  
Profesor Guía: Andrés Rivera I.**

**SANTIAGO, JULIO DE 2004.**

**033084**

## **AGRADECIMIENTOS.**

Este trabajo no habría sido posible sin el apoyo fundamental de mis padres. Ellos me acompañaron, me alentaron y por sobre todo supieron esperar los resultados, que por momentos se vieron muy distantes. Especialmente reconozco y agradezco la paciencia que ha reinado en ellos durante estos años.

No puedo dejar de reconocer a quienes también supieron, de una u otra forma, aconsejarme y acompañarme en este camino, mis amigos y compañeros en la montaña Ricardo Arce, Alfonso Fernández, Jorge Marín, Jorge Quinteros y los amigos en Punta Arenas. Un especial agradecimiento a Vanessa Norambuena, por su disposición para las revisiones de este texto.

El Doctor Gino Casassa y Heiner Lange fueron un importante apoyo durante este tiempo. Gracias a ellos desarrolle este trabajo en un grato ambiente profesional en el laboratorio de Glaciología de la Universidad de Chile y en el Centro de Estudios Científicos en Valdivia (CECS). Muchas gracias a ellos por incluirme en sus proyectos, en los cuales pude conocer y estudiar hermosos glaciares y paisajes de la Patagonia, compartiendo gratas experiencias que permanecerán en la retina a través de los años.

Expreso también mi agradecimiento al Doctor Andrés Rivera por haberme guiado al buen término de este trabajo.

*Dedico este trabajo especialmente a la "Abuelita Maruca".*

## **RESUMEN.**

Se presentan los resultados del procesamiento de parte de los datos obtenidos en campañas de terreno, desarrolladas entre los años 1995 y 1997 por el laboratorio de Glaciología de las Universidades de Chile y de Magallanes en Patriot Hills (80° 18' S, 81° 22' W), Antártica occidental. Estas campañas contaron con el financiamiento del Instituto Antártico Chileno (INACH) en el marco del proyecto "Estudios glaciológicos en Patriot Hills, Antártica" y fueron apoyados en su ejecución por la Fuerza Aérea de Chile.

Patriot Hills se localiza en el extremo Sureste de los Montes Ellsworth, la cadena montañosa más elevada del continente distante 1048 km del Polo Sur. Este sector se encuentra ajeno a las reclamaciones territoriales de Argentina e Inglaterra, tratándose por tanto de territorio reclamado solo por Chile. Durante los últimos años se han ejecutado en el área una serie de proyectos científicos favorecidos operacionalmente por la existencia de una zona hielo azul, donde pueden aterrizar aviones de gran tonelaje.

Los glaciares presentes en las inmediaciones de Patriot Hills fluyen hacia la plataforma de hielo de Filchner-Ronne y se encuentran cercanos a la línea de flotación del hielo de esta plataforma. Debido a esta situación en la presente investigación se analiza en detalle la topografía subglacial, las propiedades del lecho y la estructura interna del hielo. Los resultados se presentan considerando diversos escenarios de calentamiento atmosférico, que pueden implicar una migración de la línea de flotación del hielo hacia el interior del continente, lo que podría generar un escenario de inestabilidad potencial.

El análisis de los perfiles obtenidos con el uso del método de radio eco sondaje indica que el margen sur del valle subglacial de la Herradura presenta una topografía irregular. Se detecta la existencia de sectores que se encuentran bajo el nivel del mar, lo que corresponde a una situación normal en el sector occidental del continente Antártico.

Por su parte, el análisis de los coeficientes de reflexión de las señales de radar arrojó valores propios de estructuras de hielo poco complejas, donde la interfase hielo-lecho se encuentra bajo la temperatura de congelamiento. Tales características son propias de los denominados "glaciares fríos" típicos del continente Antártico. Este tipo de glaciares presenta una dinámica muy reducida en los procesos de arrastre y transporte de materiales en comparación a glaciares temperados como los de Patagonia.

Los diferentes escenarios de calentamiento atmosférico considerados en este estudio permitieron estimar que la migración de la línea de flotación del hielo no debería afectar al sector de Patriot Hills dentro de los próximos 100 años. Por lo que los glaciares de este sector tenderían a mantenerse en equilibrio.

## **INDICE.**

AGRADECIMIENTOS	ii
RESUMEN.	iii
INDICE.	iv
1. INTRODUCCION.	1
1.1. Exploración del continente.	1
1.2. Tratados internacionales y desarrollo de la investigación.	3
1.3. Estudios en Patriot Hills.	5
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.	7
3. MARCO TEORICO.	11
3.1. Glaciares de escala continental.	11
3.2. Dinámica glaciar en el continente Antártico.	14
3.3. Calentamiento atmosférico y sus efectos sobre los glaciares.	15
3.4. Hipótesis de inestabilidad de los glaciares del WAIS.	20
3.5. Aporte de los glaciares al nivel medio del mar.	24
4. HIPOTESIS DE TRABAJO.	26
5. OBJETIVOS.	27
6. METODOLOGIA.	28
6.1. Materiales.	28
6.2. Métodos.	32
6.2.1. Método radar.	32
6.2.2. Cálculo de espesores.	35
6.2.3. Cálculo de la potencia de reflexión.	36
6.2.4. Método GPS.	38
6.2.5. Modelos digitales de terreno (DEM).	41
6.2.6. Escenarios de migración del grounding line.	42
6.3. Pasos metodológicos.	44
7. AREA DE ESTUDIO.	46
8. RESULTADOS.	48
8.1. Análisis de los registros obtenidos mediante GPS y RES.	48
8.2. Modelos digitales de terreno de Patriot Hills	65
8.3. Cálculo y análisis de coeficientes de reflexión.	69

8.4. Migración del grounding line.	83
9. DISCUSION.	86
10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	92
11. BIBLIOGRAFIA.	95
12. ANEXO CARTOGRAFÍA.	102

## **INDICE DE FIGURAS.**

Figura 1: Elementos que constituyen un cuerpo de hielo continental.	13
Figura 2: variaciones en la temperatura superficial de la tierra 1860–2000, data obtenida mediante termómetros.	16
Figura 3: Concentración de Co <sub>2</sub> en ppmv.	18
Figura 4: Incremento en la temperatura media del planeta año 2100.	18
Figura 5: Sistema de grounding line.	23
Figura 6: Factores que conducen a variaciones en el nivel medio de los océanos.	25
Figura 7: Diagrama A.	34
Figura 8: Diagrama R.	35
Figura 9: Ventana de BRP e IRP en diagrama A.	37
Figura 10: Localización de registros cbv3, banmorbr y cbmorre.	49
Figura 11: Diagrama R registro cbv3.	50
Figura 12: Perfil topográfico registro cbv3.	51
Figura 13: Diagrama R registro cbmorre.	52
Figura 14: Perfil topográfico registro cbmorre.	52
Figura 15: Diagrama R registro banmorbr.	53
Figura 16: Perfil topográfico registro banmorbr.	54
Figura 17: Localización de registros cbv91, cbv5 y v6v7.	55
Figura 18: Diagrama R registro cbv91.	56
Figura 19: Perfil topográfico registro cbv91.	56
Figura 20: Diagrama R registro cbv5.	57
Figura 21: Perfil topográfico registro cbv5.	58
Figura 22: Diagrama R registro v6v7.	59
Figura 23: Perfil topográfico registro v6v7.	59
Figura 24: Localización de registros v9v6 y v13v14.	61
Figura 25: Diagrama R registro v9v6.	62
Figura 26: Perfil topográfico registro v9v6.	62
Figura 27: Diagrama R registro v13v14.	63
Figura 28: Perfil topográfico registro v13v14.	63
Figura 29: Datos utilizados por el Laboratorio de Glaciología (1998) y el autor.	65
Figura 30: DEM de la topografía superficial. Valle de la Herradura, valle Universidad.	66

Figura 31: DEM de la topografía subglacial. Valle de la Herradura, valle Universidad.	66
Figura 32: Patriot Hills, topografía superficial y subglacial vista desde el SO.	67
Figura 33: Patriot Hills, topografía superficial y subglacial vista desde el NE.	68
Figura 34A: Coeficientes de reflexión registro cbv3.	70
Figura 34B: Relación-BRP - espesor registro cbv3.	70
Figura 35A: Coeficientes de reflexión registro cbv91.	71
Figura 35B: Relación-BRP - espesor registro cbv91.	72
Figura 36: Diagrama R registro cbbanbri.	72
Figura 37A: Coeficientes de reflexión registro cbbanbri.	73
Figura 37B: Relación BRP – espesor registro cbbanbri.	73
Figura 38: Diagrama R registro cbp9naro.	74
Figura 39A: Coeficientes de reflexión registro cbp9naro.	75
Figura 39B: Relación BRP - espesor registro cbp9naro.	75
Figura 40: Diagrama R registro j26j04.	76
Figura 41A: Coeficiente de reflexión registro j26j04.	77
Figura 41B: Relación BRP - espesor registro j26j04.	77
Figura 42: Diagrama R registro j02j01	78
Figura 43A: Coeficientes de reflexión registro j02j01.	79
Figura 43B: Relación BRP - espesor registro j02j01.	79
Figura 44: Diagrama R registro blanchi.	80
Figura 45A: Coeficientes de reflexión registro blanchi.	81
Figura 45B: Relación BRP - espesor registro blanchi.	81
Figura 46: Localización del Rutford ice stream y el Carlson inlet.	83
Figura 47: Migración del grounding line en Carlson inlet.	84
Figura 48: Migración del grounding line estimada.	85
Figura 49: Diferencias en la estimación de espesores de hielo.	87
Figura 50: Relación BRP – espesor de los archivos RES analizados.	90

**INDICE DE TABLAS.**

Tabla 1: Archivos de radar recolectados en el valle de la Herradura, año 1997.	29
Tabla 2: Archivos GPS obtenidos en el valle de la Herradura, año 1997.	30
Tabla 3: Archivos GPS obtenidos por corrección diferencial.	31
Tabla 4: Archivos de radar sometidos a análisis.	48
Tabla 5: Coeficientes de reflexión.	69
Tabla 6: Incremento en la temperatura atmosférica global para el año 2100.	84
Tabla 7: Espesores glaciares según distintas velocidades de propagación de la señal.	86
Tabla 8: Porcentaje de corrección de archivos GPS.	88

## **1. INTRODUCCION.**

### **1.1. Exploración del continente.**

La visión del hombre antiguo sobre el continente Antártico se insertaba en el contexto de leyendas y especulaciones. Los griegos planteaban la existencia de un continente en el hemisferio Sur que servía de equilibrio a los continentes del hemisferio Norte, a este territorio hipotético se le denominaba "*Antarktikos*", es decir opuesto a la "Osa" o constelación septentrional. Sin embargo, cuando los navegantes del siglo XVIII se internaron en la "*Terra Australis*" y los mares del Sur se confirmó la existencia del continente, al descubrir algunas de las islas que le rodean (Izaguirre & Mataloni, 2000).

Años más tarde, gran cantidad de científicos se embarcaron en navíos balleneros y loberos respondiendo al llamado realizado por la "Royal Geographic Society" de Inglaterra, la cual concentraba la suma internacional de esfuerzos para explorar la Antártica. Durante el transcurso del siglo XIX se comenzó a registrar el continente en mapas, siendo uno de los pioneros en esta tarea el explorador ruso Von Bellinghausen (Izaguirre & Mataloni, 2000).

Las expediciones sistemáticas al interior de la Antártica comenzaron a principios del siglo XX. Una de estas, correspondiente al navío "Discovery" capitaneado por Robert Falcon Scott, permitió realizar por primera vez un reconocimiento aéreo por medio de un globo aerostático. Scott junto a Ernest Shackleton realizaron en el año 1902 una temeraria internación hasta los 82° latitud Sur (Berguño, 1985).

El año 1908 se inicia una estrecha competencia por la conquista del Polo Sur. Shackleton, tras una dura travesía y a solo 108 km del objetivo debe retornar y sufre los rigores propios del clima Antártico, debiendo ser finalmente rescatado por su tripulación. Posteriormente los equipos del Noruego Roald Admundsen y el Inglés Scott inician un nuevo intento por llegar al Polo Sur. Finalmente Admundsen y sus compañeros alcanzan la meta el 14 de diciembre de 1911 y bautizan la zona circundante como Tierra de "*Haakon VII*". Scott casi al final de su travesía encuentra uno de los últimos campamentos del Noruego y después de llegar al Polo Sur decide emprender el regreso, en el cual, producto de la falta de víveres y la

inclemencia del tiempo muere junto a sus compañeros de expedición (Izaguirre & Mataloni, 2000).

Shackleton, decidido a superar la conquista del Polo Sur intenta la primera travesía Transantártica, sin embargo el naufragio de su navío "Endurance", el 20 de noviembre de 1915, le obliga a dejar a su tripulación aislada por más de 1 año en la isla Elefante (Izaguirre & Mataloni, 2000). En el posterior rescate de los hombres de Shackleton, el navío Chileno "Yelcho" al mando del piloto 2º Luis Alberto Pardo jugó un papel clave, confirmando en esa época la presencia nacional en actividades relacionadas con el continente.

En esos años todo indicaba que aquellos que se aventuraban en el continente Antártico debían someterse al clima extremo y los rigores impuestos por estas desoladas tierras. Durante la década del 70, el desarrollo y mejora en los medios de transporte, logística y los equipos necesarios para la supervivencia permitieron la exploración segura del mar Antártico (Carta 1). En 1986, en un viaje catalogado de temerario, el barco explorador "Polarstern" alcanzó la costa del interior del continente, iniciando una nueva era en la investigación Antártica (Izaguirre & Mataloni, 2000). Por su parte, las primeras expediciones aéreas se desarrollaron durante 1920. Sir George Hubert Wilkins fue uno de los primeros en volar sobre el continente Antártico en diciembre de 1928. Le siguieron pilotos como Richard E. Byrd, que contribuyeron al conocimiento y descripción de territorios inexplorados en el interior del continente (Berguño, 1985).

El desarrollo de actividades científicas apoyadas por equipos aéreos se ha facilitado por la existencia de sectores de hielo azul, denominados también "Blue Ice Areas". Estos sectores se generan por la remoción de nieve acumulada por la acción mecánica de vientos locales (Mellor & Swithinbank, 1989), permitiendo el aterrizaje de aviones con ruedas en lugar de esquís.

El primer aterrizaje realizado en la zona de hielo azul de Patriot Hills (Carta 4) lo realizó un avión DC-4 en noviembre de 1987. Este sector cuenta actualmente con dos pistas de aterrizaje (Mellor & Swithinbank, 1989), a las que se puede acceder tras 6 horas de vuelo en aviones Hercules C-130 desde Punta Arenas. La existencia de estas pistas resultó

trascendental para la posterior ejecución de programas de investigación cartográfica, geodésica y glaciológica durante la década de 1990.

Para Chile la existencia de zonas de hielo azul es vital, pues nuestro país no dispone de esquíes para aeronaves como el Hercules C-130. La ventaja operacional de contar con una pista apta para aviones de gran tonelaje facilita en parte el traslado de dotaciones científicas y equipos hacia el interior del continente.

Tal ventaja muchas veces ha traspasado la esfera científica, favoreciendo el desarrollo de expediciones deportivas y turísticas. Desde Patriot Hills, varias expediciones Chilenas e internacionales inician el acercamiento vía Twin Otter al monte Vinson, la mayor elevación de la Antártica (4897 m). El primer chileno en alcanzar esta cumbre fue Alejandro Contreras, a mediados de 1980. Posteriormente en 1989 el doctor Mauricio Purto dirigió la primera expedición íntegramente chilena hasta la cumbre. La primera expedición magallánica a este monte puso con éxito en la cima, entre otros, a los destacados montañistas Gino Casassa y Jorge Quinteros, el día 23 de noviembre de 1997. En enero de 1996 partió desde este lugar la primera expedición militar Chilena que alcazo a pie el Polo Sur.

Entre los logros más recientes, a principios del 2003 un grupo de montañistas de la Universidad Católica, liderados por Rodrigo Jordán realizaron con éxito la primera travesía a pie por los montes Ellsworth (Carta 4), en la vertiente oriental del cordón Centinela.

## **1.2. Tratados internacionales y desarrollo de la investigación.**

El desarrollo de actividades científicas en el sector de Patriot Hills y el resto del continente Antártico son resultado de iniciativas como el Año Geofísico Internacional (AGI) y el Tratado Antártico. El AGI se desarrolló entre julio de 1957 y diciembre de 1958, participando doce países, entre los que se contaba Chile, desarrollando diferentes tipos de investigación en áreas como: Geofísica, geomagnetismo, glaciología, atmósfera superior y meteorología. Para tal efecto se estableció una gran cantidad de bases en el continente. Las naciones participantes se manifestaron de acuerdo en mantener la cooperación científica, naciendo de esta forma el Comité Especial de Investigación Antártica SCAR (Scientific Committee on

Antarctic Research) encargado de estructurar los programas científicos que se desarrollan actualmente, donde Chile participa activamente.

El tratado Antártico suscrito en Washington el 1º de diciembre de 1959 y que entró en vigencia el 23 de junio de 1961 representa el esfuerzo conjunto de las 12 naciones participantes del AGI: Argentina, Australia, Bélgica, Chile, la República Francesa, Japón, Nueva Zelanda, Noruega, la Unión del África del Sur, la Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas, el Reino Unido e Irlanda del Norte y los Estados Unidos de América.

Mediante este tratado, los gobiernos antes mencionados, reconocen que *"...es en interés de toda la humanidad que la Antártica continúe utilizándose siempre exclusivamente para fines pacíficos y que no llegue a ser escenario u objeto de discordia internacional; Reconociendo la importancia de las contribuciones aportadas al conocimiento científico como resultado de la cooperación internacional en la investigación científica..."* (Extracto del tratado Antártico, 1961).

Para cumplir con este planteamiento, el artículo primero del tratado afirma que *"La Antártica se utilizará exclusivamente para fines pacíficos. Se prohíbe, entre otras, toda medida de carácter militar, tal como el establecimiento de bases y fortificaciones militares, la realización de maniobras militares, así como los ensayos de toda clase de armas"* (extracto del tratado Antártico, 1961). Esto excluye el empleo de personal o equipo militar, para investigaciones científicas o para cualquier otro fin pacífico.

Otra iniciativa importante emanada del tratado Antártico corresponde al protocolo sobre protección del medio ambiente, conocido también como "Protocolo de Madrid", suscrito el 4 de octubre de 1991. Éste fija como principios rectores la protección del medio ambiente Antártico y los ecosistemas dependientes y asociados.

Chile en su calidad de país signatario del Tratado Antártico ha desarrollado un activo y constante quehacer científico. Consciente de su responsabilidad internacional, el Gobierno de nuestro país creó en 1964 el Instituto Antártico Chileno (INACH) como único organismo

estatal responsable de la coordinación y planificación de las actividades que se ejecuten en el territorio Chileno Antártico.

En relación a lo anterior y puesto que Patriot Hills corresponde a un sector sólo reclamado por Chile, ajeno a aspiraciones territoriales Argentinas e Inglesas, se ha desarrollado una fuerte política nacional Antártica que plantea fortalecer la participación en las actividades del tratado, fomentando el desarrollo científico y el intercambio de conocimientos, sobre todo en lo que respecta a participar "*...en programas internacionales de investigación, en especial, relativos al cambio climático, con sensibilidad particular acerca de las proyecciones y efectos de dichos fenómenos en los ecosistemas dependientes y asociados...*". (Política Antártica nacional, Decreto N° 429 de RR.EE Santiago, 28 de marzo de 2000).

De esta forma, INACH e instituciones de investigación han generado en su conjunto, una serie de expediciones científicas anuales acotadas a áreas como: Biología, Meteorología, Cartografía, Geodesia y Glaciología, entre otras.

### **1.3. Estudios en Patriot Hills.**

El desarrollo de investigación geológica, glaciológica y geodésica en Patriot Hills se fundamenta en las características de la topografía subglacial y el flujo de los glaciares del área, los que drenan el valle de la Herradura y valle Universidad hacia la plataforma de hielo de Filchner-Ronne o FRIS (Filchner- Ronne Ice Shelf).

Los glaciares de este sector cercanos al grounding line<sup>1</sup> de esta plataforma flotante (Carta 2) podrían volverse inestables y experimentar un colapso, que se materializaría en la pérdida de una parte o todo el volumen de hielo que podría ser consecuencia de un aumento de la temperatura atmosférica (Oppenheimer, 1998).

Un posible escenario de inestabilidad de los glaciares adquiere más relevancia si se considera que las plataformas flotantes actúan como barreras contenedoras del hielo continental. Si éstas desaparecen, el flujo desde el interior podría generar una pérdida de

---

<sup>1</sup> Línea a partir de la cual el hielo comienza a flotar (Paterson, 1981)

grandes volúmenes de hielo que incrementarían el nivel del mar a escala global (IPCC, 2001a). Para estimar la condición de inestabilidad potencial es necesario el estudio de la naturaleza y características de la topografía subglacial.

Los estudios de balance de masa en Patriot Hills realizados entre los años 1995 a 1997 se desarrollaron en cuatro campañas de terreno. En Enero de 1995 se efectuó un reconocimiento de diez días de duración. Posteriormente en Noviembre del mismo año se realizó una nueva campaña que se extendió por un mes. Durante Noviembre y Diciembre de 1996 y 1997 volvieron a efectuarse campañas de un mes.

En la campaña de 1995 se midió un área de 6 km<sup>2</sup> donde se instalaron 28 balizas en neviza y hielo. Además se establecieron tres puntos de control en rocas que fueron medidos con un teodolito. Durante 1996 y 1997 se intentó medir la posición exacta de las balizas utilizando GPS diferencial. De forma paralela se efectuaron perfilajes de radar para medir espesores y estructura interna del hielo, estos demostraron la existencia de una topografía subglacial de carácter abrupto con un máximo espesor de hielo cercano a 1300 m, constatándose la existencia de sectores que se encuentran bajo el nivel del mar (Rivera *et al*, 1998).

Los registros de ablación y topografía superficial obtenidos de las balizas entre Enero y Noviembre de 1995 mostraron una diferencia poco significativa en la elevación de la placa de hielo, sugiriendo que el hielo se encuentra en un estado cercano al equilibrio en el sector de Patriot Hills (Casassa *et al*, 1998).

Tanto la posición de estos glaciares como las características abruptas de su topografía subglacial podrían favorecer la generación de escenarios de inestabilidad. Esto determina la necesidad de un estudio en detalle de los glaciares, considerando posibles escenarios de cambio climático caracterizados por un aumento de las temperaturas atmosféricas y posiblemente oceánicas.

## **2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.**

Los glaciares de la Antártica se clasifican como Hielos Continentales (Van der Veen, 1999), si se considera que las montañas Transantárticas dividen la Antártica en un sector oriental y un sector occidental (Carta 1). Se definen entonces dos hielos continentales: El Hielo Continental Oriental (East Antarctic Ice Sheet, EAIS) y Hielo Continental Occidental (West Antarctic Ice Sheet, WAIS). La principal diferencia entre estas dos unidades radica en la naturaleza del lecho sobre el cual se encuentra asentado el hielo. Mientras el lecho del EAIS se sitúa principalmente por sobre el nivel del mar, el lecho del WAIS se caracteriza por posarse en su mayor parte sobre un substrato que yace varios centenares de metros bajo el nivel del mar (Vaughan *et al*, 1995). La Península Antártica se puede considerar como una unidad inserta al interior del WAIS (Scambos *et al*, 2000).

Debido a su particular configuración, el WAIS recibe la denominación de "Hielo Continental Marino". Este presenta rasgos de "inestabilidad potencial" (Van der Veen, 1999), es decir bajo la acción de un gatillador externo (un aumento de la temperatura o del nivel del mar) los glaciares de este sector pueden colapsar debido a la pérdida de una parte relevante de su volumen total, esto sería producto de una migración del grounding line hacia el interior del continente<sup>1</sup>.

El concepto de inestabilidad potencial se basa en el supuesto que las plataformas de hielo flotante serían fundamentales para estabilizar o contener el flujo de hielo del interior del continente (Casassa, 1999). Las características de la topografía subglacial juegan un rol clave en la estabilidad de los glaciares al interior del continente.

Considerando lo anterior, es necesario destacar que algunos sectores del WAIS podrían verse afectados, ya que debido a la particular configuración de su lecho, poseen una mayor sensibilidad frente a cambios climáticos-oceánicos (Van der Veen, 1999).

---

<sup>1</sup> El grounding line tiende a ser inestable y migrar cuando la profundidad del agua es mayor a un límite crítico y la pendiente del lecho oceánico se inclina hacia el interior de la plataforma, tal como ocurre en algunos sectores del WAIS (Van der Veen, 1999).

Patriot Hills (80° 18' S, 81° 22' W) no es ajeno a este escenario, pues se ubica sobre el WAIS a sólo 50 km hacia el Sur del grounding line del FRIS (Carta 2). Según Oppenheimer (1998) en esta zona el grounding line podría migrar hacia el interior del continente, tal como ya ha sido observado en otros glaciares del WAIS.

Weertman (1976) reafirma lo planteado por Oppenheimer, señalando además que un cambio drástico en el flujo de hielo proveniente del interior del continente, podría generar un considerable aumento en el nivel del mar a escala global. La sola desintegración del WAIS implicaría un ascenso del nivel de los océanos de 4 a 6 m (Oppenheimer, 1998).

Autores como Weertman (1976), Mercer (1978) y Oppenheimer (1998) afirman que el calentamiento atmosférico sería el detonante de un escenario de inestabilidad potencial. Recientes estudios indican que el promedio global de la temperatura superficial (promedio de la temperatura cercana a la superficie y la temperatura de la superficie del océano) ha manifestado un incremento de 0.6 +/- 0.2° C desde 1861. La mayor parte del cual se ha producido durante 2 períodos: 1910-1945, y 1976-2000 (IPCC, 2001a).

El ascenso en la temperatura atmosférica ha afectado particularmente al sector Antártico peninsular, alcanzando una magnitud de 2.5° C en los últimos 50 años (Doake & Vaughan, 1991). Parte de este calentamiento se debe a la participación del hombre mediante el consumo indiscriminado de combustibles fósiles, lo que acrecienta la concentración de los gases de efecto "invernadero" entre los que se cuentan: Metano, ozono, óxido nitroso y clorofluorocarbonos (Nesje & Dahl, 2000). Mediciones realizadas en Mauna Loa, Hawai, indican que las concentraciones de CO<sub>2</sub> se han incrementado desde 315 ppmv en 1958 a 353 ppmv en 1990, aumentando un 12% en 32 años. Durante la década de 1990 se detectó una fuerte alza en el incremento del CO<sub>2</sub>, mostrando un ascenso que va desde 0.9 ppm (0.2%) a 2.8 ppm (0.8%), IPCC (2001a).

Bajo este contexto, la preocupación planteada por Weertman (1976) y Oppenheimer (1998) respecto a la inestabilidad potencial del WAIS se torna vigente. En efecto, si el incremento de temperaturas en la Antártica alcanzara los 8° C, la isoterma de 0° C de verano alcanzaría los frentes de las plataformas flotantes de Filchner-Ronne y Ross

(Casassa, 1999) las que podrían comenzar a desintegrarse pudiendo provocar desastrosas consecuencias para la estabilidad del WAIS. El desprendimiento de secciones de la plataforma de hielo (Hulbe *et al*, 1998) y el retroceso de 1200 m a<sup>-1</sup> del grounding line del gran glaciar de Pine Island (Carta 1), que drena una parte importante del WAIS hacia el mar de Amundsen (Rignot, 1998a), constituyen los ejemplos más representativos de la actual dinámica del WAIS.

El uso de métodos como el radio eco sondaje (RES) aéreo y de superficie (Siegert, 1999) y otros como la interferometría satelital por radar de apertura sintética-SAR (Synthetic aperture radar) Joughin *et al* (1999), resultan útiles para la detección y el estudio de rasgos fundamentales como el grounding zone<sup>2</sup>. El conocimiento de tales rasgos es muy importante para evaluar la inestabilidad potencial del WAIS (Rignot, 1998a), donde actualmente se detecta un retroceso en dirección al límite de la plataforma continental (Sugden & Clapperton, 1980).

Recientes investigaciones realizadas por Casassa *et al* (1998) y Rivera *et al* (1998), indican que la topografía subglacial en el sector de Patriot Hills posee sectores que se encuentran bajo el nivel mar. El relieve del área de estudio es de carácter escarpado presentando profundas gargantas de hielo y notorias elevaciones subglaciales. Sin embargo, el balance de masa del sector tiende al equilibrio, lo que indica que los glaciares de este sector podrían estar lejos de sufrir un colapso.

El presente trabajo de investigación se fundamenta en el análisis de datos de RES y modelación de la topografía, considerando además diferentes escenarios de cambio climático. El análisis de las características de la topografía subglacial corresponde a un factor clave a la hora de evaluar la inestabilidad potencial de los glaciares del interior del continente.

Dada la naturaleza de los datos utilizados en el presente trabajo las características de la topografía subglacial se representan mediante perfiles topográficos, estos incluyen cotas de altura para la superficie, el lecho y reflectores internos, de forma tal que se pueda

---

<sup>2</sup> Área definida por el grounding line y el Hinge line, este último corresponde al límite de la zona de flexión del hielo por efecto de las mareas (Rignot, 1998b).

discriminar las características internas del hielo e individualizar aquellos sectores que se encuentran bajo el nivel del mar. Para complementar esta representación, se utilizaron diferentes modelos de elevación digital (DEM, Digital Elevation Model) tanto de la topografía superficial como subglacial.

Además, con el objeto de estimar las características térmicas del lecho y la estructura interna del glaciar, se calculó y comparó la Potencia de reflexión interna o IRP (Internal Reflection Power) y la Potencia de reflexión del lecho denominada BRP (Bed Reflection Power). Se realizó el mismo análisis para un perfil de radar adquirido por Rivera & Casassa (2002) en el glaciar Chico, Campo de Hielo Patagónico Sur. Se consideraron además datos publicados por Rivera *et al* (2001) del glaciar Tapado en la IV región, de esta forma se presentan las diferentes características de reflexión que existen en glaciares temperados y fríos.

Por último, se recopiló información publicada por el IPCC (2001b) sobre calentamiento atmosférico global y estimaciones para el año 2100. Se correlacionó con tasas de migración del hinge line documentadas por Rignot (1988b) para el Carlson inlet. De esta forma se logró estimar la posible migración del grounding line en un sector cercano a Patriot Hills.

### **3. MARCO TEÓRICO.**

#### **3.1. Glaciares de escala continental.**

La precipitación sólida conforma el input de masa fundamental de un sistema glaciar. La continua acumulación y apisonamiento de la nieve genera la pérdida de aire en los espacios intersticiales. De esta forma y producto de un efecto de compresión, la nieve se transforma en neviza y finalmente en hielo (Paterson, 1981).

El termino "nieve" se restringe a aquel material que no presenta mayores cambios desde que se deposita en la superficie, este material posee una densidad de 50 a 400 kg/m<sup>3</sup> (Been & Evans, 1998). El material que se genera en etapas intermedias, denominado "firn" o neviza corresponde a la nieve húmeda que sobrevive al verano presentando densidades entre 400 y 830 kg/m<sup>3</sup>. Finalmente, cuando los espacios intersticiales se sellan el firn se convierte en hielo glaciar, tal material muestra una densidad de 830 a 910 kg/m<sup>3</sup> (Paterson, 1981).

El proceso de generación de hielo es mucho más rápido en los glaciares que se ubican en zonas templadas, donde existe una alternancia entre períodos de fusión y recongelamiento. Tal proceso no se aplica del todo en los glaciares de escala continental como Groenlandia y Antártica. Estos presentan características especiales pues se ubican en zonas desérticas casi sin precipitaciones. Particularmente en el continente Antártico, a excepción de la Península e islas aledañas, se presenta un régimen térmico en que las temperaturas se encuentran bajo el punto de congelación durante todo el año (Paterson, 1981).

Los glaciares de gran escala o escala continental han sido clasificados por Benn & Evans (1998) como placas y capas de hielo. Estas unidades se caracterizan principalmente porque ocultan el paisaje subyacente. Los autores plantean que la línea divisoria entre placa de hielo y capa de hielo corresponde a los 50000 km<sup>2</sup>. Dentro de esta última clasificación se pueden encontrar las siguientes morfologías glaciares (Figura 1).

**Domo de Hielo:** Corresponde a una placa de hielo que posee una topografía superficial aproximadamente simétrica o plana. La profundidad del hielo puede exceder en algunos casos los 3000 m. Este tipo de morfología es predominante en el WAIS, constituido por tres domos que en su conjunto no llegan a superar los 2000 m de altura (Nesje & Dahl, 2000).

**Glaciares Efluentes (Outlet Glaciers) y Corrientes de Hielo (Ice Stream):** Comúnmente ocupan depresiones topográficas. La dinámica de los Glaciares Efluentes y las corrientes de hielo se relaciona con la tasa de descarga de los glaciares. El flujo que se produce en estos rasgos es responsable de la producción de los icebergs, lo que genera pérdida de masa. El término "Ice Stream" se puede entender como una analogía a las corrientes oceánicas. Swithinbank (1998) propuso aplicar este concepto para aquella parte del hielo continental que fluye de forma más rápida y no necesariamente en la misma dirección que la totalidad de la masa de hielo.

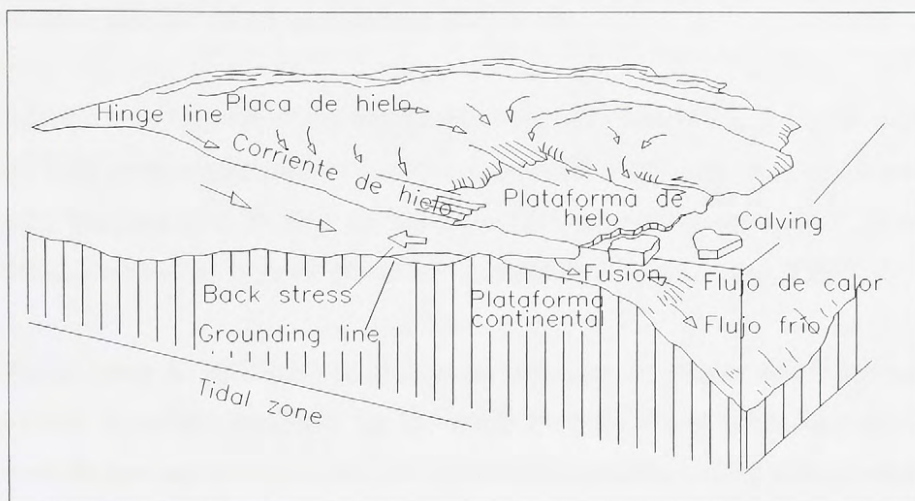
Oppenheimer (1998) afirma que las corrientes de hielo se deslizan sobre un lecho rocoso lubricado por agua de fusión. Estudios sísmicos indican que las corrientes de hielo se desplazan por un estrato de material no consolidado constituido por sedimentos saturados de agua. El movimiento de hielo supuestamente estaría controlado por la deformación de estos sedimentos.

**Plataformas Marinas:** La génesis de las plataformas de hielo se relaciona con tres causas fundamentales: Flotación de lenguas glaciares; congelamiento superficial del agua de mar (presencia estacional) y aquellas originadas en el perímetro de los glaciares o del hielo oceánico. Las plataformas flotantes se originan en aquellos glaciares localizados en aguas profundas, donde la tasa de tensión del hielo es suficiente para mantener la fuerza de stress en los márgenes. Los glaciares temperados no presentan plataformas pues su temperatura se encuentra cerca del punto de fusión, esto implica una fuerza de tensión débil que genera un efecto de desprendimiento.

Las plataformas marinas tienen la capacidad de flotar puesto que el hielo glacial, al presentar burbujas de aire, tiene una densidad menor que la del agua. La profundidad ideal para que el hielo flote se desprende del contraste de densidad entre el hielo y el agua (Benn

& Evans, 1998).

*Figura 1: Elementos que constituyen un cuerpo de hielo continental.*



*Fuente: Warrick et al (1993).*

En las plataformas de hielo el balance de masa, o relación entre la ganancia y pérdida de masa en un período de tiempo determinado (Been & Evans, 1998), depende de la importancia relativa de la acumulación de nieve, la ablación en la superficie y los procesos de derretimiento y recongelación del lecho. En grandes masas de hielo, el derretimiento basal y los procesos de recongelación tienen especial preponderancia. Los factores que condicionan el derretimiento o congelamiento están determinados por la temperatura del hielo y del agua. En este contexto la salinidad del agua también juega un papel muy importante, su aumento reduce localmente el punto de fusión del hielo incrementando el derretimiento (Been & Evans, 1998).

El sistema de plataformas del FRIS (Carta 1) está alimentado por extensas corrientes de hielo que drenan un 24% de la placa de hielo Antártica (Doake, 1985), y corresponde al segundo más grande del mundo en términos de área y volumen. Mediciones de RES y sísmica indican que el área del FRIS, cerca del grounding line del Foundation ice stream muestra un espesor máximo de hielo superior a 2000 m. Esta corriente de hielo transporta un flujo de masa cercano a  $51 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ . Hacia el Este del Foundation Ice Stream, donde el

máximo espesor de hielo alcanza 1100 a 1200 m, el flujo de masa alcanza tasas de  $23 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  (Lambrecht *et al*, 1999).

### **3.2. Dinámica glaciar en el continente Antártico.**

La acumulación de nieve en el continente Antártico está determinada por la existencia de centros de baja presión estacionales hacia el interior del continente. Las condiciones de frío permanente implican que la tasa de acumulación sea relativamente baja, detectándose mayor cantidad de precipitaciones en las zonas costeras (Van Der Veen, 1999).

La pérdida de masa se produce por el flujo de hielo que se mueve desde los puntos más elevados hacia el océano mediante las corrientes de hielo. En el WAIS, la gran cantidad y dimensiones de las corrientes de hielo han contribuido notablemente a este proceso a través del tiempo.

El flujo de hielo a través del cual se transporta masa hacia el exterior del continente puede verse afectado por una amplia diversidad de factores, entre los que se pueden mencionar: Temperatura, contenido de detritos, rugosidad del lecho y presión del agua en la interfase hielo-lecho (Benn & Evans, 1998).

Según Benn & Evans (1998) el movimiento del hielo se puede dividir en tres componentes: Deformación del hielo, deformación de la interfase hielo-lecho (sedimentos) y deslizamiento de la interfase hielo-lecho.

La temperatura del hielo es un factor de control importante en procesos glaciares como el deslizamiento, la erosión y depositación. Un deslizamiento efectivo y consecuentemente la erosión, dependen sustancialmente de la temperatura de la base del hielo (Benn & Evans, 1998).

La mayor parte de los glaciares de Antártica corresponden a glaciares fríos, su temperatura se encuentra por debajo del punto de fusión y el lecho se mantiene congelado (Benn & Evans, 1998), en estos glaciares el deslizamiento y la erosión son mínimos y muchas veces

despreciable, lo que se debe a la alta adhesión que existe entre el hielo y la roca (Benn & Evans, 1998).

En el WAIS existen vastos sectores donde la interfase hielo-lecho se encuentra a temperaturas de subcongelamiento. Dichos sectores presentan un deslizamiento extremadamente lento, donde la única forma probable de erosión corresponde a la generación de estrías glaciares (Jens-ove-Näslund, 1997). En este caso, el flujo de hielo se genera por deformación del mismo.

Este tipo de flujo es lo suficientemente lento como para despreciar la 2ª ley de Newton relacionada con la aceleración. Por lo tanto las ecuaciones de movimiento se reducen a ecuaciones de equilibrio estático, expresadas en el balance entre fuerzas aplicadas a la superficie del cuerpo y fuerzas como la de gravedad, que actúa sobre todo el cuerpo (Paterson, 1981).

Las corrientes de hielo representan un caso particular en la dinámica de los glaciares de la Antártica y ejercen un rol importante en la estabilidad del hielo. De las principales corrientes de hielo que drenan el WAIS al mar Austral se destacan tres (Carta 1). La presente en la costa de Spile, las localizadas en la plataforma de hielo de Ross, y las presentes en los mares de Bellinghausen y Admundsen (Vaughan *et al*, 1995). Puesto que el lecho de las cuencas que alimentan los glaciares de esta zona se encuentra en algunos sectores hasta 2500 m bajo el nivel del mar, algunos autores han sugerido que cambios drásticos en el patrón de flujo podrían determinar una situación de inestabilidad potencial (Vaughan *et al*, 1995).

### **3.3. Calentamiento atmosférico y sus efectos sobre los glaciares.**

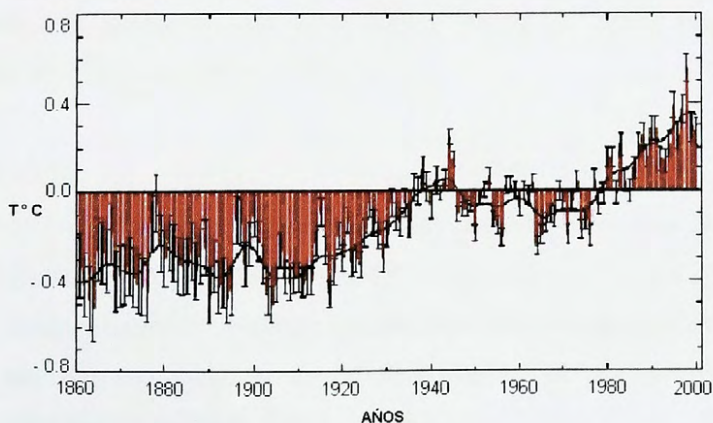
Benn & Evans (1998) indican que los períodos glaciares e interglaciares se originan debido a dos factores: Cambios cíclicos en la órbita de la Tierra alrededor del Sol y variaciones en el eje de rotación de la Tierra (tilt). Tales variaciones pueden ser explicadas por la teoría de Milankovitch, quien plantea que la excentricidad de la órbita de la Tierra varía entre 0° y 0.06° en un período de tiempo de 93000 años. A esto se suma una variación en la

inclinación del eje de rotación terrestre de  $22.1^{\circ}$  a  $24.5^{\circ}$  en un período de 41000 años. Considerando esta variación, se asume que las etapas de glaciación ocurren cuando la radiación solar para un año que comprende primavera y verano en las latitudes altas, posee un valor mínimo. Del mismo modo se asume que los periodos interglaciares ocurren cuando la radiación solar posee un valor máximo (Weertman, 1976).

Previo a la aparición del hombre en el sistema tierra-atmósfera, factores de control propios de la naturaleza regulaban la existencia de aerosoles atmosféricos. Tales aerosoles se generan por la actividad volcánica y el efecto de la radiación solar sobre la tierra (IPCC, 2001a). La inclusión del hombre en el sistema tierra-atmósfera ha generado una serie de alteraciones en el clima. Simulaciones y modelos climáticos realizados durante las últimas décadas demuestran que los factores naturales no resultarían suficientes para explicar el actual calentamiento atmosférico (IPCC, 2001a).

Registros meteorológicos del IPCC (2001b) permiten comprobar que desde 1950 hasta la fecha la temperatura global ha aumentado en los primeros 8 km de la atmósfera a razón de  $0.1^{\circ}$  C por década (Figura 2). Esto explicaría en buena parte los registros de imágenes satelitales que desde la década de 1960 muestran una reducción de un 10% en las zonas englaciadas del planeta (IPCC, 2001b).

*Figura 2: Variaciones en la temperatura superficial de la tierra 1860-2000, data obtenida mediante termómetros.*



*Fuente: IPCC (2001a).*

Diversos escenarios de emisión de gases invernadero definidos por el IPCC (2001b) se han elaborado considerando diferentes supuestos sobre el crecimiento de la población mundial, estos supuestos corresponden al crecimiento global de la economía, desarrollo tecnológico, limitaciones en el uso del recurso energético y desarrollo de la agricultura, entre otros (IPCC, 2001b).

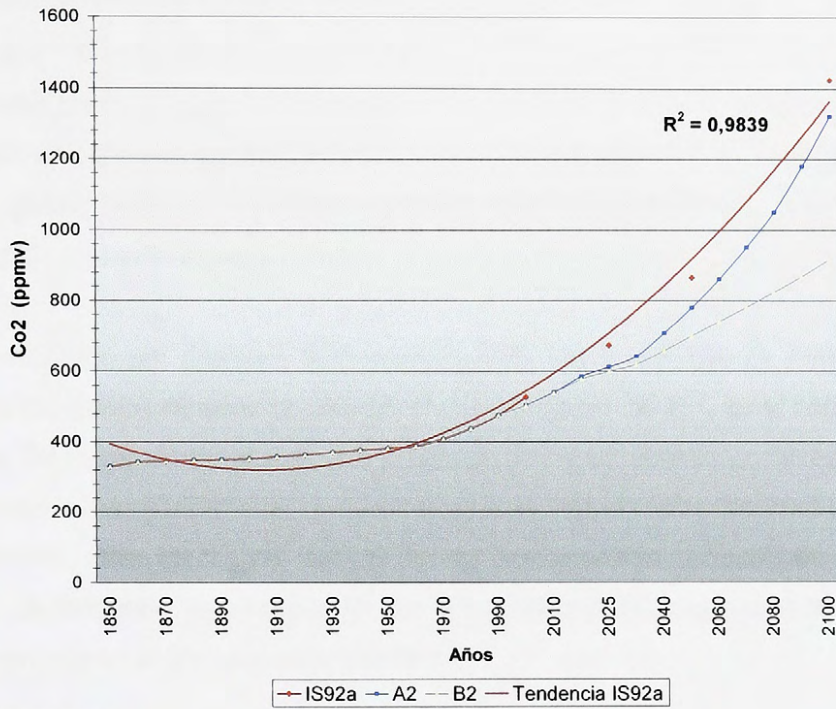
El escenario IS92a se considera como una estimación moderada de emisión de gases invernadero. Este asume una proyección de la población global de 11.3 billones para el año 2100. Un 94% del crecimiento estimado ocurriría en países densamente poblados. El escenario asume una disminución del orden de 0.8% en el consumo energético anual para un período entre la actualidad y el año 2025 y un 1.0% anual entre el 2025 al 2100 (IPCC, 2001b).

La Figura 3 muestra las concentraciones de CO<sub>2</sub> (ppmv) consideradas por el escenario IS92a, A2 y B2. El primer escenario muestra un incremento en la concentración de CO<sub>2</sub> de un 1% anual antes de 1990 (IPCC, 2001b). Los escenarios A2 y B2 consideran el incremento en la concentración del gas suponiendo un crecimiento en la población global que alcance totales de 15 billones y 10.4 billones respectivamente (IPCC, 2001b).

Considerando el escenario IS92a, el IPCC (2001b) ha generado una serie de modelos del incremento de la temperatura atmosférica del planeta. La Figura 4 muestra la temperatura promedio observada desde 1800 hasta 1988. Junto con la temperatura observada se incluyen 5 modelos de calentamiento atmosférico, todos los cuales muestran un claro incremento en las temperaturas hacia el año 2100.

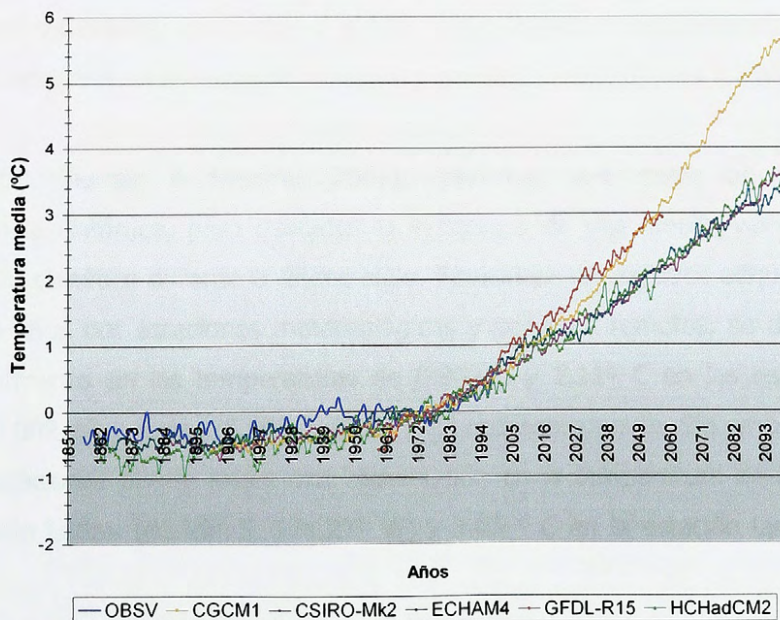
La Figura 4 indica que los registros térmicos hasta el año 1988 (OBSV) presentan una tendencia de aumento en la temperatura promedio. Los diferentes modelos basados en el escenario IS92a (CGCM1; CSIRO-MK2; ECHAM4; GFDL-R15 y HCHadCM2) muestran un comportamiento similar, pronosticando un incremento máximo de aproximadamente 5.6° C (CGCM1) y un incremento mínimo de aproximadamente 3.32° C (ECHAM4) en base a las temperaturas registradas hasta 1998 (IPCC, 2001b).

Figura 3: Concentración de CO<sub>2</sub> en ppmv.



Fuente: IPCC, 2001b.

Figura 4: Incremento en la temperatura media del planeta para el año 2100.



Fuente: IPCC, 2001b.

Debido a la limitada capacidad de adaptación de los sistemas naturales, estos resultan especialmente vulnerables frente a un cambio climático. Gran cantidad de ellos podrían estar sujetos a daños significativos y muchas veces irreversibles (IPCC, 2001a). Las zonas englaciadas del planeta, constituyen un buen ejemplo de unidades vulnerables frente a una alteración climática. Estas pueden determinar cambios importantes en el clima a escala regional y global, debido a que los glaciares pueden actuar como amplificadores o atenuadores de las alteraciones imperantes (Benn & Evans 1998).

Un estudio realizado por Carrasco & Quintana (2000) sobre la Península Antártica, indica que durante los últimos 40 años se detectó un calentamiento de  $1^{\circ}\text{C}$  en el sector Norte de la Península. Su trabajo indica que las temperaturas anuales muestran un incremento en las temperaturas mínimas ( $0.029^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ), mientras que las temperaturas máximas no muestran mayor variación. Otro efecto del cambio en las temperaturas corresponde a la mayor recurrencia de tormentas en el sector Oeste de la Península, lo que podría estar asociado con un incremento en la precipitación de verano.

A su vez, Jacka & Budd (1998) detectaron un incremento de las temperaturas en las estaciones permanentemente ocupadas del continente (desde los años 1959 a 1996) y en las islas del océano Austral (desde los años 1949 a 1996), determinando que en 16 estaciones el calentamiento es de  $0.9^{\circ}\text{C}$  a  $1.2^{\circ}\text{C}$ . Las 22 estaciones presentes en las islas circundantes presentan un incremento en las temperaturas de  $0.7^{\circ}\text{C}$  a  $1.2^{\circ}\text{C}$ .

Por otra parte, Shuman & Stearns (2001), confirman que existe un calentamiento atmosférico en la Antártica, pero destacan la existencia de una amplia variabilidad en el comportamiento climático durante el último siglo. Basándose en registros adquiridos durante los últimos 19 años por estaciones meteorológicas y sensores remotos, se determinó que existe un incremento en las temperaturas de  $0.86^{\circ}\text{C}$  y  $2.11^{\circ}\text{C}$  en las estaciones Byrd ( $80.00^{\circ}\text{S}$ ,  $120.00^{\circ}\text{W}$ ) y Siple ( $75.90^{\circ}\text{S}$ ,  $83.92^{\circ}\text{W}$ ) respectivamente. Sin embargo, también se detectan estaciones donde existe una disminución en la temperatura de  $0.95^{\circ}\text{C}$ , tales como la estación Lettau ( $82.59^{\circ}\text{S}$ ,  $174.27^{\circ}\text{W}$ ) y  $3.05^{\circ}\text{C}$  en la estación Lynn ( $74.21^{\circ}\text{S}$ ,  $160.39^{\circ}\text{E}$ ).

Uno de los principales efectos del incremento de la temperatura atmosférica guarda relación con la desintegración de las plataformas flotantes en la Península (Carta 2). Esta pérdida de masa implica un retroceso del grounding line hacia el interior del continente (Jones, 1990). La rápida desintegración de las plataformas esta acompañada de gran cantidad de cambios en el volumen de hielo (Scambos *et al*, 2000), lo que acarrearía consecuencias tales como:

- Aumento del desprendimiento de témpanos en lugares puntuales.
- Incremento en la velocidad del flujo.
- Presencia de puntos de fusión en la superficie de los glaciares.

### **3.4. Hipótesis de inestabilidad de los glaciares del WAIS.**

Un glaciar se puede considerar como un sistema que interactúa con variables como el clima y el paisaje. En este contexto, la condición de estabilidad de un glaciar se relaciona su balance de masa, el clima y la meteorología local. El tipo de respuesta que presenta un glaciar frente a la acción e interacción de estas variables guarda estrecha relación con factores como su tamaño, volumen, localización y características de la cuenca en la que se encuentra asentado (Been & Evans, 1998).

Considerando lo anterior, la estabilidad del glaciar se representa por la condición de equilibrio entre las zonas de acumulación y ablación, tal equilibrio se expresa en la masa y volumen de estas zonas (Been & Evans, 1998). Un glaciar puede rectificar la pérdida de masa en la zona de ablación transfiriendo masa desde la línea de equilibrio o ELA<sup>1</sup>. La masa de cada una de las secciones esta determinada por la densidad de la nieve y el hielo, el gradiente del balance de masa y el tamaño de ambas zonas (Been & Evans, 1998).

Powell & Alley (1997) afirman que el comportamiento de los glaciares que presentan su frente en ambientes marinos varia en función de factores externos y factores glaciológicos propiamente tal, restándole peso a la sola acción de factores climatológicos. Los autores realizan tal afirmación basados en el estudio de distintos ambientes sedimentarios que

---

<sup>1</sup> Línea definida por la zona donde la acumulación se encuentra en equilibrio con la pérdida. Tal línea representa de forma precisa la realidad climática local, particularmente de las precipitaciones y la temperatura (Been & Evans, 1998).

pueden indicar la dinámica pasada del sistema de grounding line. Aparentemente el factor de control más importante correspondería al agua de fusión del lecho.

Entre los factores de control propios del glaciar se tienen: Tipo de glaciar, tipo de régimen glaciar, velocidad del glaciar y velocidad del calving (desprendimiento), tipo de frente y condiciones subglaciales. Cabe destacar que los factores de control glaciológicos poseen una fuerte interacción entre ellos.

La mayoría de los glaciares que poseen su frente en ambientes marinos experimentan un flujo rápido. La velocidad de flujo y la ablación son factores importantes en la estabilidad del frente del glaciar (Powell & Alley, 1997).

El tipo de frente del glaciar también es generado en algún grado por el balance de masa glacial y las variaciones en el nivel del mar. Powell & Alley (1997) consideran que distintos tipos de frente en asociación con esfuerzos internos y externos del glaciar, pueden influir directamente sobre la dinámica del sistema de grounding line.

De los factores de control externos ajenos al clima, el más importante corresponde a la profundidad de la columna de agua bajo el sistema de grounding line (Powell & Alley, 1997). En la sección flotante, la geometría y la estabilidad son controladas por el espacio entre el lecho marino y la base del glaciar, en este sector se pueden dar diferentes procesos tales como: Balance entre el flujo de sedimentos del glaciar hacia el grounding line y la erosión subglacial modificada por la respuesta isostática del glaciar, intercambio térmico entre la base del hielo y el océano (que puede causar fusión basal a una tasa susceptible de modificar los patrones de circulación) y transporte de sedimentos hacia el exterior del grounding line (Powell & Alley, 1997).

Estos procesos actúan a diferentes escalas de tiempo, variando debido a ajustes glaciares y tectónicos sobre el curso de una glaciación.

En 1976 Weertman identificó los mecanismos glaciológicos que podrían operar en el colapso de la plataforma de hielo. Desde esa fecha la estabilidad del WAIS ha sido objeto de

constantes estudios. Nereson *et al* (1998) constataron que debido a las condiciones de equilibrio precario del WAIS, un pequeño cambio en el clima podría actuar como un gatillador de carácter irreversible. Una reducción en el tamaño, o una remoción de las plataformas de hielo flotante, podrían iniciar una migración del grounding line (Paterson, 1981). Esto acarrearía el colapso de la plataforma en su totalidad. Tal colapso puede expresarse en términos de la pérdida de una parte o todo el volumen de hielo en una escala de tiempo más corta que el período de acumulación (Oppenheimer, 1998).

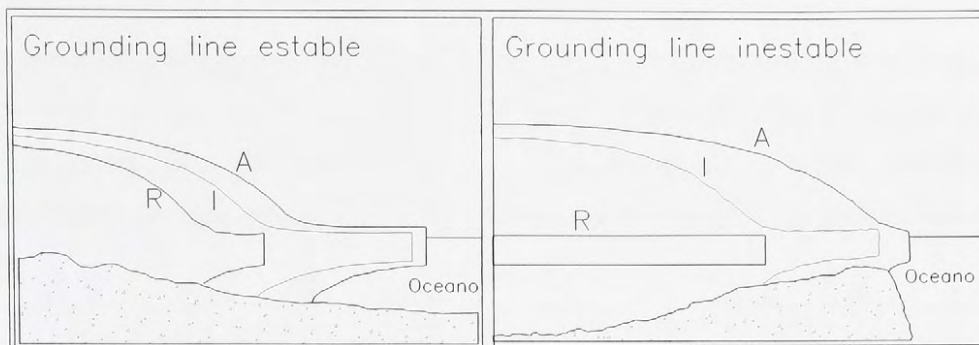
También se debe tener en cuenta que tanto la naturaleza de la topografía subglacial, como las características de las corrientes de hielo se consideran como los principales factores que influyen sobre la estabilidad de la masa de hielo (Benn & Evans, 1998).

La topografía subglacial de la sección occidental del continente Antártico posee un carácter irregular y complejo compuesto de archipiélagos en unidades topográficas discretas que representan diferentes bloques tectónicos. Estos bloques están separados por trincheras, algunas veces ocupadas por corrientes de hielo y glaciares efluentes que cuentan en algunos sectores con más de 3000 m bajo el nivel del mar (Lythe *et al*, 2001). Tales características ejercen un importante papel en la condición de estabilidad de los glaciares, fundamentalmente sobre la dinámica del sistema en el grounding line.

Van der Veen (1999) plantea que la existencia de un lecho subglacial cuya pendiente se proyecta hacia el exterior de la placa de hielo determinará una zona de grounding line estable. Por el contrario, un lecho cuya pendiente se proyecte hacia el interior de la placa de hielo determinará que el sistema de grounding line sea de carácter inestable (Figura 5). Vaughan *et al* (1995) plantean que bajo la plataforma de Ronne la topografía subglacial se caracterizaría por presentar esta última condición.

Por otra parte, la presencia y dinámica de las corrientes de hielo puede traducirse en un avance o retroceso del grounding line. En el caso del WAIS las tasas de actividad de las corrientes de hielo son las más elevadas del continente. Un buen ejemplo de esta situación corresponde a las corrientes que drenan al glaciar de Pine island (Carta 1), las que han experimentado un retroceso del grounding line de 5 km entre 1992 y 1996 (Rignot, 1998a).

Figura 5: Sistema de grounding line.



*Interacción entre la migración del grounding line y la topografía basal. La figura de la izquierda representa una configuración estable donde la pendiente del lecho se proyecta hacia el océano, La figura de la derecha representa una situación inestable. El perfil I representa la geometría inicial, los perfiles A y R demuestran la geometría después de un avance o retroceso del glaciar.*

*Fuente: Van der Veen (1999).*

Puesto que la mayor parte de la placa de hielo Antártica es drenada por glaciares efluentes y corrientes de hielo (Frezzotti *et al*, 1998), el futuro del WAIS estaría determinado en buena parte por las respuestas internas de la placa de hielo frente a las alteraciones de su entorno inmediato. Estas respuestas determinan cambios en la acumulación y la descarga de hielo. El efecto más directo de una migración del grounding line hacia el interior del continente, en sectores donde el hielo es inestable, consiste en el aporte de nuevos volúmenes de agua a los océanos (Mercer, 1978).

Un buen ejemplo de los cambios que han operado en los glaciares producto de un incremento en la temperatura atmosférica lo presentan los glaciares cercanos al mar de Ross (Carta 1). En este sector se ha experimentado un considerable cambio en el patrón de flujo durante el último milenio, particularmente a lo largo de la costa de Spile, donde a partir del último máximo glacial, 18 millones de años antes del presente, el grounding line ha migrado hacia el interior del continente aproximadamente 1300 km a lo largo del margen oeste de la bahía de Ross. La cronología establecida para este retroceso sugiere una migración media del grounding line a una tasa de  $120 \text{ m a}^{-1}$ . Esto implicaría un aumento del nivel del mar de 12.5 a 15 cm/siglo (Joughin & Tulacsyk, 2002).

### **3.5. Aporte de los glaciares al nivel medio del mar.**

Datos extraídos a lo largo de estaciones mareométricas ubicadas en todo el planeta indican que el nivel del mar promedio ascendió 12 cm en el pasado siglo. El cambio del nivel oceánico posee una alta correlación con la tendencia del aumento global de las temperaturas y la expansión termal de los estratos superiores de los océanos (Gornitz *et al*, 1982).

Las fluctuaciones en el nivel medio de los mares en períodos de tiempo que van desde décadas hasta varios siglos (Figura 6), son causadas fundamentalmente por tres procesos (Meier, 1990):

- Expansión termal del océano.
- Cambios en las masas de hielo continentales.
- Cambios en las reservas de agua en estado líquido albergadas en los continentes.

Las variaciones futuras en el incremento del nivel del mar, sometidas a factores como la expansión termal del océano, podrían generar un incremento de aproximadamente 20 a 30 cm en los próximos 70 años (Wigley & Raper, 1993).

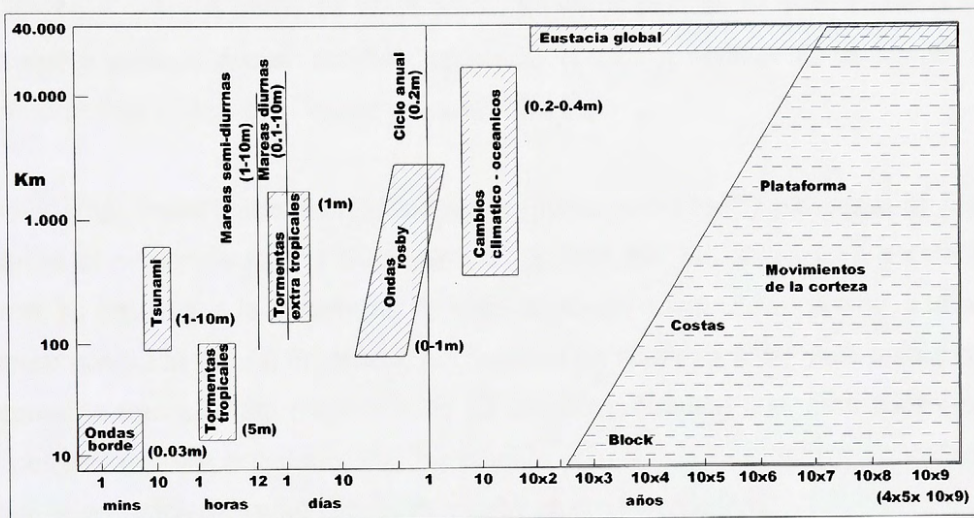
Estimaciones del IPCC (2001b) señalan que debido al actual escenario de calentamiento atmosférico y su efecto sobre los glaciares alpinos y las grandes placas de hielo, el nivel del mar se estaría incrementando entre  $0.4 \pm 0.3 \text{ mm a}^{-1}$ . Esta aseveración concuerda con lo planteado por Wigley & Raper (1993), quienes indican que para el año 2100 el nivel del mar podría incrementarse en 48 cm. Por otra parte, si el derretimiento de las placas de hielo continúa con la misma dinámica de los últimos 100 años, el incremento del nivel medio de los mares hacia el año 2050 sería de 40 a 60 cm (Gornitz *et al*, 1982).

Los glaciares de montaña y pequeñas capas de hielo, aunque comprenden menos del 1% del hielo continental del globo, en general resultan más sensibles a los cambios climáticos en comparación a las plataformas de hielo continental (Warrick *et al*, 1993). En los últimos 100 años diversos estudios han constatado un retroceso en los glaciares alpinos. Según Warrick *et al* (1993) los pequeños glaciares de montaña podrían aportar a un ascenso del

nivel del mar entre 0.37 y 0.6 m a<sup>-1</sup>.

Los volúmenes de hielo de escala continental, que cubren aproximadamente un 10% de la superficie de la tierra y que albergan más de 53 millones de km<sup>3</sup> de agua dulce, podrían ser capaces de incrementar el nivel del mar en 70 m (Warrick *et al*, 1993). Cabe destacar que el 90% de este incremento podría ser aportado por el continente Antártico.

Figura 6: Factores que conducen a variaciones en el nivel medio de los océanos.



Fuente: Warrick *et al* (1993).

#### **4. HIPOTESIS DE TRABAJO.**

Durante el cuaternario, la plataforma de hielo de la Antártica occidental ha exhibido variaciones en su extensión y en su volumen de hielo. Los sedimentos marinos depositados en la plataforma continental indican que el WAIS, durante el último máximo glacial (20000 años A.P), poseía un tamaño considerablemente mayor que el presente (Oppenheimer, 1998). Actualmente, el incremento de las temperaturas ha afectado varios sectores de la Antártica. Un ejemplo claro de esta situación se observa en la plataforma de hielo de Ronne, localizada en el margen norte del WAIS a sólo 50 km al Noreste de Patriot Hills (Carta 2). Esta presenta tasas de derretimiento del orden de 55 cm a<sup>-1</sup>, equivalente a una pérdida de hielo del orden de 202 gt a<sup>-1</sup> (Jacobs *et al*, 1992).

Según recientes investigaciones realizadas por Rivera *et al* (1998) y Casassa *et al* (2000) el hielo en el sector de Patriot Hills (80° 18' S, 81° 22' W) se encuentra estable. Sin embargo, su cercanía a la plataforma de hielo de Ronne resulta determinante a la hora de estimar su condición futura. En efecto, la condición de estabilidad del hielo podría cambiar drásticamente frente a una migración de 50 km del grounding line. Esta migración sólo sería posible en un escenario de incremento de las temperaturas atmosféricas y posiblemente oceánicas, como consecuencia del efecto invernadero.

La hipótesis de trabajo planteada en la presente investigación considera que una migración del grounding line provocaría profundos cambios en la condición del hielo en Patriot Hills, transformándolo en un sector "potencialmente inestable", vale decir sujeto a una serie de perturbaciones que determinarían el colapso de la plataforma, expresado en la pérdida de una parte o todo el volumen de hielo.

## **5. OBJETIVOS.**

### **5.1. General.**

Estimar los posibles cambios futuros en la estabilidad de los glaciares cercanos a Patriot Hills (80° 18' S, 81° 22' W), Antártica Occidental.

### **5.2. Específicos.**

Describir las características de los glaciares de Patriot Hills, condición térmica de su lecho y estructura interna.

Comparar las características de los glaciares de Patriot Hills con otro tipo de glaciares, como los de montaña y los del Campo de Hielo Patagónico Sur.

Describir las características de la topografía superficial y subglacial del área de estudio.

Describir las características necesarias para la existencia de un escenario de inestabilidad potencial, determinando la migración del grounding line hacia el interior del continente.

Determinar y describir los posibles impactos que se generarían producto de una migración del grounding line en el sector de Patriot Hills y su entorno inmediato.

Determinar el horizonte temporal en que la migración del grounding line hacia el interior del WAIS podría afectar a la zona de Patriot Hills.

## **6. METODOLOGÍA.**

### **6.1. Materiales.**

El sistema de RES utilizado en Patriot Hills consistió en un radar digital para perfilaje. El transmisor utilizado correspondió al construido en la Universidad del Estado de Ohio (OSU), siguiendo el diseño planteado por el USGS (United States Geological Survey). Este consiste en una unidad de poder de 12 Volts (V), capaz de generar un pulso con una amplitud de 500 nanosegundos (ns) y una tasa de penetración de 0.2 KiloHertz (KHz).

El receptor utilizado fue un osciloscopio digital TEKTRONICS modelo Tekscope THS 720, conectado vía puerta serial a un notebook que cuenta con una máxima capacidad de almacenamiento para 256 trazas (Casassa *et al*, 1998).

La adquisición de datos en el osciloscopio se controla automáticamente mediante software (Qbasic). Las escalas de tiempo se manejaron en el orden de 20 microsegundos (Ms), para detectar grandes espesores (hasta 1700 m aproximadamente). En términos de voltaje se emplearon sensibilidades altas para captar el máximo de detalles.

Los perfiles de RES capturados en Patriot Hills se almacenaron en archivos binarios con formato DZ2. Este tipo de archivo cuenta con un número variable de trazas o disparos, cada uno de los cuales está compuesto de 500 puntos o muestras por disparo (Tabla 1). Los archivos DZ2 se procesan mediante una rutina programada en Qbasic. Posteriormente se transforman a un formato raster compatible con el Sistema de información geográfico (SIG) IDRISI32. En este programa los archivos se digitalizan para el posterior análisis de los ecos de fondo subglacial.

Para georeferenciar los perfiles de radar se realizó una interpolación con archivos GPS recolectados con receptores Geoexplorer II en modo estático para el caso de la base (80° 18' latitud Sur y 81° 22' longitud Oeste), y estático-rápido para el caso de los transectos de radar. Parte de los datos analizados por el autor fueron previamente procesados mediante el software GeoGenius 1.6 de Espectral Precisión-Terrasat. (Lange, comunicación personal).

Tabla 1: Archivos de radar recolectados en el valle de la Herradura, año 1997.

Nombre	Fecha	Numero trazas	Peso (Kbytes)	Retorno	Rango máximo retorno	Espesor máximo (metros)	Escala vertical	Escala horizontal	Puntos por traza
h24eh24	24/11/97	136	137	si	10.44 $\mu$ s	877	5 mV/div	1 Ms/div	500
h24h9	24/11/97	2003	2004	si	15.52 $\mu$ s	1304	5 mV/div	1 Ms/div	500
10e10w	25/11/97	166	167	si	13.72 $\mu$ s	1152	5 mV/div	1 Ms/div	500
h11eh10w	25/11/97	283	284	si	14.72 $\mu$ s	1237	5 mV/div	1 Ms/div	500
h9wh12w	26/11/97	322	323	si	14.08 $\mu$ s	1183	5 mV/div	1 Ms/div	500
cbp9naro	28/11/97	303	304	si	12.36 $\mu$ s	1038	5 mV/div	1 Ms/div	500
h12p9nar	28/11/97	394	395	si	13.84 $\mu$ s	1163	5 mV/div	1 Ms/div	500
p9cbosu	28/11/97	551	552	si	12.4 $\mu$ s	1042	5 mV/div	1 Ms/div	500
p9h12nar	28/11/97	296	297	no	---	---	---	---	---
v2vela1	29/11/97	624	625	si	6.88 $\mu$ s	578	5 mV/div	1 Ms/div	500
v31v2	29/11/97	332	333	si	12.16 $\mu$ s	1021	5 mV/div	1 Ms/div	500
v3v2	29/11/97	327	328	si	6.76 $\mu$ s	568	5 mV/div	1 Ms/div	500
cbv5	01/12/97	915	916	si	9.36 $\mu$ s	786	5 mV/div	1 Ms/div	500
v5v6	01/12/97	725	726	si	9.64 $\mu$ s	810	5 mV/div	1 Ms/div	500
v6v7	01/12/97	542	543	si	7.88 $\mu$ s	662	5 mV/div	1 Ms/div	500
v7v8	01/12/97	457	458	si	8.2 $\mu$ s	689	5 mV/div	1 Ms/div	500
v81v9	01/12/97	581	582	si	9.04 $\mu$ s	759	5 mV/div	1 Ms/div	500
cbv9	03/12/97	95	96	si	8.76 $\mu$ s	736	5 mV/div	1 Ms/div	500
v13v14	03/12/97	650	651	si	10.36 $\mu$ s	870	5 mV/div	1 Ms/div	500
v6v8	03/12/97	550	551	si	9.92 $\mu$ s	833	5 mV/div	1 Ms/div	500
v8v13	03/12/97	644	645	si	11.88 $\mu$ s	998	5 mV/div	1 Ms/div	500
v9v6	03/12/97	563	564	si	13.44 $\mu$ s	1129	5 mV/div	1 Ms/div	500
cbv91	05/12/97	700	701	si	11.52 $\mu$ s	968	5 mV/div	1 Ms/div	500
v61v10	05/12/97	604	605	si	7.92 $\mu$ s	665	5 mV/div	1 Ms/div	500
v91v61	05/12/97	628	629	si	13.08 $\mu$ s	1099	5 mV/div	1 Ms/div	500
bandacb	06/12/97	280	281	si	8.16 $\mu$ s	685	5 mV/div	1 Ms/div	500
cbmorre	06/12/97	518	519	si	7.48 $\mu$ s	628	5 mV/div	1 Ms/div	500
banmorbr	08/12/97	430	431	si	7.28 $\mu$ s	612	5 mV/div	1 Ms/div	500
cbbanmbri	08/12/97	280	281	si	8.24 $\mu$ s	692	5 mV/div	1 Ms/div	500

Se utilizó un total de 29 archivos GPS (Tabla 2) en formato \*.SSF, 12 de los cuales corresponden a mediciones en puntos base (archivos con sufijo B antes del identificador), los 17 restantes corresponden a archivos rover o cinemáticos (archivos con sufijo R antes del identificador).

Tabla 2: Archivos GPS obtenidos en el valle de la Herradura, año 1997.

<b>Nombre</b>	<b>Fecha</b>	<b>Peso (Kbytes)</b>	<b>Total posiciones</b>
B112920a	29/11/97	202	706
B113002a	30/11/97	23	78
B121017a	01/12/97	183	638
B120320a	03/12/97	221	775
B120403a	04/12/97	49	172
B120521b	06/12/97	65	287
B120623a	06/12/97	59	195
B120817a	08/12/97	57	249
B120901a	08/12/97	107	381
B120921a	09/12/97	115	401
B121019a	12/12/97	142	580
B121119a	11/12/97	124	534
B121201a	12/12/97	145	519
R112014a	20/11/97	49	1644
R112213a	22/11/97	76	2686
R112420a	24/11/97	82	3088
R112519a	25/11/97	49	1771
R112623a	26/11/97	27	987
R112720a	27/11/97	55	2085
R112821a	28/11/97	47	1768
R112920a	29/11/97	112	4280
R120117a	01/12/97	79	2989
R120320a	05/12/97	115	4456
R120521b	05/12/97	62	2295
R120623a	06/12/97	32	1047
R120817a	08/12/97	45	1052
R120901a	09/12/97	29	949
R120921a	09/12/97	71	2529
R121019a	10/12/97	100	3594
R121119a	11/12/97	138	4900

Los datos de campo se procesaron en el software Pathfinder Office 2.70, donde se aplicó una corrección diferencial post-proceso. Como resultado se obtuvieron 10 archivos corregidos en formato \*.COR (Tabla 3), útiles para la interpolación de los datos de radar. La distribución espacial de los recorridos GPS se observa en la Carta 3.

*Tabla 3: Archivos GPS obtenidos por corrección diferencial.*

<b>Nombre</b>	<b>Fecha</b>	<b>Peso (Kbytes)</b>	<b>Total posiciones</b>
R112920a	29/11/97	112	4280
R120117a	01/12/97	79	2989
R120320a	03/12/97	116	4455
R120521b	05/12/97	62	2295
R120623a	06/12/97	32	1047
R120817a	08/12/97	45	1652
R120901a	09/12/97	30	929
R120921a	09/12/97	71	2529
R121019a	10/12/97	100	3594
R121119a	11/12/97	138	4900

Se utilizó material cartográfico en formato digital, generado durante 1996 para el proyecto INACH desarrollado por el Laboratorio de Glaciología de la U. de Chile en conjunto con la U. de Magallanes. Las cartografías se rediseñaron y editaron el software AutoCAD MAP en formato \*.DWG. La cartografía se encuentra a escala 1:50000, y está basada en la carta 1:250000 "Liberty Hills" del USGS (United States Geological Survey). El Datum de referencia corresponde al WGS84. La cartografía base presenta un modelo de la topografía superficial y subglacial del valle Universidad.

## **6.2. Métodos.**

### **6.2.1. Método radar.**

Durante las últimas décadas, la utilización de RES aéreo y de superficie para el estudio de espesores y estructura interna del hielo, ha desplazado a los métodos sísmicos y gravimétricos, esto debido a sus bondades logísticas y a la capacidad de recolectar una mayor cantidad de información en formato digital (Nixford *et al*, 1999).

En el contexto de la disciplina glaciológica los estudios de RES son altamente útiles para la obtención y análisis de varios parámetros, tales como las características internas del hielo y la topografía subglacial. Usualmente estas variables sirven de input para generar modelos numéricos sobre el flujo de hielo y su respuesta dinámica frente a cambios globales (Nixford *et al*, 1999).

La disciplina que estudia la determinación del espesor de hielo mediante radar se define como radioglaciología (Bogorodsky *et al*, 1985). También conocido como RES, este método se basa en los mismos principios que el sonar, usado comúnmente en navegación y prospección marina, y el método sísmico utilizado en la prospección petrolera (Rivera *et al*, 2001). El RES consiste en transmitir pulsos de alta frecuencia (10-100 MHz), a través de una antena transmisora que irradia una porción de energía electromagnética hacia el interior del hielo. Parte de esta energía es reflejada desde el fondo o desde el interior del hielo (Rivera *et al*, 2001). La energía radiada desde el fondo es capturada por la antena del receptor y almacenada para su posterior análisis mediante un sistema de adquisición de datos (Davis & Annan, 1989). Los radares más utilizados en la actualidad trabajan típicamente con frecuencias entre 30 y 700 MHz, ya que en este rango de frecuencias el hielo es permeable a la penetración de las ondas electromagnéticas (Bogorodsky *et al*, 1985).

Según Plewes & Hubbard (2001), la señal de radar que se propaga en el hielo es esencialmente controlada por dos propiedades eléctricas: Permitividad eléctrica y conductividad eléctrica.

La permitividad eléctrica ( $Fm^{-1}$ ) corresponde a la capacidad del hielo de almacenar una carga eléctrica, con una impedancia efectiva para el flujo de una corriente eléctrica aplicada. Normalmente esta se describe en términos de su valor en el espacio, correspondiente a  $8.854 \times 10^{-12} Fm^{-1}$ . Este valor se denomina permitividad relativa ( $Er$ ) o constante dieléctrica. En el caso del hielo, la permitividad se asocia a la permitividad relativa. Este material cuenta con una permitividad cercana a 3, pero cuando está libre de impurezas tales como ácidos y sal, la permitividad puede alcanzar a 80 (Bogorodsky *et al*, 1985).

La conductividad eléctrica (EC en  $MSN^{-1}$ ) describe la habilidad de un material para conducir una corriente aplicada. En el hielo depende de la temperatura y de la presión, factores que a su vez están controlados por la ionización del hielo o contenido de impurezas, algunas de las cuales provienen de la sal de mar y/o depósitos volcánicos en aerosol (Bogorodsky *et al*, 1985).

La información adquirida durante una prospección mediante RES se respalda en un sistema de captación de datos. Para su posterior análisis los datos pueden visualizarse en dos formatos: Diagramas A (scope o amplitud) y diagramas R (raster). El diagrama A (Figura 7) permite desplegar cada disparo en un eje de coordenadas cartesianas, donde la abscisa representa tiempo ( $\mu s$ ) y la ordenada el voltaje (mV), este formato resulta útil para determinar con precisión la forma del impulso transmitido, la amplitud y el tiempo de retorno (Rivera *et al*, 2001). El diagrama R permite desplegar los disparos en formato de imagen (Figura 8), donde las columnas representan desplazamientos horizontales y las filas representan el tiempo de retorno a partir del cual se puede calcular el espesor del hielo. Este formato permite determinar el inicio del disparo superficial y la posición del retorno subglacial (Rivera *et al*, 2001).

Para la interpretación de los perfiles los archivos de campo se exportan al software IDRISI32. El proceso de exportación de los datos implica una transformación de 16 bit a 8 bit, reduciendo el tamaño a la mitad pero manteniendo la resolución, obteniendo un archivo del tipo DZT (Rivera *et al*, 2001).

Figura 7: Diagrama A.

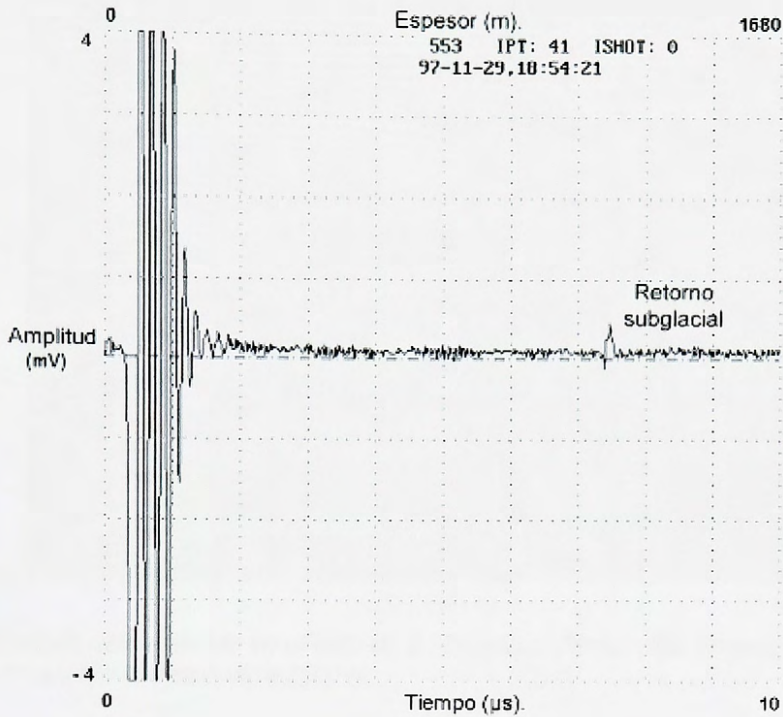


Diagrama A medido en Patriot Hills, se puede apreciar el retorno subglacial.

En IDRISI32, los archivos en formato raster se someten a una ecualización en sus histogramas de frecuencia con objeto de desplegar sólo aquellos rangos de valores digitales ubicados en las amplitudes de voltaje asignables a los retornos subglaciales (Rivera *et al*, 2001).

Para confirmar la exactitud de la interpretación de los ecos de fondo se estima previamente el espesor en los diagramas A visualizando los retornos subglaciales (Figura 7). Una vez validados los retornos se procede a digitalizarlos en pantalla. Esta digitalización asigna un valor de tiempo de retorno del eco subglacial (two-way travel time) para cada disparo almacenado en terreno. Este valor posteriormente se utilizará para calcular el espesor de hielo para cada disparo.

Figura 8: Diagrama R

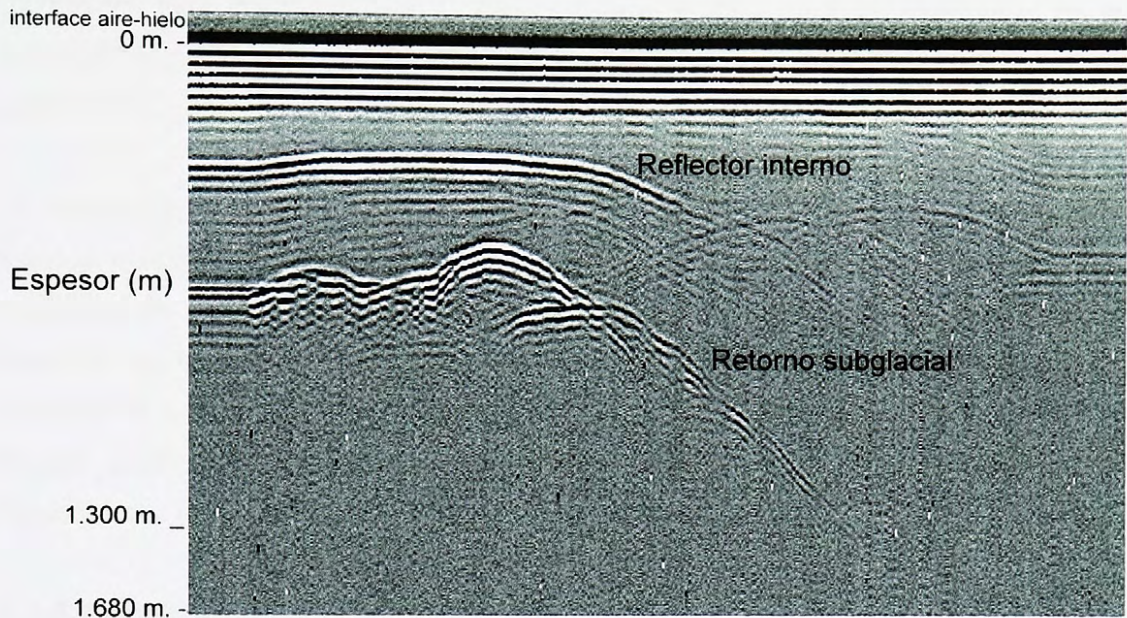


Diagrama R. Perfil de radar captado en el valle de la Herradura, Patriot Hills. En este caso el máximo espesor de hielo captado corresponde a 1300 m.

### 6.2.2. Cálculo de espesores.

El espesor del hielo (m) se calcula en base al tiempo de retorno del eco subglacial, de acuerdo a la siguiente ecuación modificada de Watts & Isherwood (1978) empleada por Casassa *et al*, (1998):

$$D = \frac{1}{2} \sqrt{\left[ v_i \left( t_r + \frac{s}{c} \right) \right]^2 - s^2} \quad (\text{Ec. 1})$$

Donde:

$D$ : Espesor de hielo (m).

$t_r$ : Tiempo de retorno del eco subglacial ( $\mu\text{s}$ ).

$s$ : Separación entre el centro geométrico del transmisor y el receptor (m).

$v_i$ : Velocidad de propagación de la onda en la interfaz aire – nieve (300 m/ $\mu\text{s}$ ).

$c$ : Velocidad de propagación de la onda en el hielo (170 m/ $\mu\text{s}$ ).

La velocidad de la onda electromagnética en el hielo es uno de los parámetros más importantes para determinar con precisión el espesor de hielo y las variaciones en la densidad del mismo (Bogorodosky *et al*, 1985). Para el caso de Antártica se asumió la velocidad de la onda de 170 m/μs planteada por Macheret *et al*, (1993) para hielo frío.

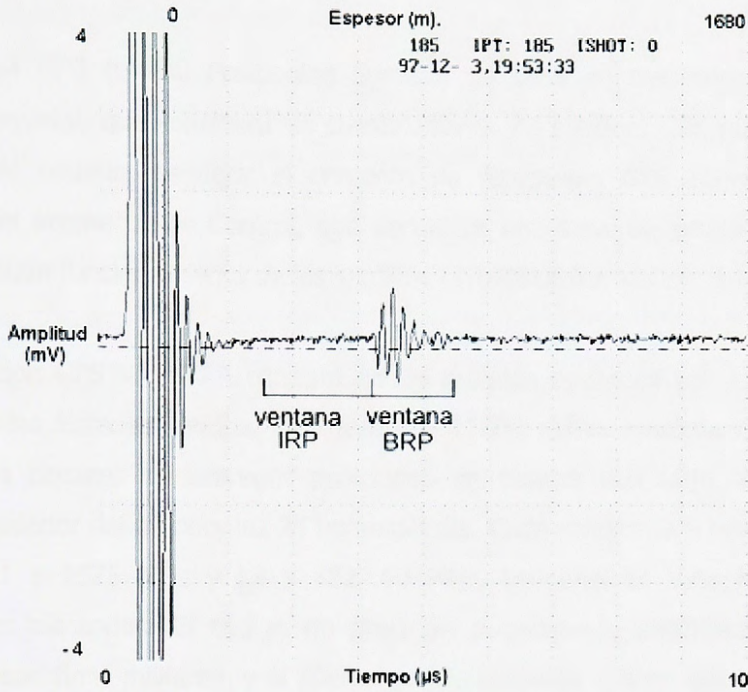
La velocidad de la onda en el hielo puede determinarse mediante mediciones en laboratorio sobre la permeabilidad relativa del hielo en función de la temperatura y la densidad. Los resultados de estos experimentos se aplican en glaciares en que la temperatura y la densidad son conocidas. Este método es impreciso, producto del desconocimiento de la variación de ambos factores en función del espesor. Para determinar de forma precisa el espesor de hielo es necesario realizar mediciones de la velocidad de la onda *in situ* (Bogorodosky *et al*, 1985).

### **6.2.3. Cálculo de la potencia de reflexión.**

El análisis de la potencia de reflexión del lecho y su posterior comparación con la reflexión interna resulta útil para determinar las características en la base del hielo. La potencia de reflexión del lecho (BRP, Bed Reflection Power) puede indicar la atenuación a la que se ve sometida la señal de radar, tanto por las condiciones internas del hielo como por la presencia de agua y otras impurezas. Para ello se puede comparar la reflexión del lecho con la reflexión interna del glaciar (IRP, Internal Reflection Power). De esta forma es posible caracterizar y localizar las condiciones hidrológicas y térmicas en la base del cuerpo de hielo (Rivera *et al*, 2001).

Para determinar estos parámetros se considera una ventana de tiempo (Figura 9) que comienza poco antes de que la onda arribe al lecho y termina justo después de la reflexión en el lecho (Gades *et al*, 2000).

Figura 9: Ventana de BRP e IRP en diagrama A.



Para calcular la potencia de retorno de las señales de radar se utiliza la siguiente ecuación (Gades *et al*, 2000).

$$P = \frac{1}{2(t_2 - t_1 + 1)} \sum_{i=t_1}^{t_2} A_i^2 \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde:

P : Potencia de reflexión ( $\text{mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ ).

$t_1$  y  $t_2$  : Inicio y fin de cada ventana de medición.

A : amplitud del retorno (mV)

Valores bajos de IRP y BRP son propios de estructuras internas de hielo poco complejas como las existentes en los glaciares fríos. Altos valores de IRP y BRP denotan condiciones típicas de glaciares templados (Copland & Sharp, 2001)

#### **6.2.4. Método GPS.**

La tecnología GPS (Global Positioning System) se basa en tres segmentos operativos: Segmento espacial, que considera las constelaciones de satélites GPS que orbitan la tierra. Segmento de usuario, es decir el conjunto de receptores GPS operados con diversos objetivos y el segmento de Control, que considera una serie de estaciones en tierra que verifican el buen funcionamiento de los satélites (TRIMBLE Navigation, 1992).

La constelación GPS NAVSTAR consiste en 24 satélites operados por el departamento de defensa de los Estados Unidos, localizados a 11000 millas náuticas de la tierra. Estos satélites son capaces de entregar posiciones en tiempo real bajo cualquier condición climática alrededor del mundo, las 24 horas del día. Cada satélite GPS transmite dos señales de radio: L1 a 1575 MHz y L2 a 1227.60 MHz. La señal L1 esta modulada por dos interferencias aleatorias: El código de precisión o código P, encriptado para ser usado únicamente con fines militares, y el código grueso o código C/A no encriptado. La señal L2 es modulada solamente por el código P (TRIMBLE Navigation, 1992). Cada satélite GPS se encuentra equipado con un reloj de alta precisión que posee un rango de error de 3 nanosegundos (ns). La precisión del tiempo es de gran importancia, puesto que el aparato receptor GPS debe reconocer el tiempo que demora en llegar la señal desde el satélite. De esta forma se obtiene un cálculo más exacto de la posición (TRIMBLE Navigation, 1992).

El método GPS aplicado en Glaciología se utiliza de forma independiente al sensoramiento remoto y la aplicación de SIG, para determinar la velocidad de un glaciar y para obtener información referente a la topografía superficial (Gao & Liu, 2001)

De acuerdo con los parámetros registrados, la memoria disponible en los receptores y la precisión de los resultados entregados, los receptores GPS pueden clasificarse en tres niveles de calidad:

- GPS Geodésicos: Registran hasta seis satélites, poseen una memoria de 1-4 Gbytes y logran precisiones milimétricas a centimétricas. Se utilizan comúnmente para trabajos geodésicos y proyectos de ingeniería que requieren de alta precisión.

- GPS Topográficos: Registran hasta seis satélites, tienen memoria de hasta 1 Gbyte y logran precisiones métricas a decimétricas. Se utilizan para levantamientos catastrales y cartográficos a pequeña escala.
- GPS Navegadores: Registran posiciones y almacenan coordenadas de "waypoints" con precisiones que oscilan en el rango de 30 a 100 m, útiles para la georeferenciación y orientación en variadas aplicaciones profesionales y recreativas tales como, montañismo, navegación, etc.

Actualmente, gran parte de los receptores geodésicos y topográficos pueden configurarse para recibir la red de satélites GLONASS, contrapartida rusa al sistema de satélites GPS. De esta forma, cuanto mayor es la cantidad de satélites disponibles al mismo tiempo, más rápidos, mejor y más fiables son los resultados.

Los receptores GPS tienen distintos modos de operación según los requerimientos para las mediciones a realizar en terreno. Cada uno de estos modos posee características propias, detalladas a continuación:

- Modo estático: Se instalan dos o más receptores sobre los puntos a medir, estos recolectan en forma simultánea un conjunto independiente de lecturas en un periodo de tiempo desde varios minutos a varios días. Es el modo más preciso para definir vectores entre estaciones (líneas bases).
- Modo estático-rápido: Es similar al modo estático, pero con límites de errores predefinidos que son mayores, esto permite completar las mediciones en un menor período de tiempo (5 a 20 minutos por estación).
- Modo stop & go: Mientras un receptor está estático sobre un punto de referencia, otro receptor rastrea satélites en forma continua a medida que se desplaza entre estaciones. En cada estación se configura el receptor para indicar el inicio y el término de la medición, la cual dura pocos minutos.

La exactitud de la posición estimada mediante GPS puede alterarse o degradarse debido a diversos factores que afectan los distintos segmentos operativos. Entre los más comunes se destacan los siguientes factores (TRIMBLE Navigation, 1992):

- Error en el reloj del satélite: Posiciones imprecisas producto de un desfase en la información horaria entre la señal emitida y el tiempo que registra el receptor.
- Errores en las efemérides: Las posiciones son incorrectas debido una falla en la posición que entrega el satélite GPS.
- Errores en el receptor: Desperfectos del receptor pueden provocar fallas en el microcomputador encargado de calcular la posición.
- Efectos atmosféricos: Pueden provocar una degradación o alteración de la señal.
- Numero de satélites visibles: Existe una relación directamente proporcional entre el número de satélites que capta el receptor y la precisión de la posición entregada, este factor se encuentra directamente relacionado con la geometría de los satélites.
- Geometría de los satélites: Datos GPS más precisos se basan en la mejor geometría que presenten los satélites. El PDOP (Positional Dilution of Precision) es la medida de la calidad de la geometría. Utilizando satélites que se ubiquen en los cuatro cuadrantes determinados por los puntos cardinales y que posean una buena dispersión en el espacio se puede obtener un buen PDOP.
- Tiempo de medición: La mayor exactitud de una posición se obtiene a mayor cantidad de datos recolectados. Esto porque la posición promedio de gran cantidad de lecturas entrega información más cercana a la realidad.

Para corregir la falta de precisión en los datos se recurre a un proceso denominado corrección diferencial. Este consiste en la comparación de datos entre un receptor localizado en una posición conocida, llamado estación base, y receptores móviles o cinemáticos en locaciones desconocidas. Las posiciones desconocidas son comparadas con las posiciones de la estación base, las discrepancias entre ambas son utilizadas para aumentar la precisión a rangos centimétricos o milimétricos (TRIMBLE Navigation, 1992).

La interpolación de los perfiles de radio eco sondeaje (Tabla 1) y los archivos GPS (Tabla 2) es posible ya que cada perfil digitalizado tiene asignado un tiempo con el cual fue capturado en terreno. Antes de medir un perfil en terreno se ajusta la hora del computador con la hora GPS, manteniendo una diferencia de pocos segundos. Esto permite localizar una traza de radar mediante la interpolación de posiciones GPS obtenidas en un determinado intervalo de segundos.

La interpolación de los datos RES y GPS se realizó utilizando la rutina HLINTER1 programada en Fortran (Lange, comunicación personal). La interpolación de los datos permite generar archivos en formato ASCII con información sobre número del disparo, coordenadas Este y Norte en formato UTM. Además, cada archivo entrega información sobre cota subglacial, superficial y espesor de hielo (m).

### **6.2.5. Modelos digitales de terreno (DEM).**

Un DEM, se define como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno. Matemáticamente puede definirse a través de la siguiente ecuación, extraída de Felicísimo (1994):

$$Z = f(x, y)$$

Donde Z es la altitud de un punto situado en las coordenadas  $x, y$ . La función  $f$  relaciona la variable con su localización geográfica. Los valores de  $x$  e  $y$  suelen corresponder con las abscisas y ordenadas de un sistema de coordenadas plano, habitualmente un sistema de proyección cartográfica (Felicísimo, 1994).

Históricamente, la representación digital de los datos se ha dividido en dos grupos en función de la concepción básica de la representación: Vectorial y raster. Los modelos vectoriales están basados en entidades (básicamente puntos y polígonos) definidas por sus coordenadas. En los modelos raster los datos se interpretan como el valor medio de unidades elementales de superficie, que traman el terreno con una distribución regular, sin solapamiento y con recubrimiento total del área representada (Felicísimo, 1994).

La estructuración de un DEM puede estar constituida por contornos o bien por redes de triángulos irregulares (TIN, Triangle Irregular Network). En el primer caso la estructura básica es el vector, compuesto por un conjunto de pares de coordenadas  $(x, y)$ , que describe la trayectoria de líneas isométricas que coinciden con las curvas de nivel de un mapa topográfico convencional (Felicísimo, 1994). La estructura TIN se compone de un conjunto de triángulos irregulares adosados, que se construyen ajustando un plano a tres

puntos cercanos no colineales que se ajustan sobre el terreno formando un mosaico, tal mosaico puede adaptarse a la superficie con diferente grado de detalle, en función de la complejidad del relieve. Se trata por tanto de una estructura en la que el terreno queda representado por el conjunto de superficies planas que se ajustan a una estructura anterior de puntos (Felicísimo, 1994).

En el presente trabajo se utilizó un segundo método de interpolación denominado "kriging", este interpola los datos por medio de "Asignación de funciones ponderadoras de distancia" (Oyola, 1996) y consiste en una herramienta geoestadística que se vale de un variograma para realizar la estimación. Utilizando este método se pueden realizar estimaciones de tendencia, ya que se basa en la premisa de que las fluctuaciones de una superficie se presentan de acuerdo a un patrón determinado (Anderson, 2002).

#### **6.2.6. Escenarios de migración del grounding line.**

Se recopiló información de diferentes modelos del incremento de las temperaturas atmosféricas a escala global planteadas por el IPCC (2001b), junto a esta información se consideró tasas de migración del grounding line documentadas por Rignot (1998b). Tal información resultó útil para determinar el horizonte temporal en que la migración del grounding line podría afectar al sector de Patriot Hills.

Bajo este contexto se asumió la definición de escenario climático planteada por el IPCC (2001b), entendiéndola como una representación plausible del clima futuro, construida sobre diferentes supuestos de las condiciones del futuro sistema climático. Debido a la variabilidad a que están sujetos los factores que regulan el comportamiento del sistema climático, los escenarios no se utilizan como una predicción. Frente a esta situación, se representa el clima futuro usando una gama de proyecciones que cubran un amplio espectro de incertidumbres (IPCC, 2001b).

Los escenarios de cambio climático se contrastaron con información recopilada sobre migración del grounding line en el WAIS. Considerando el estudio de Rignot (1998b) se

asumió una determinada tasa de migración, en miles de metros para el Carlson inlet en un período de 12 años entre 1980 y 1992.

A partir de los registros de calentamiento atmosférico global señalados por el IPCC (2001b) para el año 2100, se estima un determinado incremento de la temperatura ( $^{\circ}$  C) para un periodo anual. De esta forma se asume que la variable "incremento en la temperatura anual" (en  $^{\circ}$  C) determinará una tasa de migración proporcional (expresada en metros) para cada año.

Los resultados se graficaron en un sistema de coordenadas cartesianas donde el horizonte temporal de migración, expresado en años, se graficó en el eje de las abscisas. Mientras que la migración del grounding line, expresada en miles de m, se graficó en el eje de las ordenadas. Para la representación espacial de la migración se utilizó un DEM generado por el proyecto BEDMAP (Lythe *et al*, 2001) del cual se extrajeron las curvas de nivel cada 250 m.

Cabe destacar que dada la naturaleza de los datos, la estimación presentada es de carácter meramente referencial, sin embargo puede considerarse como un indicador de la migración del grounding line.

### **6.3. Pasos metodológicos.**

- Recopilación y organización de los archivos RES, GPS y cartografía digital producto de las campañas de terreno de 1996 y 1997 en los valles Universidad y Herradura.
- Interpretación de los perfiles subglaciales (Tabla 1). Se validó esta interpretación haciendo uso del diagrama A correspondiente a cada archivo. De esta forma se crearon archivos vectoriales con información sobre el espesor del hielo. Los resultados de este procesamiento se exportaron a una planilla de cálculo.
- Cálculo de los espesores de hielo (Ec. 1): La resultante de este proceso es un archivo en formato ASCII con información referente a número del disparo, hora, minuto, segundo y espesor del hielo (m).
- Paralelamente los archivos GPS (Tabla 2) se sometieron a una corrección diferencial con objeto de determinar las posiciones con mayor grado de exactitud (Tabla 3) para la interpolación con datos de RES.
- Interpolación de archivos RES y GPS: Como resultado de este proceso se generan archivos en formato ASCII con información sobre cota superficial, cota subglacial y espesor de hielo (en metros), además de número de disparo, coordenada Este, coordenada Norte, fecha y hora.
- En el software comercial Microsoft Excel 2000 se grafican los perfiles de radar, con objeto estudiar detalladamente las características topográficas y la distribución de reflectores internos.
- La base de datos se ingresó al software IDRISI32 para generar un DEM de la topografía subglacial y superficial, utilizando una malla TIN. En forma paralela se genera otro modelo en el software comercial SURFER 8.0 utilizando un algoritmo de interpolación más apropiado en función de la naturaleza de los datos.

- Se aplica el cálculo de BRP e IRP, utilizando la Ec. 2. De esta forma se persigue determinar las características térmicas internas del hielo y de la base del glaciar.
- Recopilación de información sobre cambio climático y migración del grounding line. Estimación de las posibles líneas de flotación del hielo y representación gráfica de la migración.

## **7. ÁREA DE ESTUDIO.**

El continente Antártico posee una superficie de 14 millones de km<sup>2</sup>, la mayor parte de la cual se encuentra cubierta de hielo. Sólo el 1% de la superficie presenta roca expuesta en sectores como la Península, Montañas Transantárticas y en sectores de la costa que cuentan con una mayor elevación. Geográfica y geológicamente las Montañas Transantárticas dividen el continente en dos secciones (Van der Veen, 1999). La parte más extensa de la Antártica corresponde a su sector oriental, denominado EAIS, el cual se encuentra bordeado por los océanos Atlántico e Índico. Por su parte, el sector occidental o WAIS, se enfrenta con el océano Pacífico y ocupa un área mucho menor que el sector aledaño. El WAIS comprende también a la Península Antártica (Carta 1), donde se drena una significativa porción del hielo originado en el sector oriental (Van der Venn, 1999).

El área de estudio (Carta 5) se encuentra ubicada en el extremo Sureste de los Montes Ellsworth (Carta 4), la cadena montañosa más elevada del continente, que se extiende a lo largo de 350 km en sentido Nornoroeste a Sursureste (Denton *et al*, 1992).

El margen Este del glaciar Minnessota (79° 04` S), separa la montaña en dos secciones:

- Sentinel range: Orientado de Nornoroeste a Sursureste, cuenta con una longitud de 220 km y un ancho de 55 km. En esta sección se localiza la mayor altura del continente, el monte Vinson (4897 m).
- Heritage range: Con la misma orientación que el Sentinel range, cuenta con una longitud de 190 km y un ancho de 90 km. Este sector presenta vastas áreas de hielo azul (Denton *et al*, 1992).

El Sentinel range presenta marcados rasgos de erosión glaciar alpina. En este sector se pueden encontrar formaciones por encima de la placa de hielo. Otros rasgos de importancia corresponden a circos glaciares y cabeceras de glaciares alpinos, principalmente desarrollados en el sector Oeste. Sólo la cumbre del macizo Vinson revela una topografía prealpina de carácter ondulatorio (Denton *et al*, 1992).

Por otra parte, una trimline<sup>1</sup> glaciar presenta un amplio desarrollo a través de toda la cadena montañosa, este rasgo erosional mantiene una notoria elevación a lo largo de variadas formas estructurales y litológicas (Denton *et al*, 1992). La trimline de los glaciares aledaños a los montes Ellsworth (Carta 3) puede ser interpretada como el reflejo de un cambio en el régimen termal, que alteró el espesor de la cobertura de hielo, o bien como la señal del límite del hielo sobrepuesto o pre-existente a la topografía glacial alpina (Denton *et al*, 1992).

Los montes Ellsworth representan una etapa orogénica del bloque alóctono de Ellsworth-Whitmore, ocurrida durante el período Mesozoico temprano. En términos estructurales, los principales rasgos corresponden a anticlinales orientados a lo largo de márgenes Este y Oeste del cordón Ellsworth (Craddock *et al*, 1972). El sector de Marble, Independence y Patriot Hills está conformado principalmente de rocas calizas de origen cámbrico que se presentan en dos facies: Calizas grises bien asentadas y calizas blancas masivas similares al mármol (Spörli & Craddock, 1992).

En términos meteorológicos, el sector de Patriot Hills se caracteriza por el predominio de fuertes vientos catabáticos que provienen del interior del continente. La acción de estos vientos, asociados a la presencia de los montes Patriot, ha favorecido la generación de zonas de hielo descubierto en superficie (hielo azul), de una dimensión de 2 por 8 km (Carta 4).

Existe muy poca información acerca de las características meteorológicas locales. La ayuda de modelos de simulación más el análisis de las cartas meteorológicas obtenidas *in situ*, ha permitido inferir que el área de Patriot Hills se encuentra marginalmente bajo el predominio de la alta presión polar y regularmente es afectado por fuertes vientos catabáticos. Un inusual evento de calentamiento se detectó durante la campaña de 1997. Carrasco *et al* (2000) sugieren que tales eventos podrían relacionarse con el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur ENSO.

---

<sup>1</sup> Corresponde a los rasgos que se pueden encontrar usualmente en los costados de un valle, estos indican el límite superior que mostró el glaciar en un determinado momento (Been & Evans, 1998).

## 8. RESULTADOS.

### 8.1. Análisis de registros obtenidos mediante GPS y RES.

La Tabla 4 indica los archivos de radar considerados en esta etapa de la investigación. Los registros se seleccionaron en función de la calidad y continuidad de la señal de retorno. Es decir, aquellos que presentan un mínimo de ruido sin notorias desconexiones del sistema. En términos espaciales los perfiles se localizan en las inmediaciones del campamento base, específicamente en la zona de hielo azul y el margen Sur del valle de la Herradura.

*Tabla 4: Archivos de radar sometidos a análisis.*

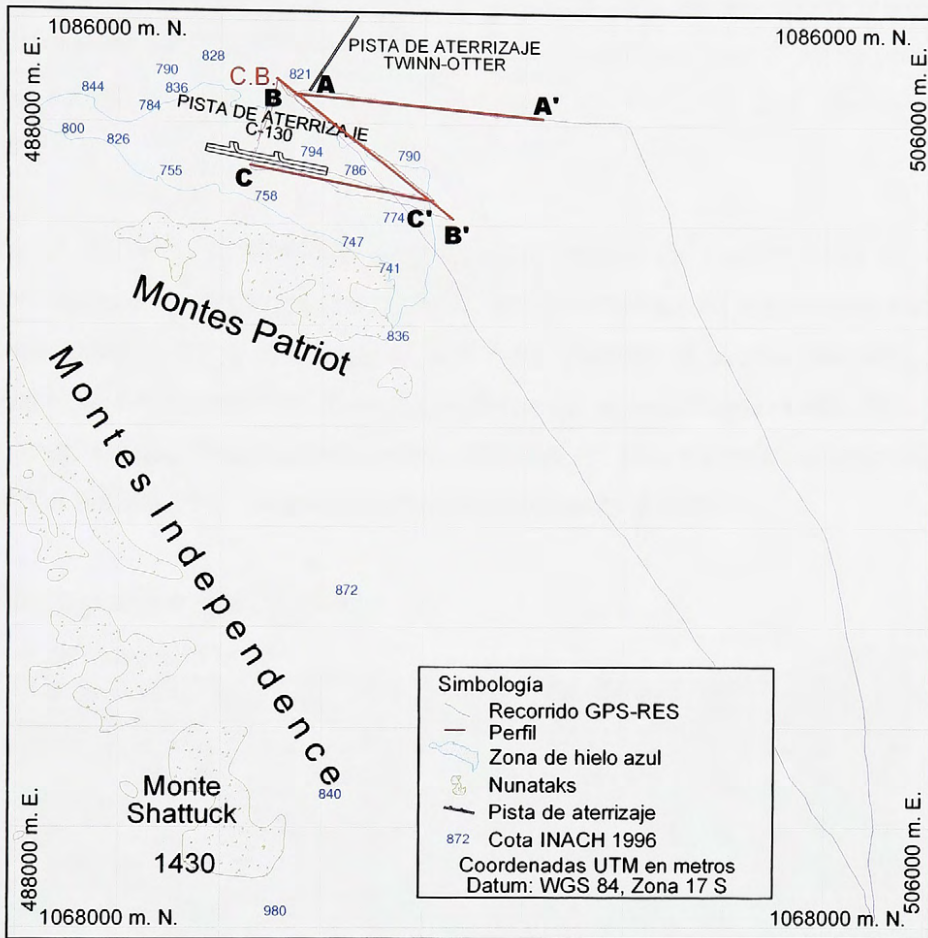
Registro	Identificador	Fecha	Longitud (km)	Orientación	Reflector interno
cbv3	A - A'	29/11/97	4.8	O - E	Si
cbmorre	B - B'	06/12/97	4.3	NO - SE	Si
banmorbr	C - C'	08/12/97	3.6	O - E	Si
cbv91	D - D'	05/12/97	5.9	SE - NO	Si
cbv5	E - E'	01/12/97	7.5	SE - NO	Si
v6v7	F - F'	01/12/97	4.5	SE - NO	Si
v9v6	G - G'	03/12/97	5	SE - NO	Si
v13v14	H - H'	03/12/97	5	SE - NO	No

En promedio, los perfiles poseen 5.1 km de longitud. El perfil de mayor longitud corresponde al cbv5, el cual se extiende desde el campamento base hasta el sector del barranco Morris (Figura 17). Por otra parte, el perfil de menor extensión corresponde al banmorbr, en las inmediaciones del campamento base.

La mayoría de los perfiles está orientado en forma aproximadamente paralela al cordón Ellsworth. La Figura 10 presenta la localización de los registros cbv3, banmorbr y cbmorre. Estos perfiles corresponden a los más cercanos al campamento base.

Es importante destacar que existen dos perfiles que se interceptan entre si, estos corresponden a los perfiles cbv3 y cbmorre en el límite Este de la zona de hielo azul. El cruce de datos entre los registros permitiría comparar la interpretación de espesor de hielo. Sin embargo, debido a la mala calidad de los datos GPS la verificación de datos carece de la precisión suficiente.

*Figura 10: Localización registros cbv3, banmorbr y cbmorre.*



La Figura 11 muestra el diagrama R del perfil cbv3 (A – A’ en Figura 10), localizado hacia el Este del campamento base. En el diagrama se puede distinguir de forma clara el retorno subglacial, el cual hacia el Este del campamento muestra una pendiente orden de 45°. El espesor máximo de hielo detectado corresponde a 1315 m, este representa el límite de detección del sistema de radar. Si bien es cierto, en las inmediaciones del campamento base el lecho es de carácter sinuoso, hacia el interior del valle de la Herradura no presenta mayores accidentes en su desarrollo.

Otro rasgo destacado corresponde a la presencia de un reflector interno, discernible claramente a lo largo del perfil. Este reflector guarda relación con una banda morrénica que aflora en superficie hacia el Este, cerca de la zona de hielo azul (Carta 5). En el sector donde el retorno subglacial se profundiza, el reflector interno presenta una inflexión hacia la superficie.

La Figura 12 presenta la topografía superficial y subglacial del registro cbv3 (A – A'). Se puede apreciar que la cota superficial presenta una variación de 20 m (entre las cotas 860 y 840 m), mostrando un leve descenso hacia el Este. Respecto a la cota subglacial, hacia el interior del valle existen sectores con cota negativa que se encuentran hasta 500 m bajo el nivel del mar. Considerando antecedentes señalados en este trabajo, esto corresponde a una situación normal en el sector occidental del continente Antártico.

*Figura 11: Diagrama R registro cbv3.*

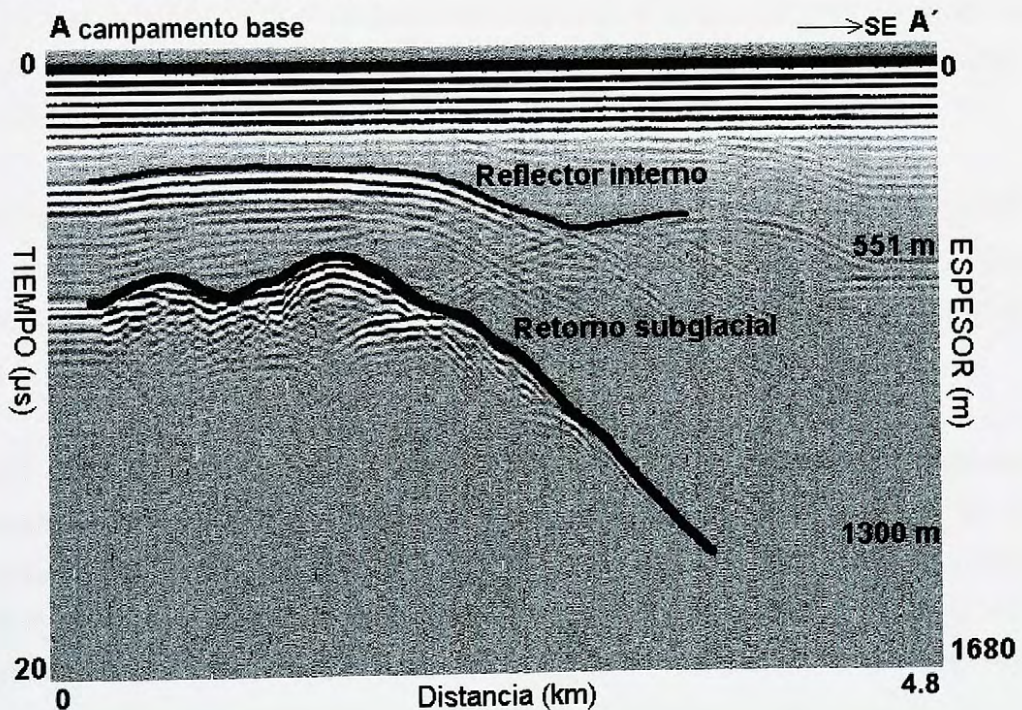
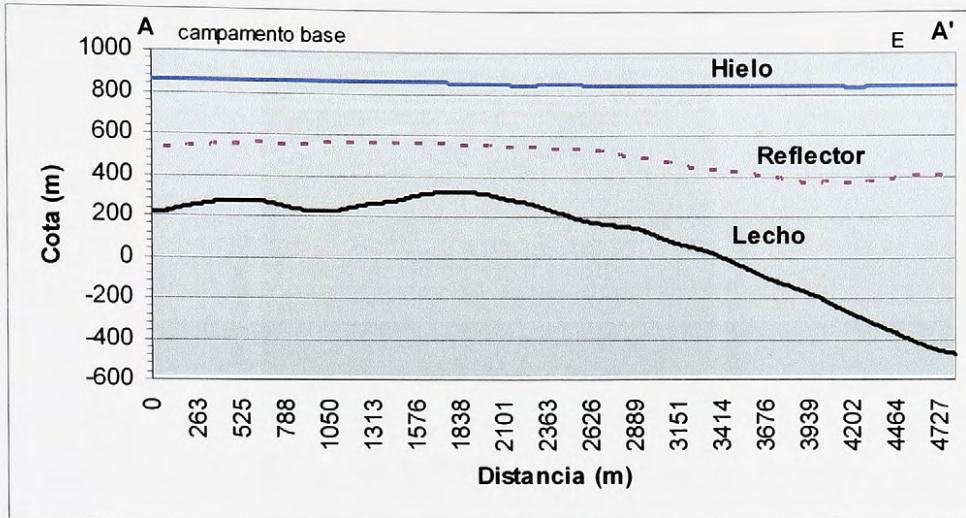


Figura 12: Perfil topográfico registro cbv3.



En la Figura 13 se puede apreciar el diagrama R del perfil cbmorre (B – B' en Figura 10). Este perfil se extiende desde el campamento base hacia el Sureste de forma perpendicular a la pista de aterrizaje de los aviones Twinn Otter, abarcando en forma parcial la zona de hielo azul.

El diagrama R del perfil muestra que el máximo espesor de hielo corresponde a 631 m. Cabe destacar que el lecho bajo la pista de hielo azul es de carácter sinuoso. Al igual que en el registro cbv3, se puede apreciar un reflector interno que manifiesta un claro ascenso hacia la superficie.

El perfil topográfico del registro cbmorre (B – B') presentado en la Figura 14 muestra que la irregularidad de la topografía subglacial se traduce en una amplia variación de las cotas subglaciales, las que oscilan entre 220 y 330 m presentando una diferencia de cota superior a 100 m entre los sectores más elevados con relación a las depresiones adyacentes. Pese a la cercanía de este registro con el cbv3, no se detectan sectores que se encuentren bajo el nivel del mar. Esto podría deberse a la presencia de estribaciones subglaciales de los montes Patriot. Por otra parte, se aprecia que la topografía superficial del sector es de carácter más bien suave. La altura promedio corresponde a 780 m, mostrando un leve descenso hacia el Sureste, no mayor a 40 m. Cabe destacar que en el perfil se ha proyectado la extensión del reflector interno hacia la superficie.

Figura 13: Diagrama R registro cbmorre.

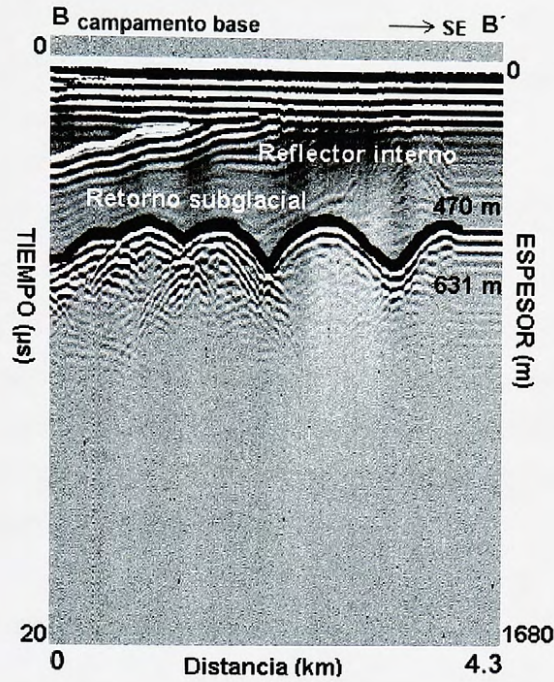
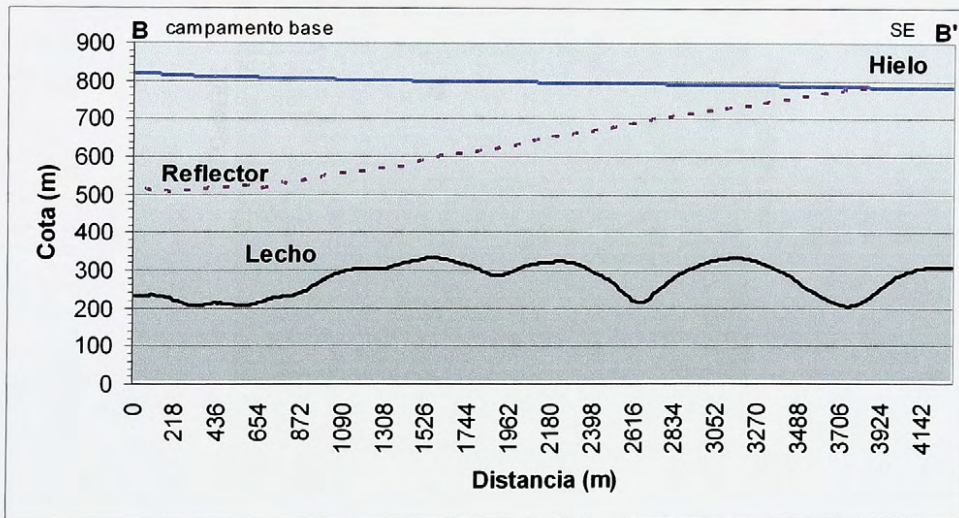


Figura 14: Perfil topográfico registro cbmorre.



El perfil banmorbr (C – C' en Figura 10), se desarrolla siguiendo el eje longitudinal de la pista de aterrizaje de los aviones C-130 hasta las inmediaciones de la zona de hielo azul. La Figura 15 presenta el diagrama R del perfil. A pesar de que el sistema presenta una detención y desconexiones, es posible discernir la señal de fondo y la presencia de un

reflector interno. El lecho mantiene una topografía irregular ya observada en los registros anteriores y es claro que la principal diferencia respecto a los perfiles cbv3 y cbmorre radica en que el reflector interno se presenta de forma más difusa. El perfil muestra un máximo espesor de hielo que no supera los 614 m.

El perfil topográfico del registro banmorbr, presentado en la Figura 16 (C – C') indica que la topografía subglacial no presenta sectores que se encuentren bajo el nivel del mar. El lecho, de carácter irregular, luego de descender hacia el Sureste (desde la cota de 420 m a la de 230 m) sigue una trayectoria de carácter sinuoso para posteriormente presentar un pronunciado ascenso, sobrepasando la cota de 300 m. La topografía superficial es de carácter sinuoso promediando los 790 m. Hacia el interior del valle se detecta un leve descenso en la cota superficial del orden de 14 m.

*Figura 15: Diagrama R registro banmorbr.*

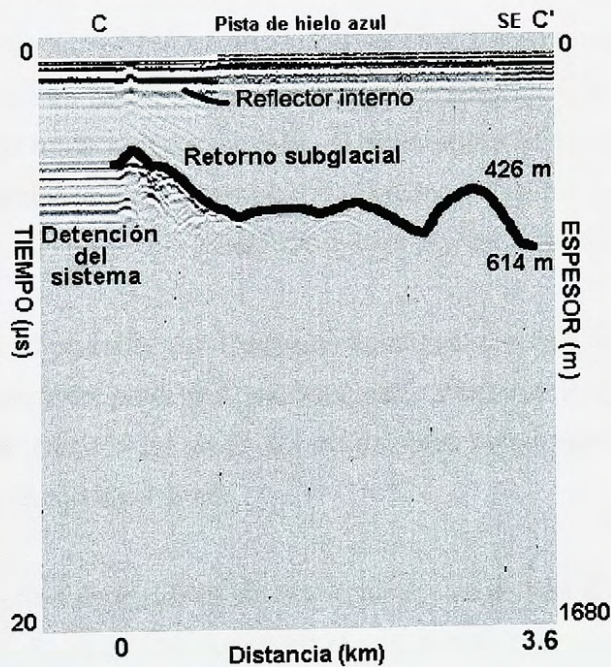
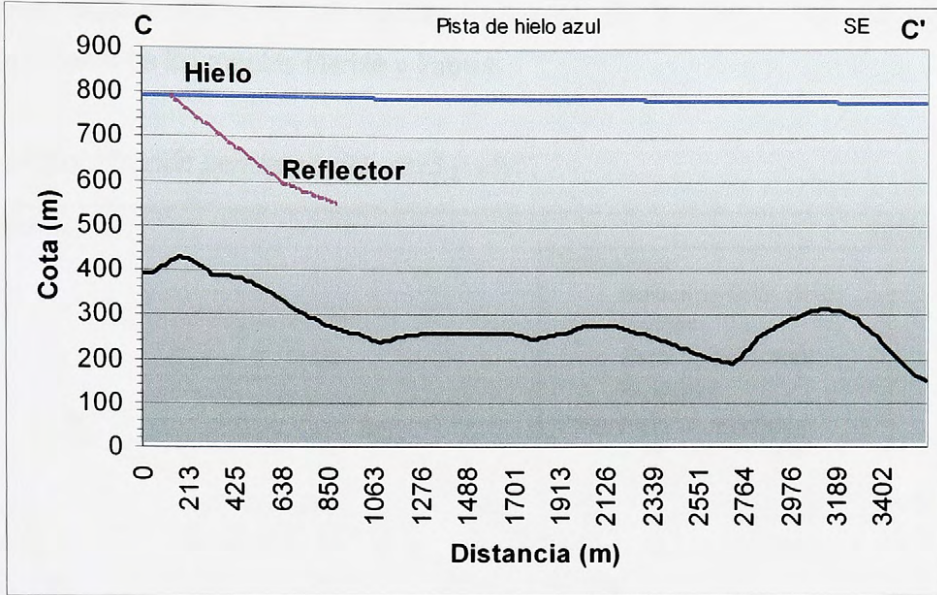


Figura 16: Perfil topográfico registro banmorbr.



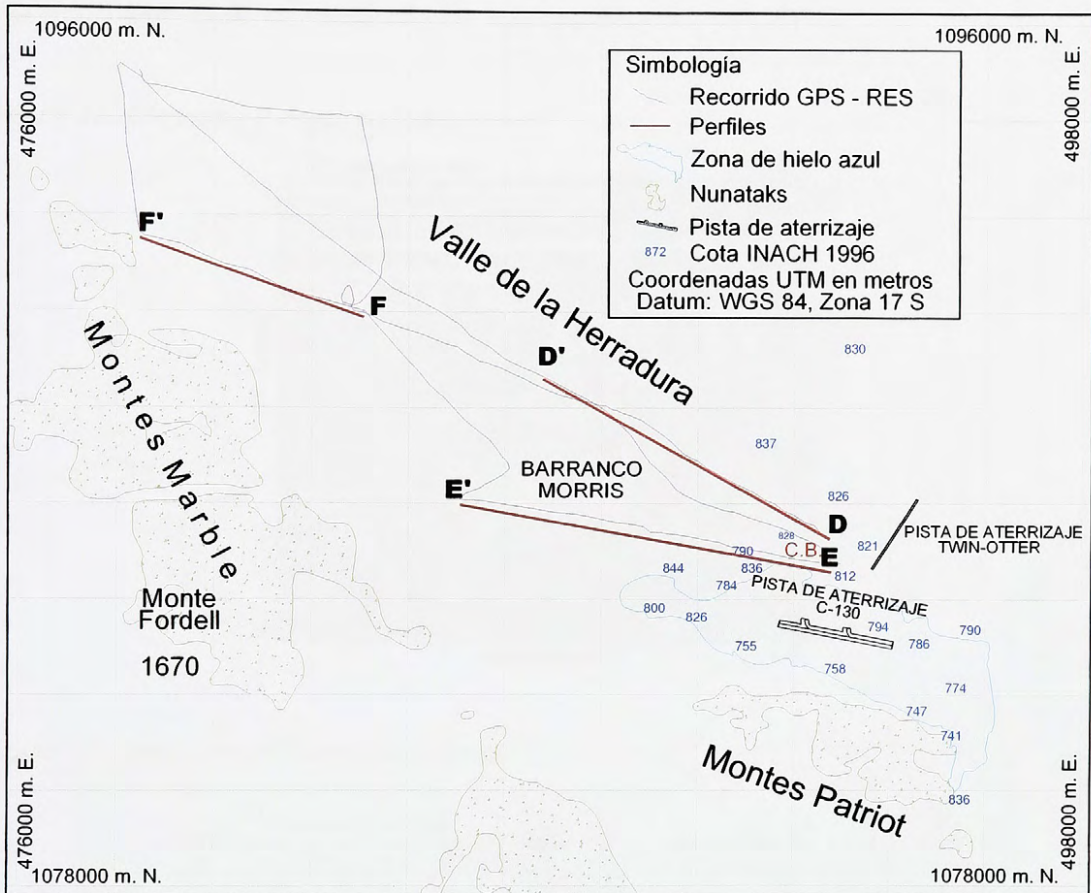
La topografía subglacial del sector localizado hacia el Este y Sureste del campamento base es de carácter irregular. En las inmediaciones de los montes Patriot el espesor de hielo no llega a superar los 600 m de espesor, es decir, el lecho se encuentra por sobre el nivel del mar. Esta situación cambia radicalmente hacia el interior del valle de la Herradura, donde se detectan sectores que se encuentran hasta 500 m bajo el nivel del mar.

Mientras el registro cbv3 presenta una topografía subglacial de carácter mas bien suave, los registros cbmorre y banmorbr presentan una topografía subglacial irregular y abrupta. Esto podría ser interpretado como la presencia de estribaciones subglaciales del cordón Heritage y específicamente de los montes Patriot.

El cruce entre los perfiles topográficos cbv3 y cbmorre arroja una diferencia de 37 m de espesor de hielo. Tal diferencia no carece de lógica, puesto que la cota superficial entre ambos perfiles posee una diferencia de 42 m. Tal situación es producto de la baja calidad en los registros GPS.

El segundo grupo de perfiles comprende los registros cbv91, cbv5 y v6v7 (Figura 17), localizados hacia el Noroeste del campamento base en el margen Sur del valle de la Herradura, cerca de los montes Marble y Patriot.

*Figura 17: Localización perfiles cbv91, cbv5 y v6v7.*



La Figura 18 presenta el diagrama R del perfil cbv91 (D – D’ en Figura 17). Si bien es cierto existe gran cantidad de señales, la superior resulta más notoria, asumiendo a esta como el reflector interno. El registro muestra que el lecho es de carácter irregular y tiende a descender hacia el Noroeste. El máximo espesor de hielo corresponde a 960 m.

En la Figura 19 se presenta el perfil topográfico del registro cbv91 (D – D’). Esta muestra que desde el campamento base hacia el valle de la Herradura la topografía subglacial del lecho es de carácter irregular. No se detectan sectores que se encuentren bajo el nivel del

mar, la cota subglacial tiende a ascender hacia el sector del campamento base. Por su parte, el reflector interno posee una mayor cota al Noroeste del campamento. La cota superficial presenta una mayor elevación con respecto a la zona de hielo azul. La altura promedio corresponde a 900 m, la topografía es de carácter suave no mostrando mayores alteraciones a lo largo del registro. Se detecta un incremento en la altura hacia el Noroeste del campamento base, donde la máxima cota registrada es de 1067 m.

Figura 18: Diagrama R registro cbv91.

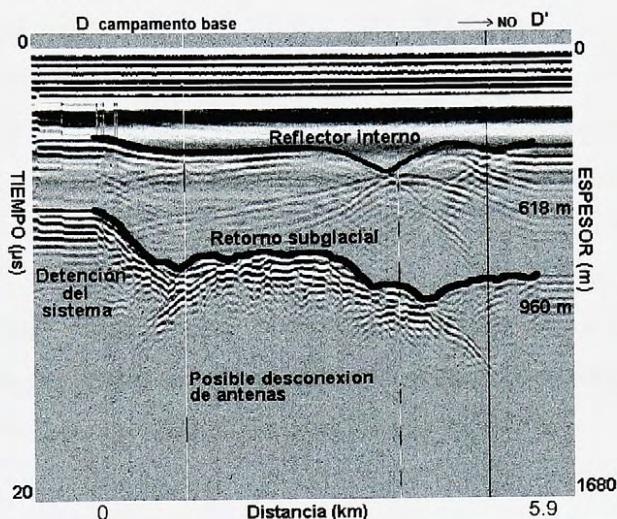
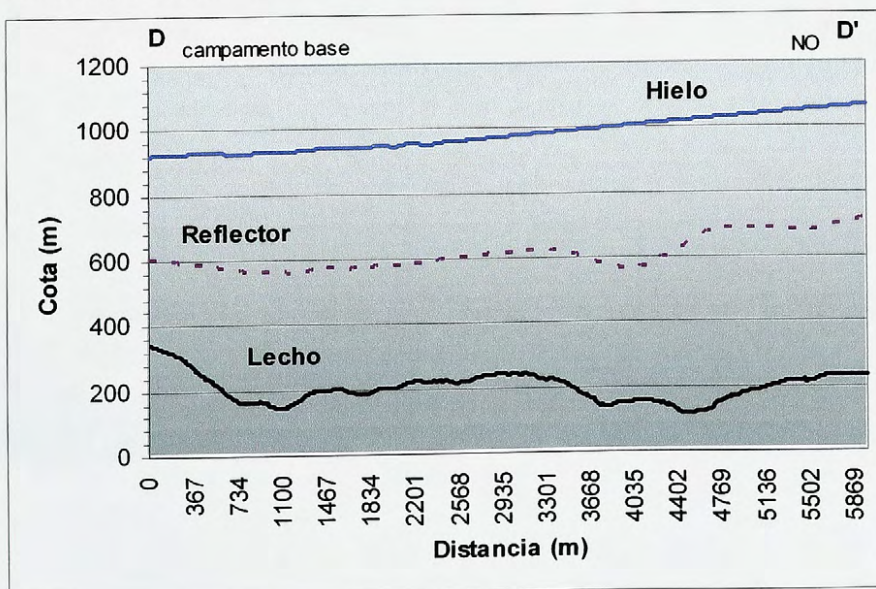


Figura 19: Perfil topográfico registro cbv91.



El registro más extenso sometido a análisis corresponde al cbv5 (E – E' en la Figura 17), éste se desarrolla desde el campamento base hacia el barranco Morris. En la Figura 20 se presenta el diagrama R del registro, este demuestra algunos problemas en la captura, por lo que la señal de fondo y el reflector interno se aprecian de forma débil. Sin embargo, es posible discernir que el lecho de este sector es de carácter accidentado. A lo largo del perfil se detectan algunas elevaciones someras, pero menos abruptas que las presentes en los perfiles cbmorre y banmorbr. El máximo espesor de hielo corresponde a 782 m.

El perfil topográfico del registro cbv5 (E – E') se presenta en la Figura 21. Esta demuestra que en el área comprendida por el barranco Morris, los rasgos subglaciales muestran diferencias de altura mayores a 100 m entre los puntos más elevados y las depresiones adyacentes. Por otra parte, en el sector Noroeste el reflector interno presenta un claro ascenso hacia la superficie. No se detectan sectores que se encuentren bajo el nivel del mar.

La topografía superficial presenta una morfología suavizada sin grandes alteraciones o bruscos quiebres en la pendiente. A lo largo del perfil la altura promedio corresponde a 900 m. El perfil muestra una leve concavidad de la topografía superficial.

*Figura 20: Diagrama R registro cbv5.*

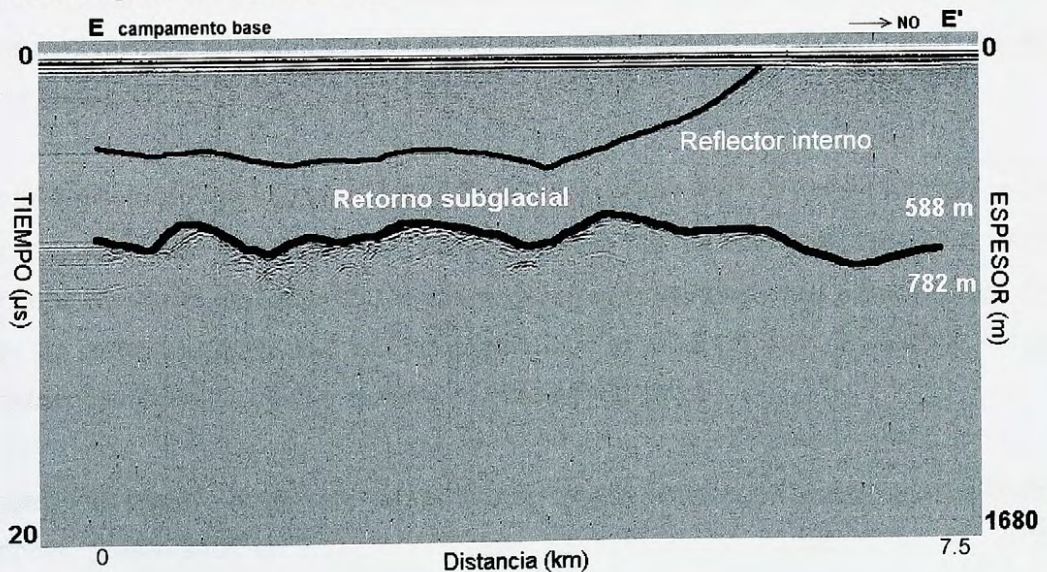
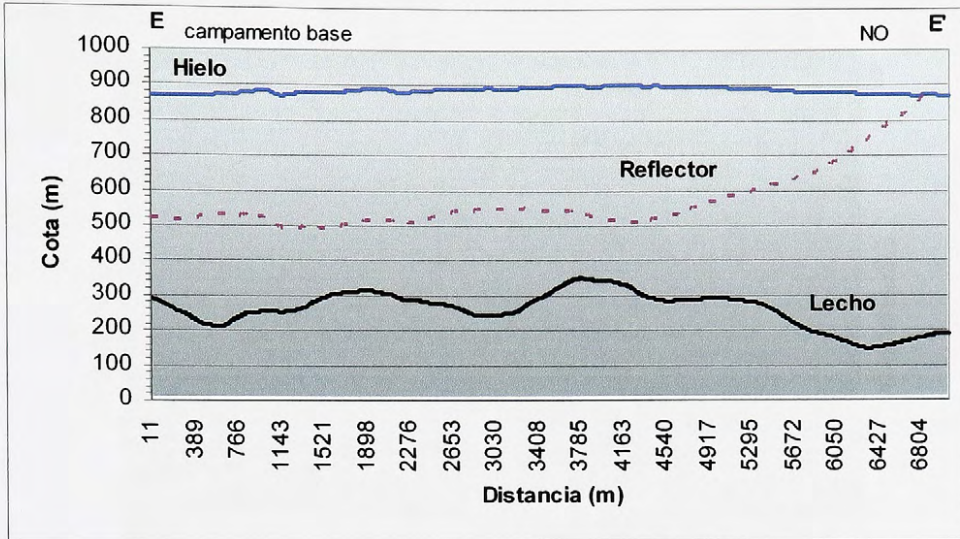


Figura 21: Perfil topográfico registro cbv5.



El perfil v6v7 (F – F' en Figura 17) constituye uno de los más alejados del campamento base, se localiza en el barranco Morris y está orientado desde el Sureste al Noroeste, en dirección a los montes Marble. El diagrama R del registro v6v7 (Figura 22) presenta una intensa señal en el retorno de fondo. El lecho es de carácter accidentado mostrando un máximo espesor de hielo de 700 m. Es claro que el reflector interno presenta una interrupción hacia el Noroeste del perfil, es justamente en este sector donde se puede visualizar el reflector interno. Cabe destacar que el lecho muestra una topografía similar a la de una quebrada.

El perfil topográfico del registro v6v7 (F – F') que aparece en la Figura 23, indica una topografía subglacial accidentada, mostrando pendientes superiores a 45°. Se detectan diferencias de altura de hasta 500 m entre los sectores elevados con relación a los más bajos. No existen sectores que se encuentren bajo el nivel del mar. El reflector interno presenta una inflexión hacia la superficie en el sector Noroeste.

La topografía superficial de este sector difiere notoriamente con relación a los registros anteriores, presentando un carácter ondulado. La oscilación en la cota superficial es del orden de 100 m, en un rango altitudinal entre 900 y 1000 m.

Figura 22: diagrama R registro v6v7.

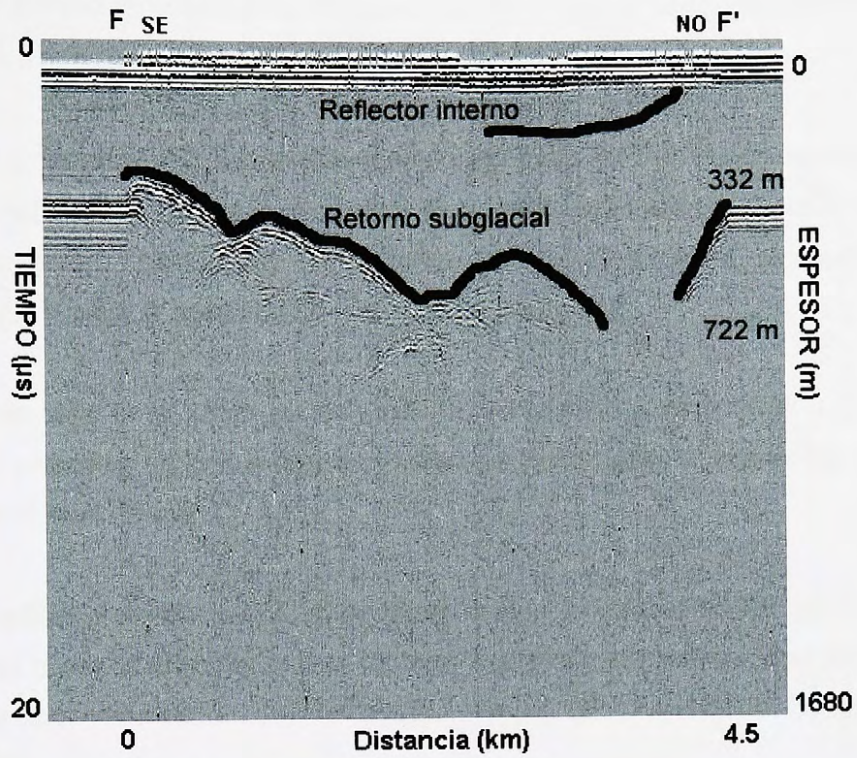
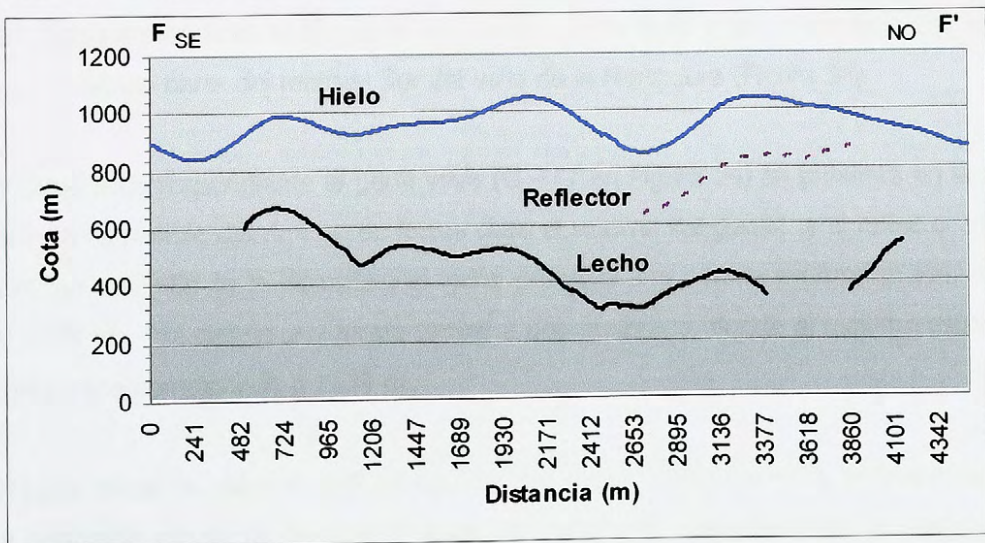


Figura 23: Perfil topográfico registro v6v7.



A pesar de la existencia de problemas como desconexión del sistema y señales débiles, en la totalidad de los registros analizados (Figuras 18, 20 y 22) se pudo discernir el retorno subglacial y los reflectores internos.

En términos topográficos, el sector comprendido por estos tres perfiles presenta un lecho subglacial relativamente suavizado, exceptuando el perfil v6v7 donde el lecho muestra una topografía irregular, caracterizada por notorias diferencias de altura, presentando una morfología que sugiere la existencia de una quebrada subglacial.

El espesor del hielo en el sector del barranco Morris no supera los 1000 m. Los registros cbv5 y v6v7 presentan las partes más deprimidas del lecho, estas se encuentran a más de 100 m sobre el nivel del mar.

La cota superficial promedia los 900 m de altura. Siendo aproximadamente 100 m más alta que las cotas observadas sobre la pista de hielo azul y el campamento base. En términos generales la topografía es de carácter suave, exceptuando los sectores cercanos a los montes Marble.

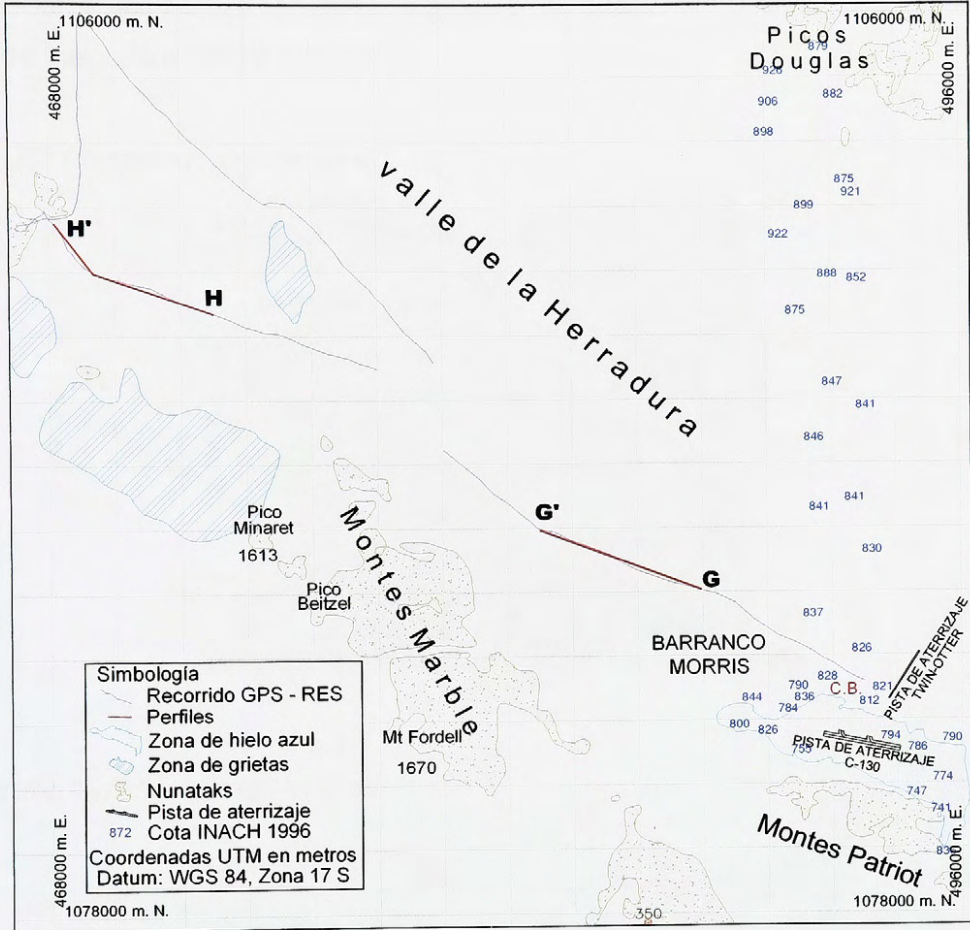
El tercer grupo de perfiles sometidos a análisis esta constituido por los registros v9v6 y v13v14. Estos se localizan al Noroeste del campamento base y son cercanos a los montes Marble, cubriendo parte del margen Sur del valle de la Herradura (Figura 24)

El diagrama R correspondiente al perfil v9v6 ( $G - G'$  en Figura 24) se presenta en la Figura 25. En esta es posible discriminar de forma clara el retorno subglacial y el reflector interno. Hacia el Sur del valle de la Herradura el lecho presenta una notoria profundización. Al igual que el perfil v6v7 se define una forma similar a una quebrada, donde el máximo espesor de hielo detectado corresponde a 1139 m.

En la Figura 26 se muestra el perfil topográfico del registro v9v6 ( $G - G'$ ). Se puede apreciar que la quebrada subglacial desciende hasta 200 m bajo el nivel del mar. Tal morfología se encuentra entre los montes Marble y los Independence, definiendo lo que podría ser un exhutorio de una cuenca pre existente a la aparición de los glaciares que actualmente

cubren el sector. El reflector interno no presenta una mayor variación en el desarrollo del perfil. Por su parte, la topografía superficial es de carácter suave promediando los 900 m.

Figura 24: Localización perfiles v9v6 y v13v14.



La Figura 27 presenta el diagrama R del registro v13v14 (H – H’ en la Figura 24). Se aprecia que la señal del retorno subglacial es bastante intensa. El lecho en este sector presenta una fuerte pendiente, donde el máximo espesor de hielo corresponde a 800 m. Se destaca en el centro del registro una notoria elevación subglacial.

La Figura 28 muestra el Perfil topográfico de registro v13v14 (H – H'). A pesar de la notoria profundidad del lecho, la topografía subglacial no presenta sectores que se encuentren bajo el nivel del mar. Hacia el Noroeste el lecho muestra un notorio ascenso alcanzando un desnivel de 700 m en relación al punto más bajo. La topografía superficial es más elevada con relación a los perfiles anteriores, además presenta una suave ondulación, oscilando la altura del hielo entre 1060 y 1120 m.

Figura 25: Diagrama R registro v9v6.

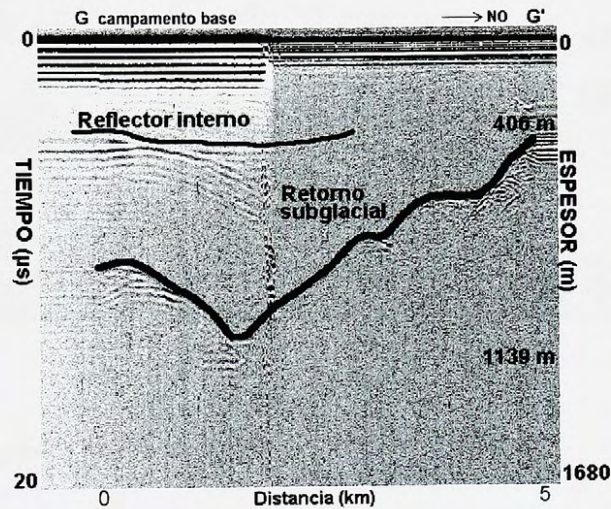


Figura 26: Perfil topográfico registro v9v6.

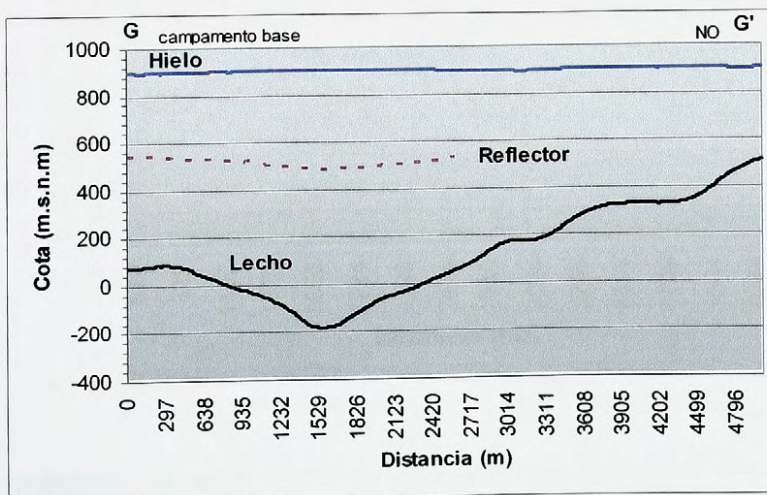


Figura 27: Diagrama R registro v13v14.

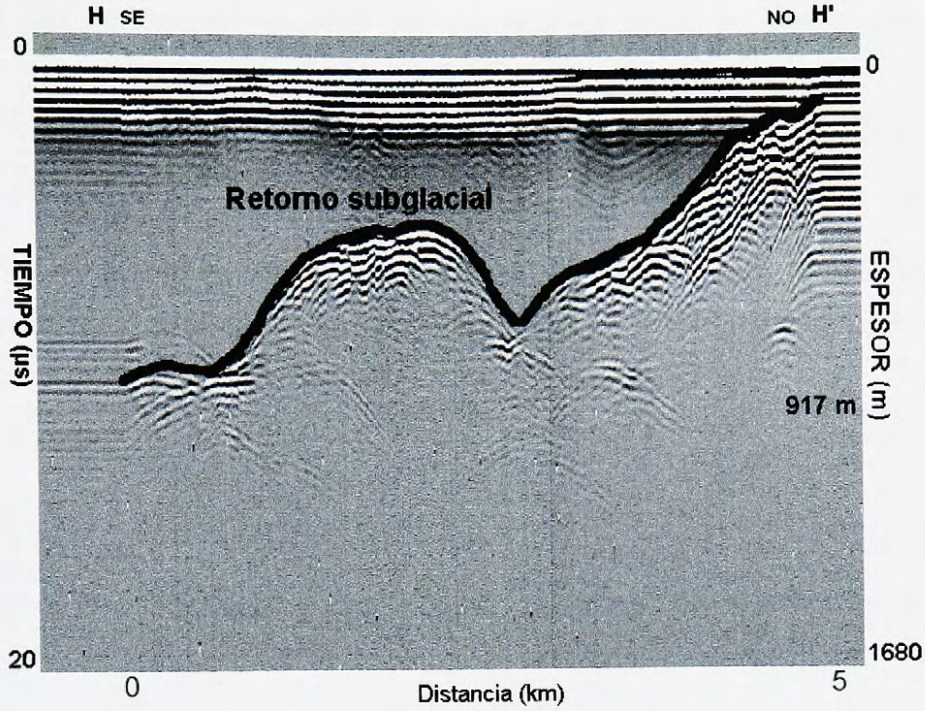
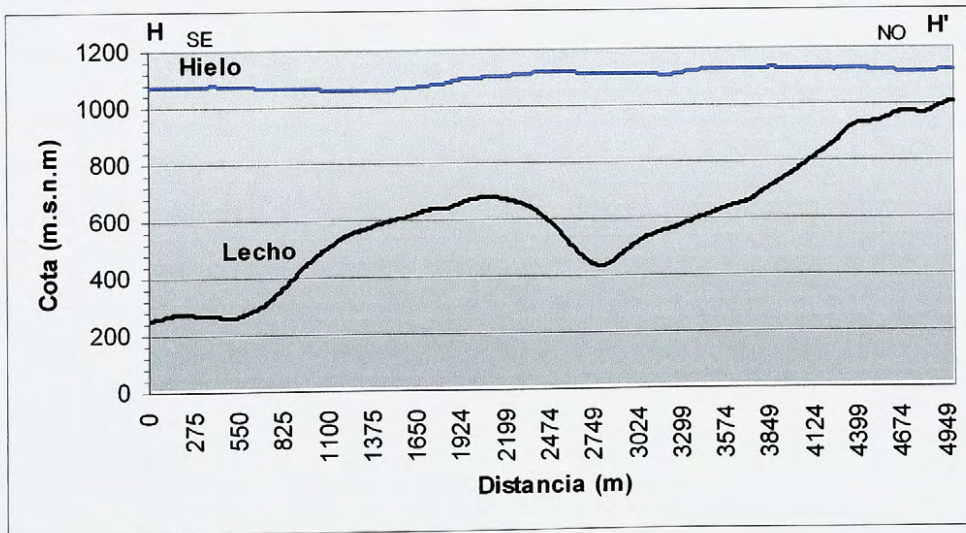


Figura 28: Perfil topográfico registro v13v14.



La topografía subglacial de este sector se encuentra notablemente influenciada por la existencia de los montes Marble. En ambos perfiles el lecho muestra un notorio ascenso

hacia el sector Noroeste, representando claramente las estribaciones subglaciales de los montes. Cabe destacar que en ambos perfiles la pendiente es de aproximadamente 45°.

Del total de perfiles analizados el registro v13v14 es el único que no presenta un reflector interno, esto explicaría en parte la notoria intensidad del retorno de fondo.

En el registro v13v14 se puede apreciar que la superficie del hielo también se muestra influenciada por la presencia de los montes Marble, lo que se comprueba en el leve ascenso de las cotas de altura hacia el Noroeste.

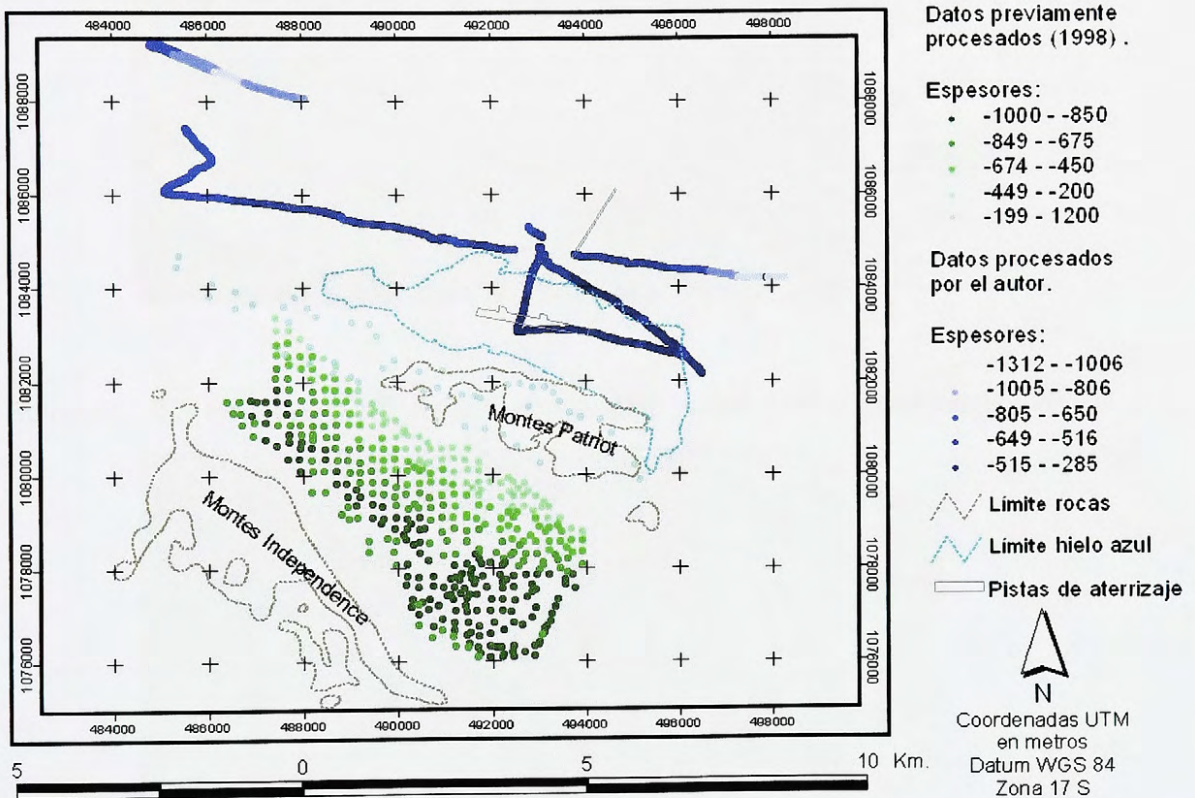


La información...  
firma de...  
11) Dada la...  
carácter...  
los rasgos del terreno.

## 8.2. Modelos digitales de terreno de Patriot Hills.

Para la elaboración de un modelo de la topografía superficial y subglacial del sector comprendido por el valle Universidad y valle de la Herradura (Carta 4), se requirió del uso de un modelo previamente desarrollado por el Laboratorio de Glaciología (Rivera *et al*, 1998) y de los datos analizados por el autor. La Figura 29 muestra la distribución espacial de los datos utilizados.

Figura 29: Datos utilizados por el Laboratorio de Glaciología (1998) y el autor.



La información se procesó aplicando el módulo TINSURF del software IDRISI32. De esta forma se generaron modelos de la topografía superficial (Figura 30) y subglacial (Figura 31). Dada la distribución y densidad de los datos, los modelos resultantes poseen un carácter restringido, esto se traduce en la generalización y en algunos casos distorsión de los rasgos del terreno.

Figura 30: DEM de la topografía superficial valle de la Herradura, valle Universidad.

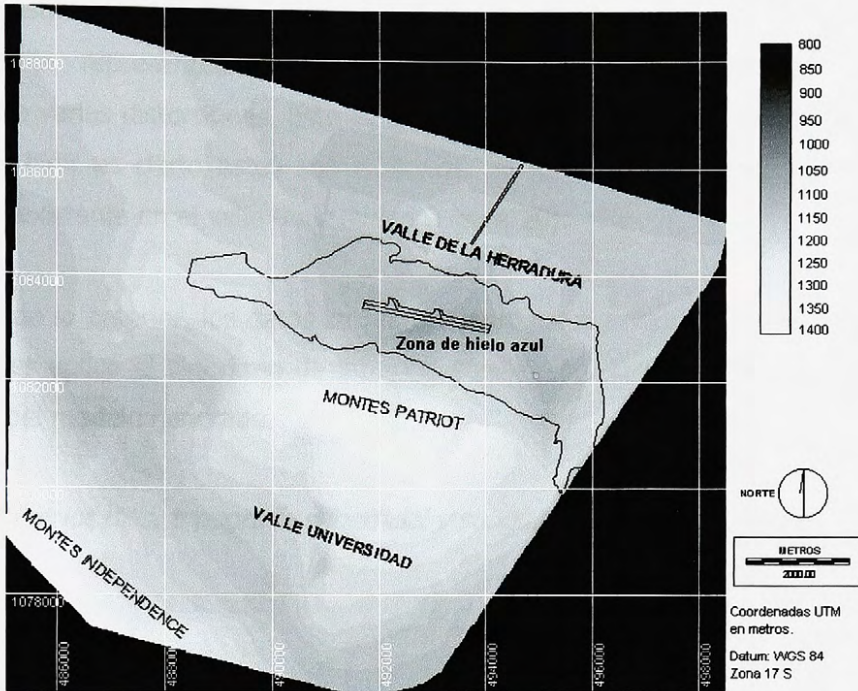
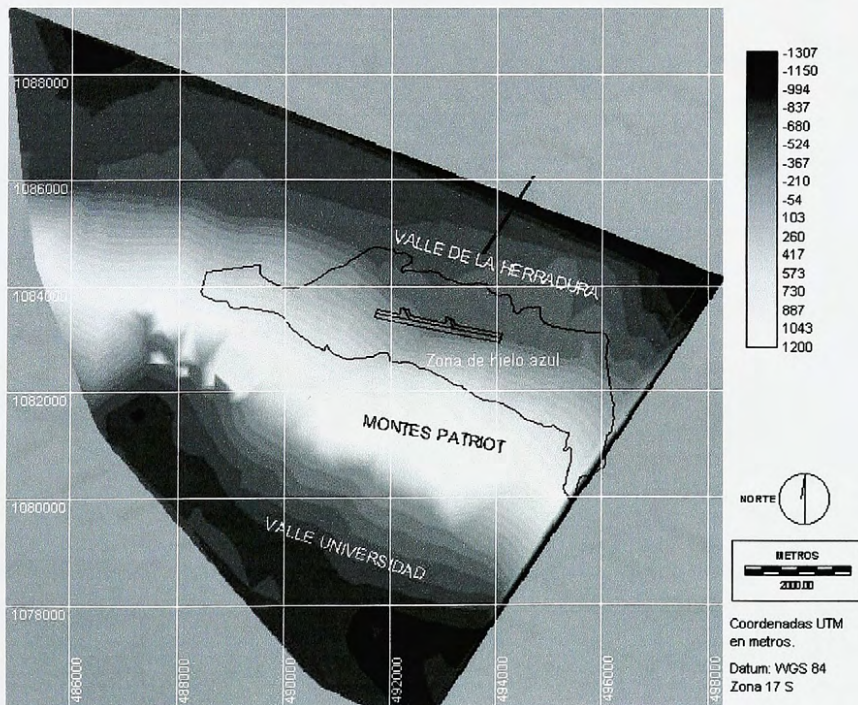


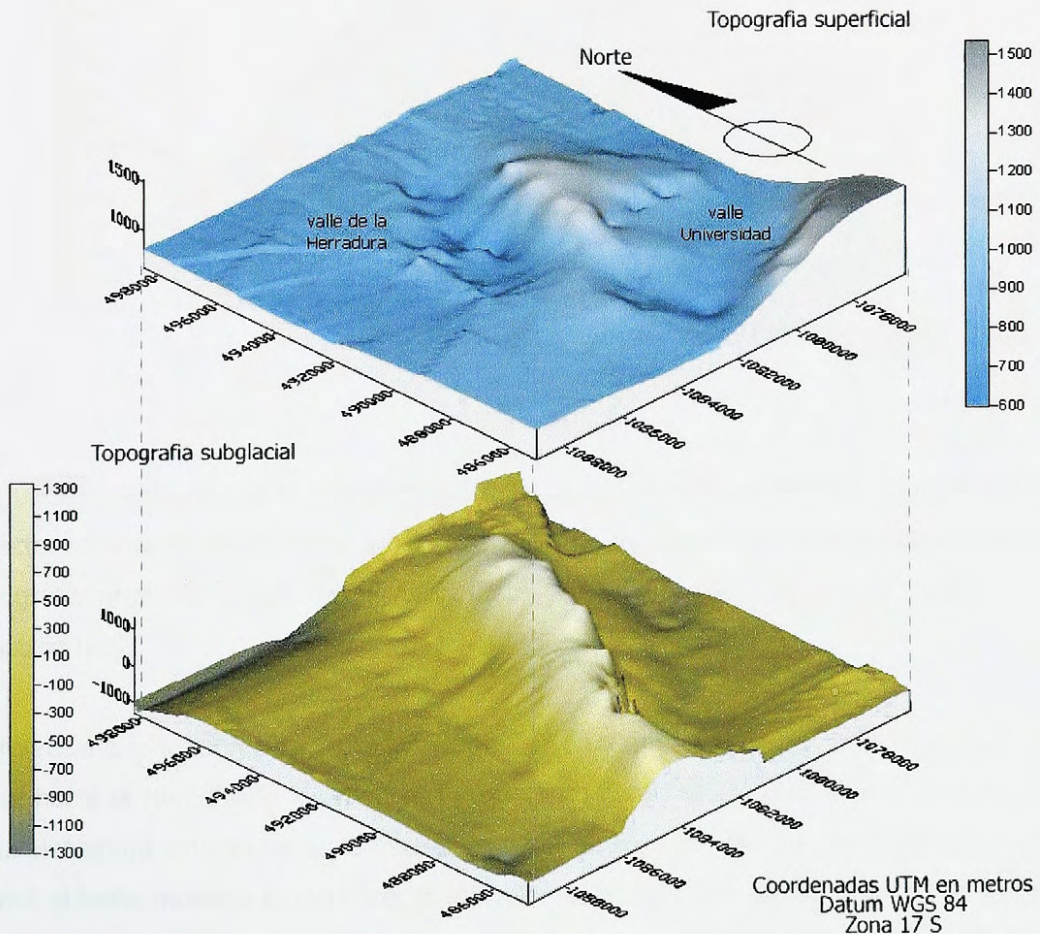
Figura 31: DEM de la topografía subglacial valle de la Herradura, valle Universidad.



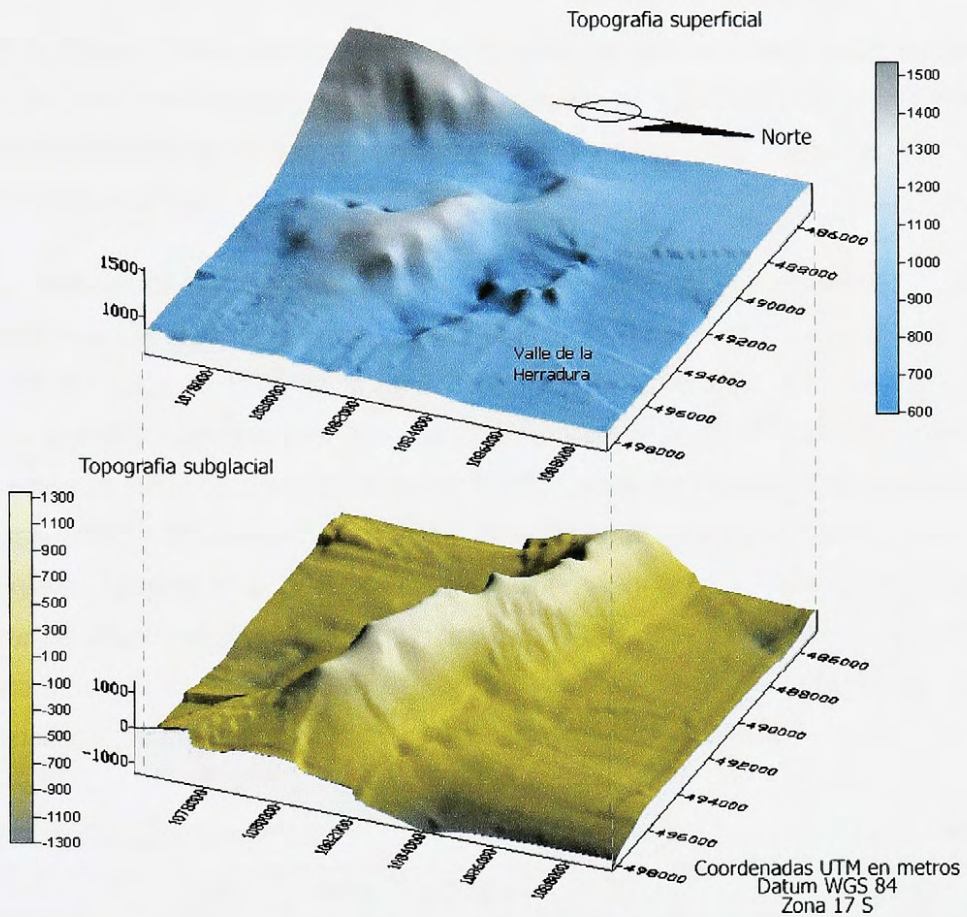
Es claro que en el sector del valle Universidad tanto la topografía superficial como subglacial están representadas con un grado de detalle aceptable. En el valle de la Herradura, la representación de ambas topografías es de carácter insuficiente, presentando varias distorsiones. Esto se explica por la distribución espacial de los perfiles de RES, si bien es cierto estos son extensos, no forman una red de medición densa, similar a la existente en el valle Universidad (Figura 29).

Considerando lo anterior, los datos se reprocesaron en el software comercial SURFER 8.0 donde se les aplicó el algoritmo de interpolación kriging. Las Figuras 32 y 33 presentan dos vistas del modelo generado.

*Figura 32: Patriot Hills, topografía superficial y subglacial vista desde el SO.*



*Figura 33: Patriot Hills, topografía superficial y subglacial vista desde el NE.*



Se puede apreciar que la topografía superficial de los valles Universidad y Herradura es de carácter suavizado, en el sector adyacente a los montes Patriot y las pistas de aterrizaje la topografía presenta cierta irregularidad. Esto guarda relación con la baja calidad de los registros GPS.

En relación a la topografía subglacial, es posible discernir la profundización que presenta el lecho hacia el Noreste de los montes Patriot. Esto confirma que hacia el interior del valle de la Herradura existen sectores que se encuentran bajo el nivel del mar. Bajo los montes Patriot el lecho muestra características irregulares, se destacan varias elevaciones someras y un importante desnivel entre las zonas más altas con relación a las que se encuentran más deprimidas.

### 8.3. Cálculo y análisis de coeficientes de reflexión.

Copland & Sharp (2001) afirman que valores bajos de IRP son propios de estructuras internas de hielo poco complejas, con escasa presencia de agua, inclusiones morrénicas u otras perturbaciones de origen dinámico (grietas, moulins, etc). Tales estructuras son típicas de glaciares fríos.

Para el análisis de las propiedades internas del hielo se seleccionaron 4 perfiles correspondientes al valle de la Herradura y 2 perfiles localizados en el valle Universidad. El criterio de selección se basa en la calidad del registro, utilizando solo aquellos que no presentan grandes interrupciones ni serias interferencias en la señal. Se analizó para fines comparativos un perfil obtenido en el glaciar Chico, Campo de Hielo Patagónico Sur (Rivera & Casassa, 2002) y se consideró coeficientes de reflexión publicados por Rivera *et al* (2001) para el glaciar Tapado, en la IV región del país. La revisión de estos últimos datos, permitió comparar las diferentes propiedades de reflexión que presentan los glaciares en función de sus características internas y las de su entorno. La Tabla 5 muestra los perfiles seleccionados y parámetros básicos del comportamiento del BRP e IRP.

Tabla 5: Coeficientes de reflexión.

Registro	BRP máximo $\text{mV}^2 \text{ns}^{-1}$	BRP mínimo $\text{mV}^2 \text{ns}^{-1}$	BRP promedio $\text{mV}^2 \text{ns}^{-1}$	IRP máximo $\text{mV}^2 \text{ns}^{-1}$	IRP mínimo $\text{mV}^2 \text{ns}^{-1}$	IRP promedio $\text{mV}^2 \text{ns}^{-1}$
cbv3	9.91	0.49	1.89	0.21	0.08	0.14
cbv91	14.62	0.16	1.73	0.50	0.03	0.11
cbbambri	4.14	1.71	2.40	0.34	0.01	0.20
cbp9naro	3.05	1.19	1.54	0.20	0.12	0.17
j02j01 *	6.48	1.44	4.41	1.05	0.08	0.32
j26j04 *	6.18	0.58	1.09	0.10	0.06	0.08
Blanchi **	20.40	5.91	7.70	19.42	6.12	8.27

\* Perfiles localizados en el valle Universidad.

\*\* Corresponde a un perfil obtenido en la zona de acumulación del glaciar Chico, Campo de Hielo Sur.

La Figura 11 muestra el diagrama R del registro cbv3. La Figura 34A indica que el IRP del registro cbv3 es siempre menor a  $0.3 \text{ mV}^2 \text{ns}^{-1}$ , mostrando poca amplitud en la potencia de la señal a lo largo del perfil. En la Figura 34B se puede apreciar la relación BRP espesor, en

el diagrama se demuestra que la mayor potencia de la señal se da en aquellos sectores donde el espesor de hielo es menor, específicamente en el rango de 500 a 600 m.

Figura 34A: Coeficientes de reflexión registro cbv3.

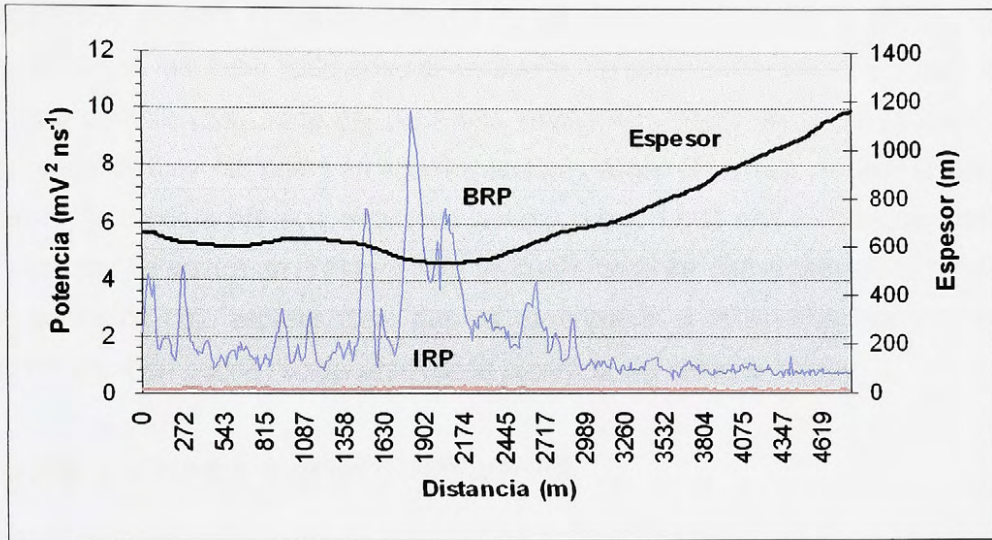
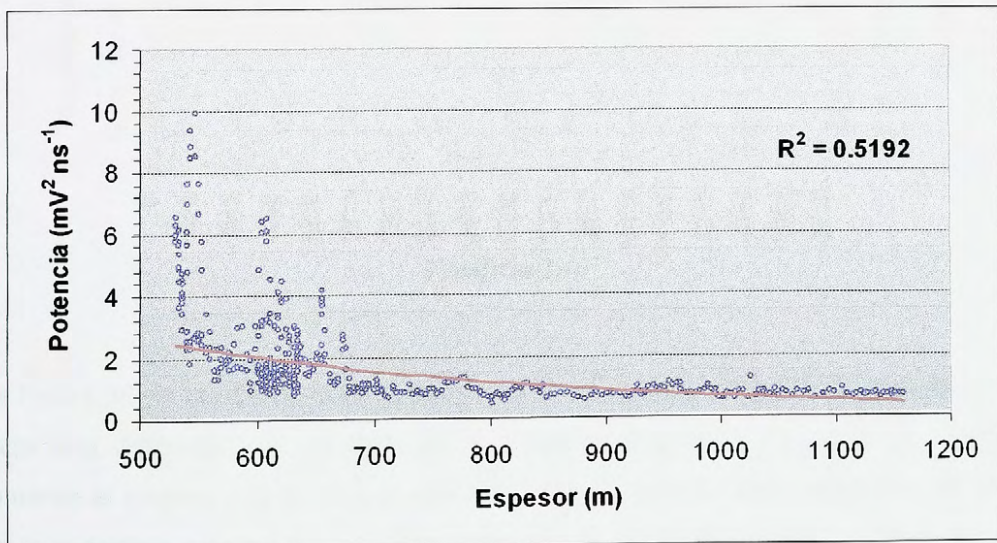


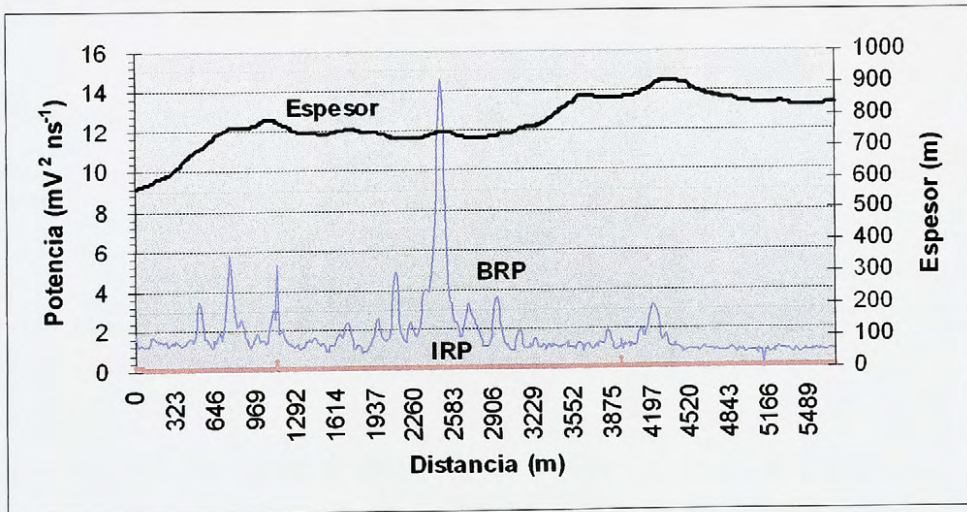
Figura 34B: Relación BRP – espesor registro cbv3.



El diagrama R del registro cbv91 que se muestra en la Figura 18 permite observar de forma clara tanto el retorno subglacial como el reflector interno. La morfología del lecho presenta un notorio quiebre de pendiente hacia el Noroeste. El reflector interno tiende a copiar la morfología del lecho, sobre todo en aquel sector donde este es más profundo.

La Figura 35A muestra el comportamiento de los coeficientes de BRP e IRP del registro cbv91. El IRP se mantiene relativamente constante, no superando los  $0.50 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ . El BRP manifiesta durante gran parte del perfil una amplia variabilidad en la potencia de señal, presentando los mayores peaks en aquellos sectores donde el espesor de hielo es del orden de 750 m, la máxima potencia alcanzada corresponde a  $14.62 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ . La relación entre BRP y espesor se gráfica en la Figura 35B. Se puede observar que el peak de la señal se da en un sector de bajo espesor, pero que no corresponde al mínimo espesor de hielo del perfil. Tal situación podría relacionarse con la presencia del reflector interno.

Figura 35A: Coeficientes de reflexión registro cbv91.



En la Figura 36 se puede apreciar el diagrama R del registro cbbanbri. Si bien es cierto se detecta una detención del sistema, en el posterior desarrollo del perfil es posible ver claramente el retorno subglacial y el reflector interno. Ambos rasgos muestran un ascenso hacia la superficie mostrando un mínimo espesor de hielo equivalente a 300 m, cerca del margen Norte de los montes Patriot.

Figura 35B: Relación BRP – espesor registro cbv91.

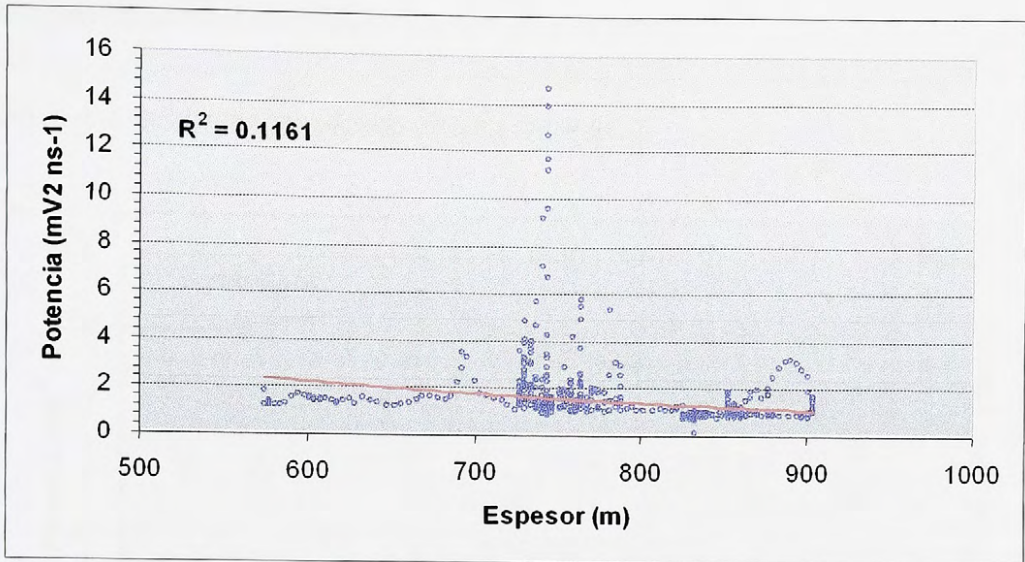
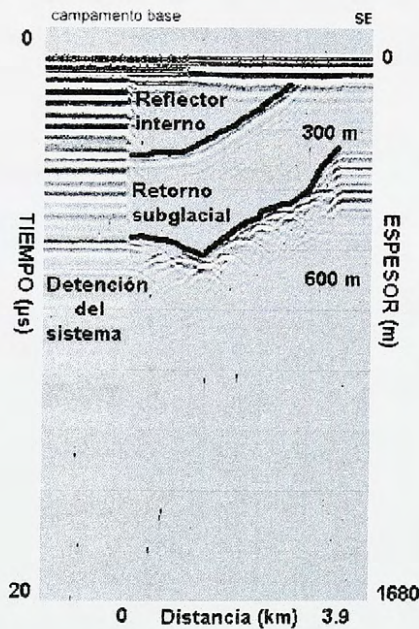


Figura 36: Diagrama R registro cbbanbri.



La Figura 37A indica que el IRP del registro cbbanbri es de carácter constante mostrando una mínima amplitud a lo largo del perfil, manteniendo siempre valores inferiores a  $0.40 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ . Por su parte, el BRP es de carácter irregular presentando una amplitud variable, en

este caso, la potencia del BRP se comporta de forma independiente con relación al espesor de hielo. En la Figura 37B, el diagrama de dispersión muestra que los mayores valores de BRP se dan en sectores de mediano y mayor espesor de hielo.

Figura 37A: Coeficientes de reflexión registro cbbanbri.

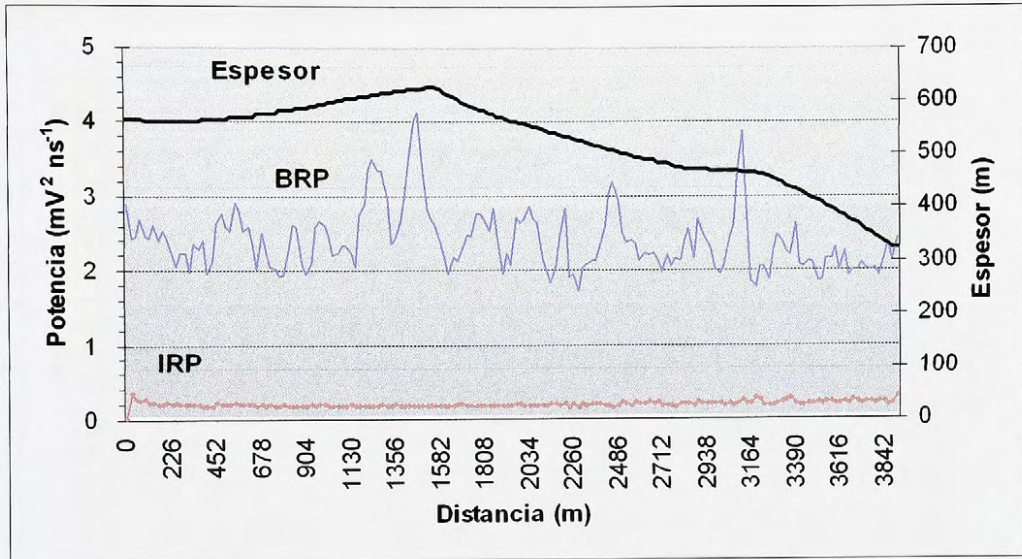
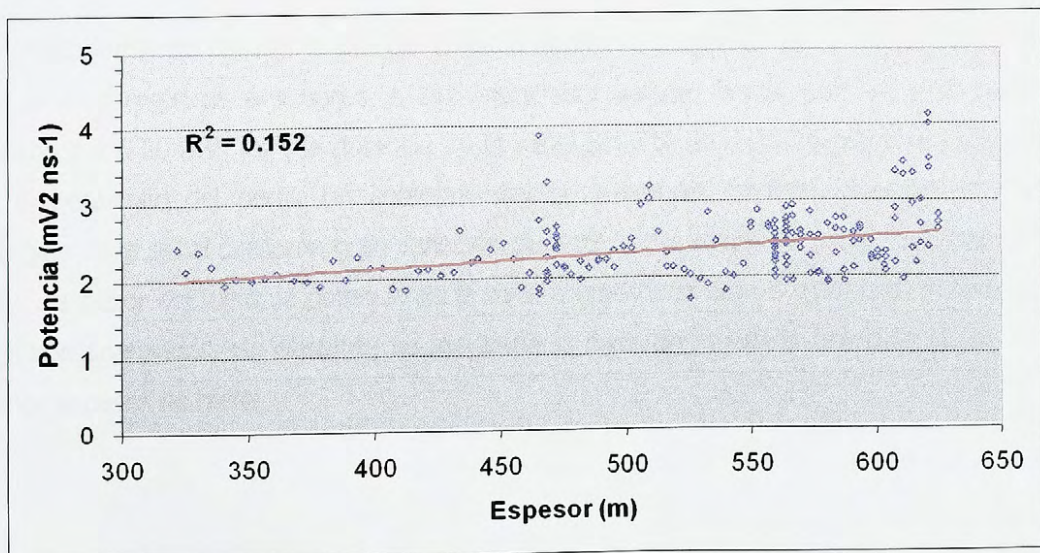
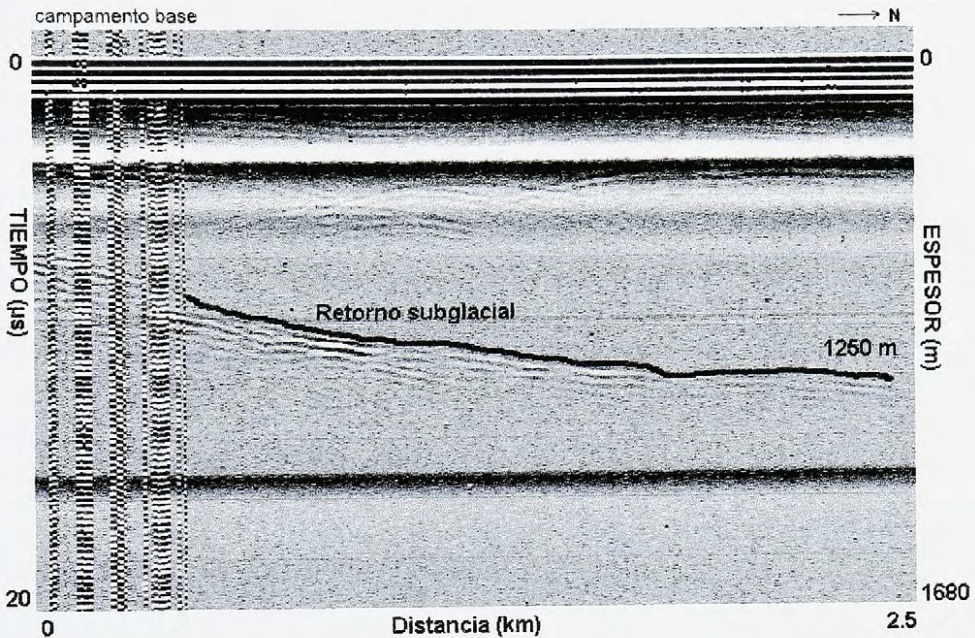


Figura 37B: Relación BRP – espesor registro cbbanbri.



El diagrama R del registro cbp9naro se gráfica en la Figura 38. Pese a las notorias desconexiones del sistema en un sector cercano al campamento base, en el resto del perfil es posible discernir claramente el retorno subglacial, el cual muestra un lecho con una topografía sinuosa y un espesor de hielo considerable, este tiende a aumentar hacia el Norte del campamento base llegando a un máximo de 1250 m.

*Figura 38: Diagrama R registro cbp9naro.*



El comportamiento del BRP e IRP del registro cbp9naro se gráfica en la Figura 39A. Al igual que en los registros anteriores el IRP manifiesta valores bajos, que en este caso son inferiores a  $0.20 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ , la potencia de la señal del IRP no muestra mayores alteraciones en el desarrollo del perfil. Un comportamiento totalmente contrario muestra el BRP, la potencia de la señal presenta gran variación durante el desarrollo del perfil. Considerando el mayor espesor del hielo, la potencia de la señal es más bien baja con relación al resto de los registros analizados, no obstante se mantiene la correlación mayor potencia de la señal a menor espesor de hielo.

La Figura 39B presenta el diagrama de dispersión entre el BRP y el espesor de hielo, este demuestra que los peaks de BRP se dan a un mediano espesor de hielo en relación al espesor total.

Figura 39A: Coeficientes de reflexión registro cbp9naro.

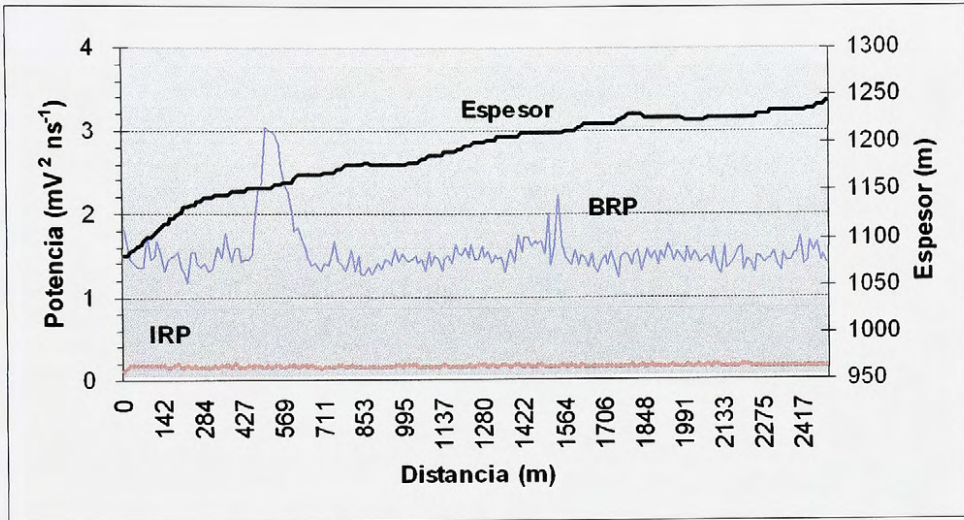
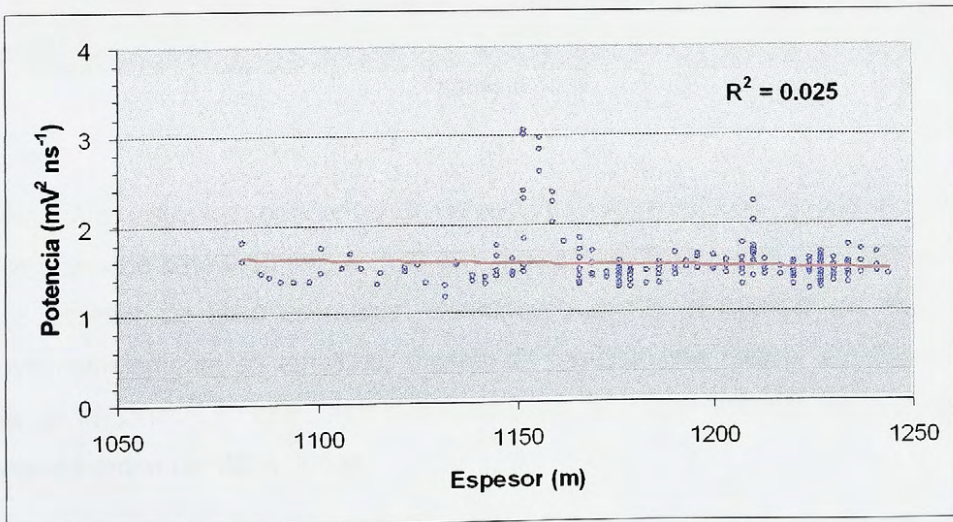
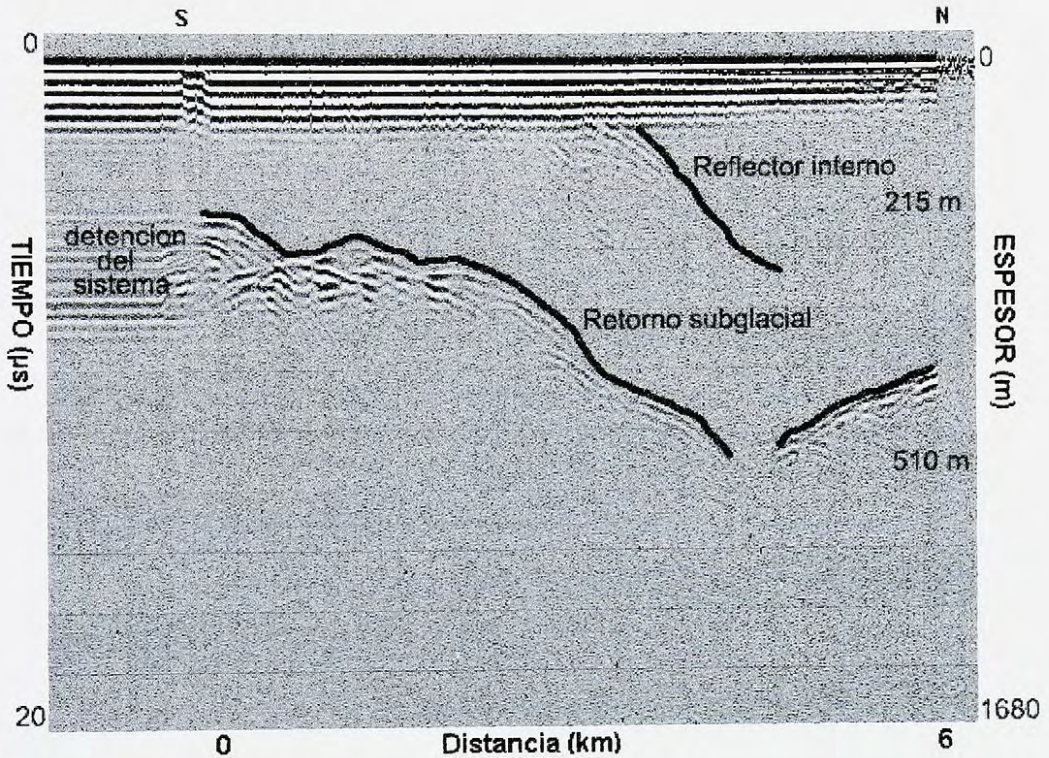


Figura 39B: Relación BRP-espesor registro cbp9naro.



El diagrama R del registro j26j04 se observa en la Figura 40. Se puede apreciar que el lecho define una garganta subglacial en la cual ambos flancos presentan una pendiente menor a  $35^\circ$ . El reflector interno tiende a aflorar en superficie hacia el margen Norte del valle Universidad.

*Figura 40: Diagrama R registro j26j04.*



La Figura 41A muestra los coeficientes de reflexión del registro j26j04. Puede advertirse que el IRP se mantiene bajo  $0.10 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ . El BRP muestra peaks unitarios en aquellos sectores donde el espesor de hielo es menor. Conforme aumenta el espesor de hielo el BRP disminuye notablemente su amplitud, mostrando también una notoria disminución en la potencia de la señal. La Figura 41B demuestra que la mayor potencia de BRP se da en espesores del orden de 400 a 500 m.

Figura 41A: Coeficiente de reflexión registro j26j04.

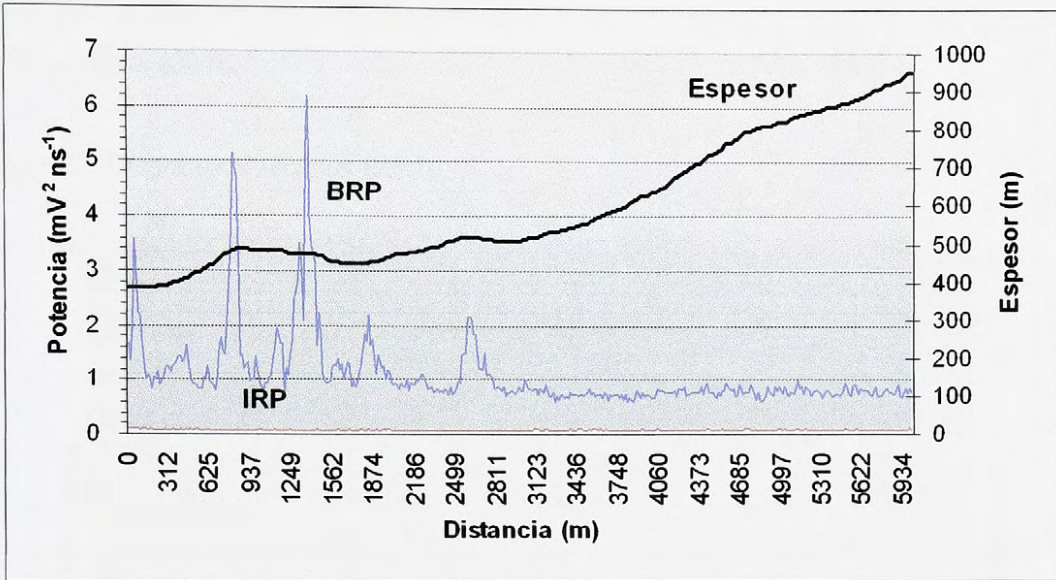
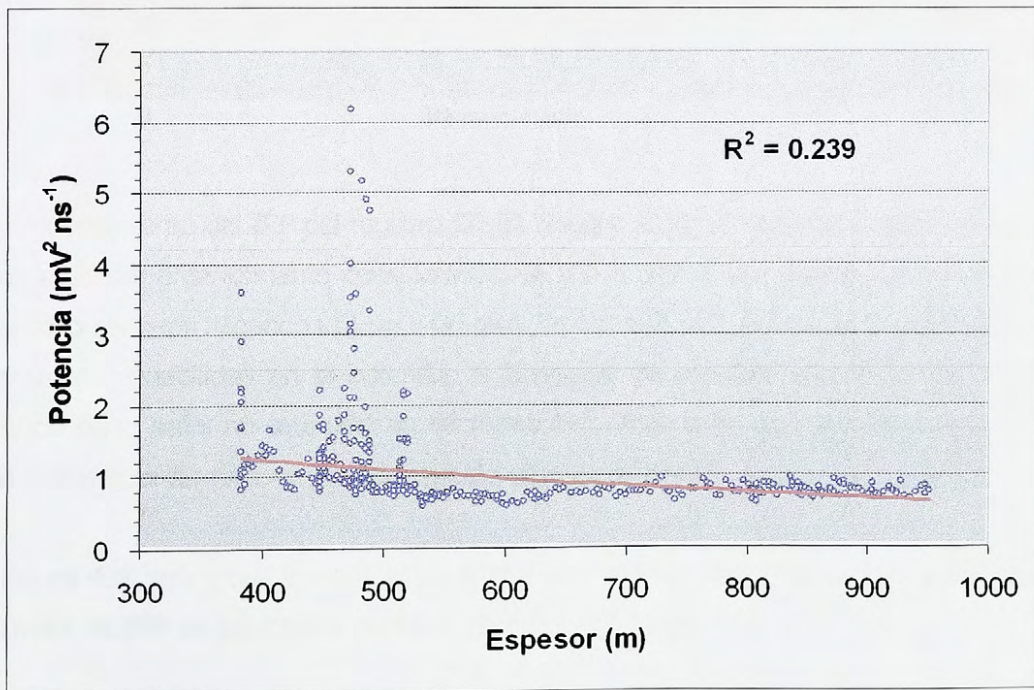
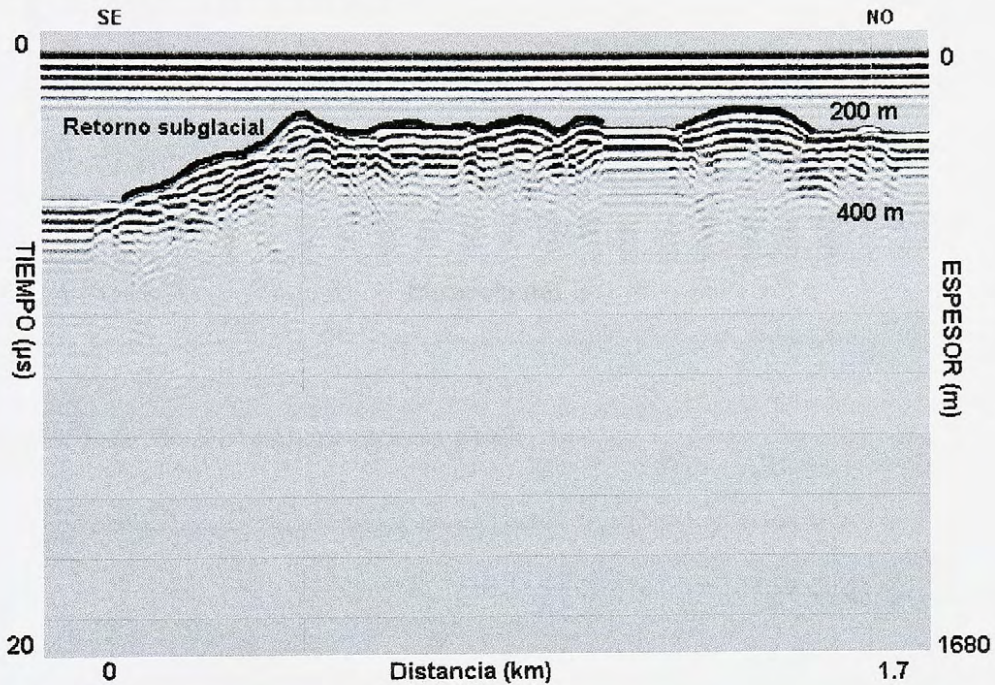


Figura 41B. Relación BRP-espesor registro j26j04.



El diagrama R del registro j02j01 se muestra en la Figura 42, este indica que el retorno subglacial posee una topografía sinuosa, en el sector Sureste se aprecia un leve ascenso del lecho, para posteriormente inflectarse hacia el valle, el máximo espesor de hielo detectado corresponde a 400 m.

*Figura 42: Diagrama R registro j02j01.*



El comportamiento del IRP del registro j02j01 (Figura 43A) es bastante singular en relación a los registros anteriormente considerados. El IRP muestra una mayor variabilidad en el desarrollo del perfil llegando incluso a un peak de  $1.0 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ . Por su parte el BRP presenta una amplia variabilidad en la potencia, a diferencia de registros anteriores los peaks de potencia de la señal no se muestran de forma individual, si no que de forma concentrada. Esto puede guardar relación con el reducido espesor de hielo.

La Figura 43B indica que aunque el diagrama de dispersión presenta una baja correlación, los peaks de BRP se detectan a menores espesores de hielo.

Figura 43A: Coeficientes de reflexión registro j02j01.

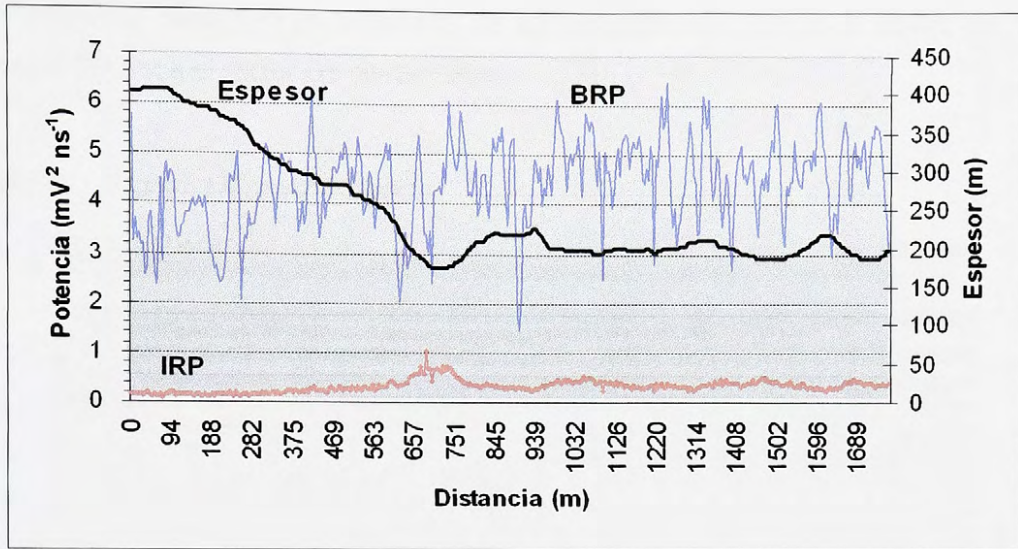
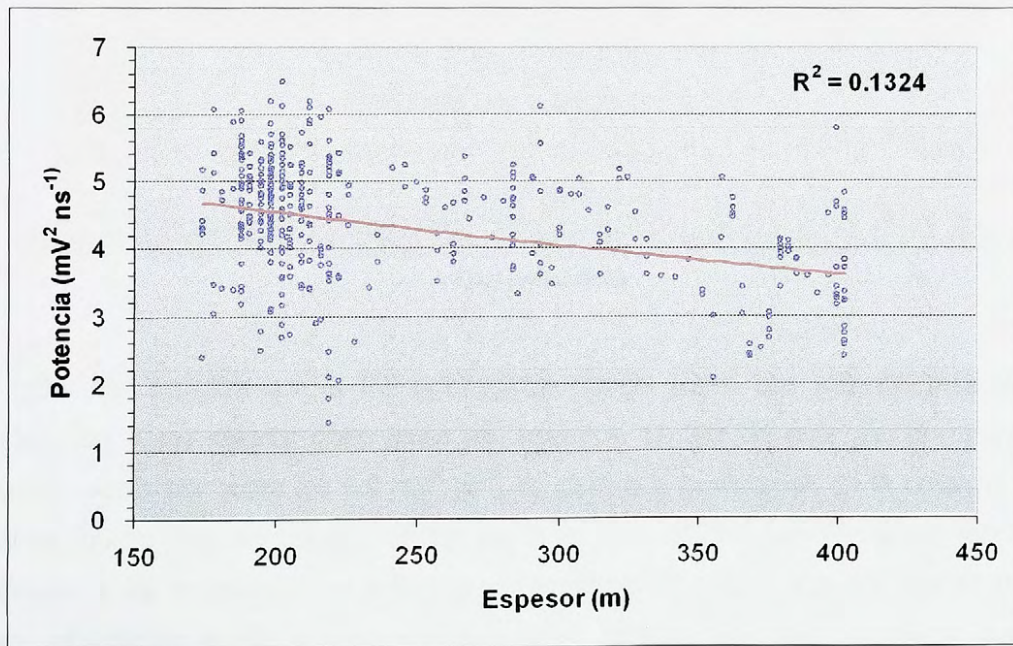


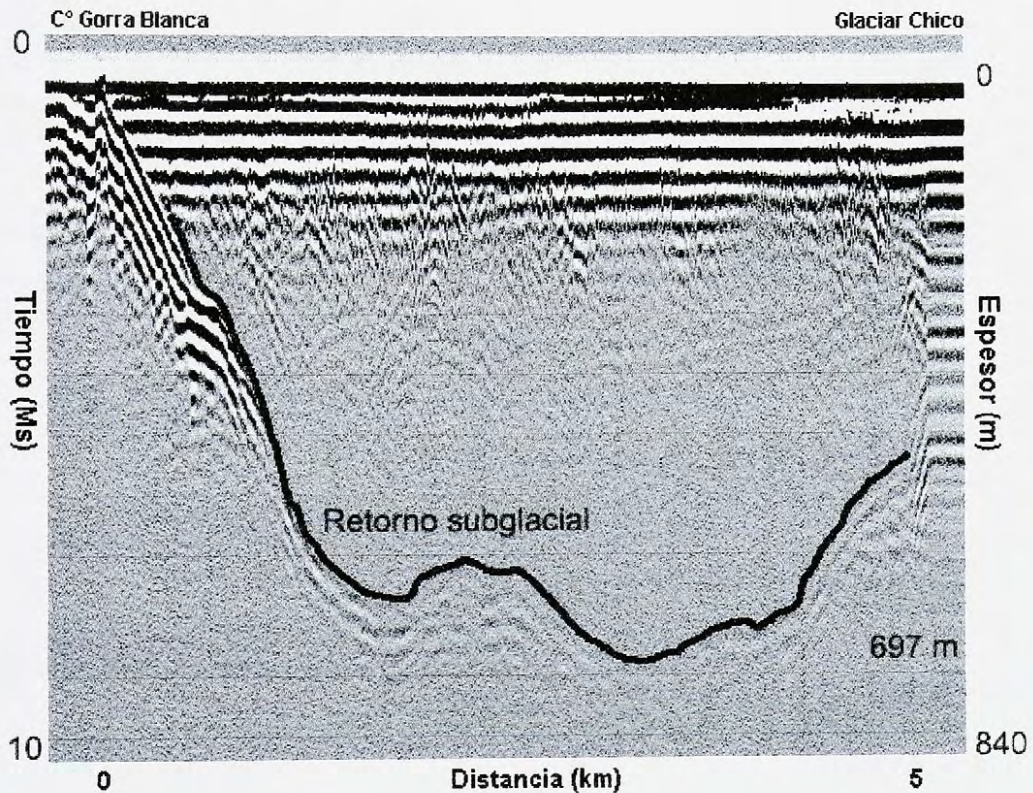
Figura 43B: Relación BRP-espesor registro j02j01.



Con objeto de comparar los coeficientes de reflexión entre glaciares fríos y temperados se sometió a análisis un registro obtenido por Rivera & Casassa (2002) en el glaciar Chico. La

Figura 44 presenta el diagrama R del perfil blanchi, este registro tiene aproximadamente 5 km de Longitud y se localiza entre el cerro Gorra Blanca y el cordón Marconi, los flancos del valle subglacial presentan un pendiente de aproximadamente  $20^{\circ}$  en el sector del Gorra Blanca y  $45^{\circ}$  hacia el sector del glaciar Chico.

*Figura 44: Diagrama R registro blanchi.*



La Figura 45A muestra que el IRP del registro blanchi posee una potencia mas alta en comparación a los valores observados en Antártica. El IRP de este glaciar temperado muestra valores por sobre los  $6.0 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ , es claro que la variación en la potencia de la señal es mucho mas amplia que en los glaciares fríos. El BRP también presenta valores superiores a los observados en Antártica. La amplitud de la potencia del BRP es mucho mayor con relación al IRP, presentando una mayor cantidad de peaks de máxima potencia durante el desarrollo del perfil.

En la Figura 45B el diagrama de dispersión muestra que al igual que en registros de Antártica, la mayor potencia del BRP, se da en aquellos sectores donde el espesor de hielo es menor.

Figura 45A: Coeficientes de reflexión registro blanchi.

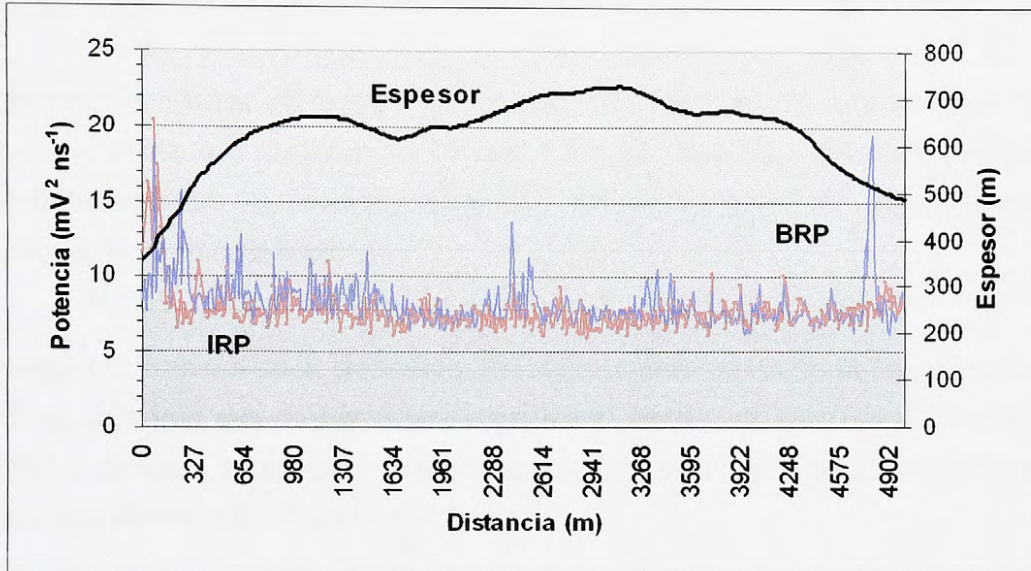
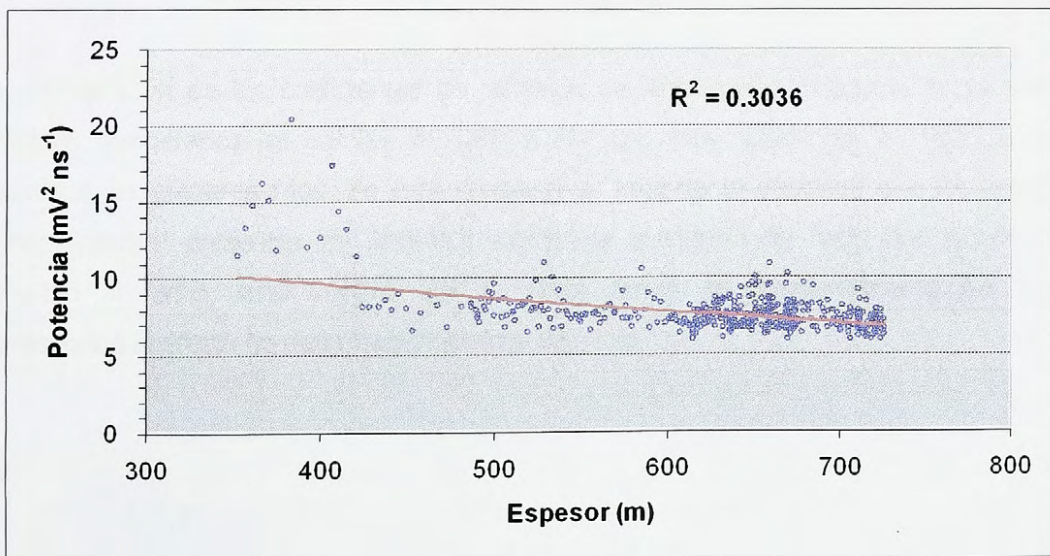


Figura 45B: Relación BRP-espesor registro blanchi.



Otros valores de potencia de reflexión publicados por Rivera *et al* (2001) corresponden al glaciar Tapado (30° 08´ S, 69° 55´ W. 3.6 km<sup>2</sup>). Este glaciar fue estudiado por un equipo de investigadores suizos en conjunto con miembros del Laboratorio de Glaciología. Resultados de la investigación indican la existencia de valores de IRP inferiores a 1 mV<sup>2</sup> ns<sup>-1</sup>, con un promedio de 0.3 mV<sup>2</sup> ns<sup>-1</sup>. Los valores de BRP, poseen un promedio de 2.3 mV<sup>2</sup> ns<sup>-1</sup>, variando ampliamente en el desarrollo del perfil (Rivera *et al*, 2001).

En términos generales, los registros de Antártica presentan un comportamiento de BRP e IRP que se ajusta a lo planteado por Copland & Sharp (2001). Prácticamente la totalidad de los registros muestra un reducido valor de IRP, siempre bajo 1 mV<sup>2</sup> ns<sup>-1</sup>, independiente del espesor de hielo en cada registro.

Registros tales como el cbv3, cbp9naro y j26j04 que poseen espesores de hielo superiores a 1000 m, muestran que conforme se incrementa el espesor de hielo los valores de BRP tienden a disminuir. Excepciones como el registro cbv91 podrían indicar ciertas alteraciones locales que afectan a la señal de radar.

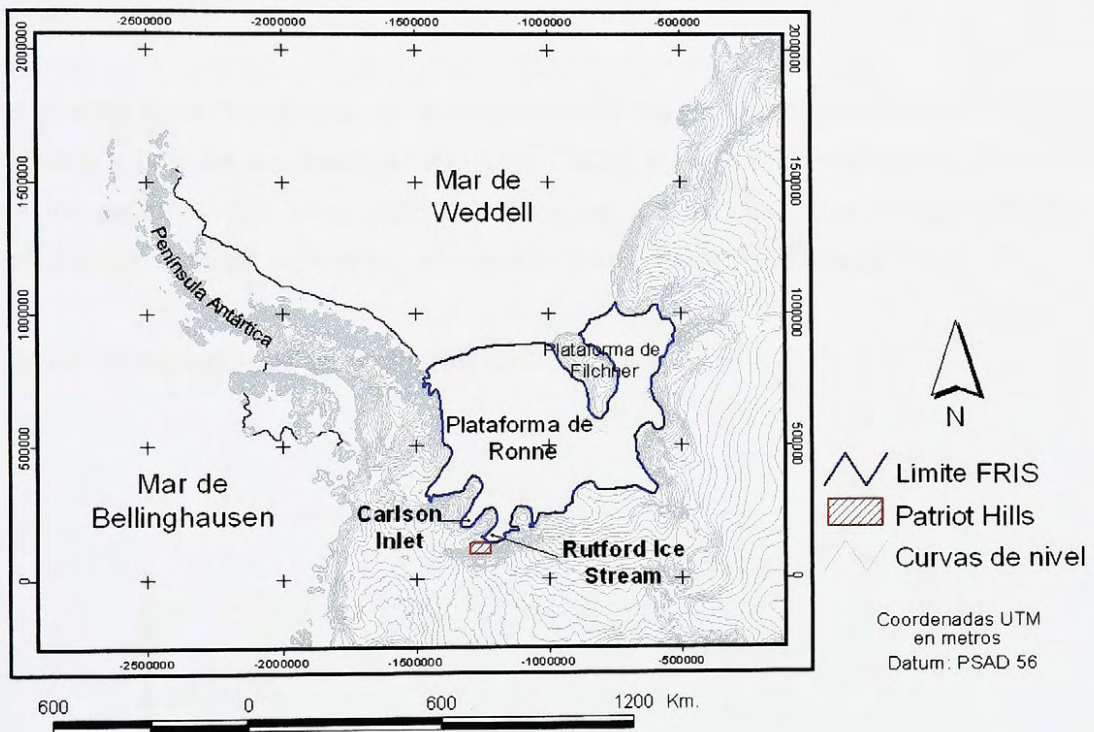
El comportamiento del IRP documentado por Rivera *et al* (2001) para el glaciar Tapado puede explicarse por la altura a la que se encuentra el glaciar (5300 m), lo que le confiere un carácter de glaciar frío, tal como los observados en Antártica.

La comparación de los coeficientes de reflexión de Antártica y Patagonia indica que en glaciares temperados los valores de BRP e IRP son muy superiores en relación a los obtenidos en glaciares fríos. En este contexto es importante destacar que los reducidos valores de IRP presentes en Antártica indican la existencia de hielo que puede estar adherido al lecho, esto implica que la única forma de desplazamiento del glaciar corresponde al efecto de deformación interna del hielo.

### 8.4. Migración del grounding line.

Para estimar los escenarios de migración del grounding line que podrían afectar a Patriot Hills se consideraron tasas de migración del hinge line publicadas por Rignot (1998b) para el Carlson inlet, estas se aplicaron también al Rutford Ice Stream. En la Figura 46 se puede apreciar la cercanía que presenta Patriot Hills con estas unidades y el límite del FRIS.

Figura 46: Localización del Rutford ice stream y el Carlson inlet.



Según Rignot (1998b) el hinge line del Carlson inlet ha retrocedido 374 m en 4 años, entre 1992 y 1966. Esto se infiere por las variaciones en la topografía superficial que se observan en las imágenes de radar de ambos años.

Con objeto de estimar la migración del grounding line de este sector se correlacionó la migración documentada en Rignot (1998b) con los modelos de incremento en la temperatura atmosférica global planteados por el IPCC (2001a) para los próximos 100 años

(Tabla 6). El análisis de migración del grounding line asume una tasa de migración (km) proporcional al aumento de la temperatura (° C) anual.

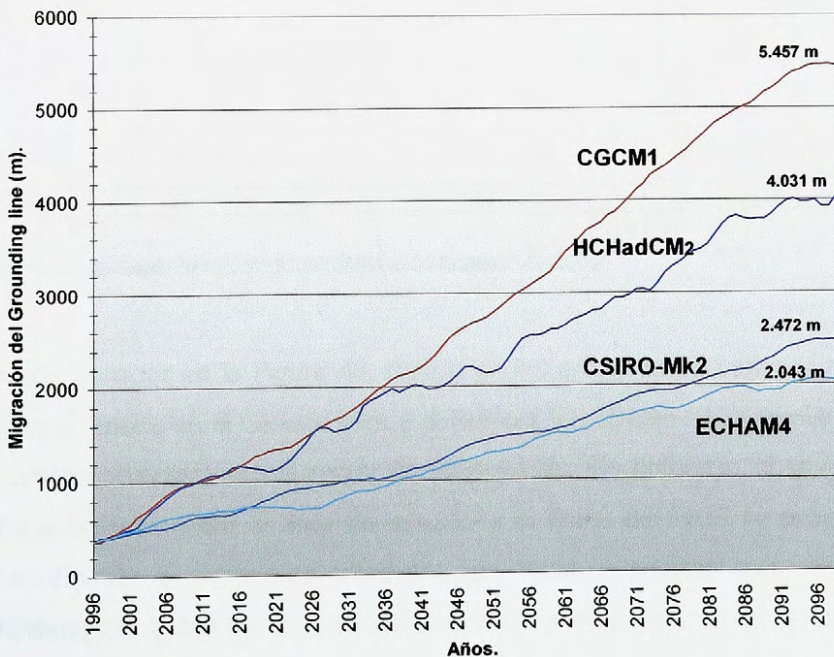
Tabla 6: Incremento de la temperatura atmosférica global para el año 2100.

Modelo	Temperatura estimada (° C)
CGCM1	5.60
CSIRO-Mk2	3.59
HCHadCH2	3.50
ECHAM4	3.32

Fuente: IPCC 2001a.

La relación entre "incremento de la temperatura" y "migración del grounding line estimada" indica que bajo los supuestos del escenario CGCM1 el retroceso del grounding line, dentro de los próximos 100 años, sería del orden de 5.4 km. Según el modelo ECHAM4 el grounding line podría mostrar un retroceso de 2.04 km aproximadamente (Figura 47).

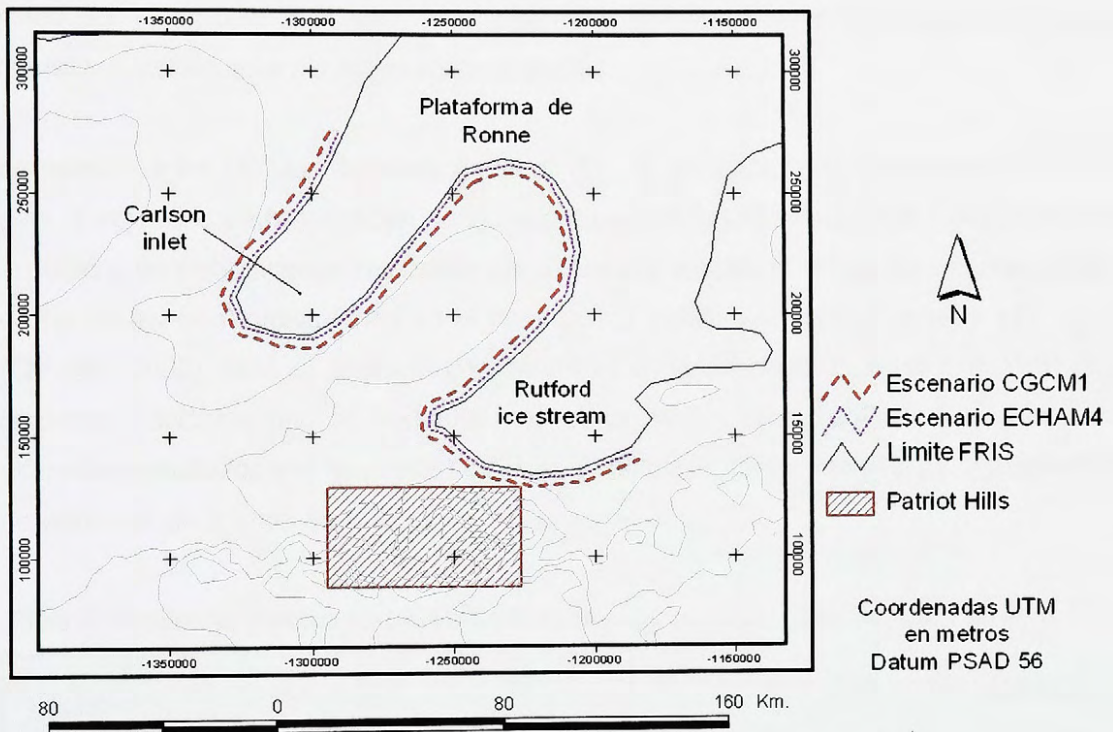
Figura 47: Migración del grounding line en Carlson inlet.



Fuente: IPCC 2001b.

Con objeto de determinar espacialmente la migración del grounding line se procesó en el software IDRISI32 un DEM de la topografía subglacial elaborado por el proyecto BEDMAP (Lythe *et al*, 2001). De este modelo se extrajeron las curvas de nivel de la topografía superficial con una equidistancia de 250 m. Tomando en cuenta la migración estimada para los próximos 100 años se determinaron las posibles líneas de flotación del hielo, el modelo resultante se presenta en la Figura 48.

*Figura 48: Migración del grounding line estimada.*



Como se puede apreciar en la Figura 48, dentro de los próximos 100 años la migración del grounding line estimada en el Carlson inlet y el Rutford Ice Stream no presenta un escenario que pueda afectar directamente el sector de Patriot Hills. Sin embargo, si se considera que la topografía subglacial entre el área de estudio y el límite del FRIS se proyecta hacia el interior del continente, el sistema de grounding line posee un carácter más sensible frente a cambios drásticos del entorno. Esto podría traducirse eventualmente en un retroceso más acelerado del grounding line.

## 9. DISCUSIÓN.

Los registros de RES recopilados en Patriot Hills y analizados en este trabajo permitieron comprobar que la configuración del sistema de radar digital para mediciones continuas, o perfilaje (Rivera *et al*, 2001) resulta útil para el sondeo de sectores englaciados de carácter sinuoso y extenso, donde es posible la circulación de investigadores ayudados por mototoboganes u otro medio de tracción mecánica. Considerando esto, la presencia de grietas o sectores de topografía muy irregular justifica el uso de otros sistemas de medición, como por ejemplo el transporte de equipo por parte de los investigadores para realizar mediciones continuas o puntuales sobre el glaciar.

En relación a los cálculos de espesor glaciar (Ec. 1), cabe destacar que el valor utilizado para la velocidad de propagación de la onda en el hielo (170 m/μs) resulta discutible. De acuerdo a las publicaciones realizadas por diferentes autores la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas en el hielo puede oscilar entre 161.6 m/μs y 171 m/μs (Carvalho, 2002). Esto es producto de diferencias en la densidad del hielo superficial con respecto a sectores que se encuentran a mayor profundidad. La Tabla 7 muestra los diferentes resultados que se pueden obtener al utilizar distintos valores para el parámetro de velocidad de la onda en el hielo.

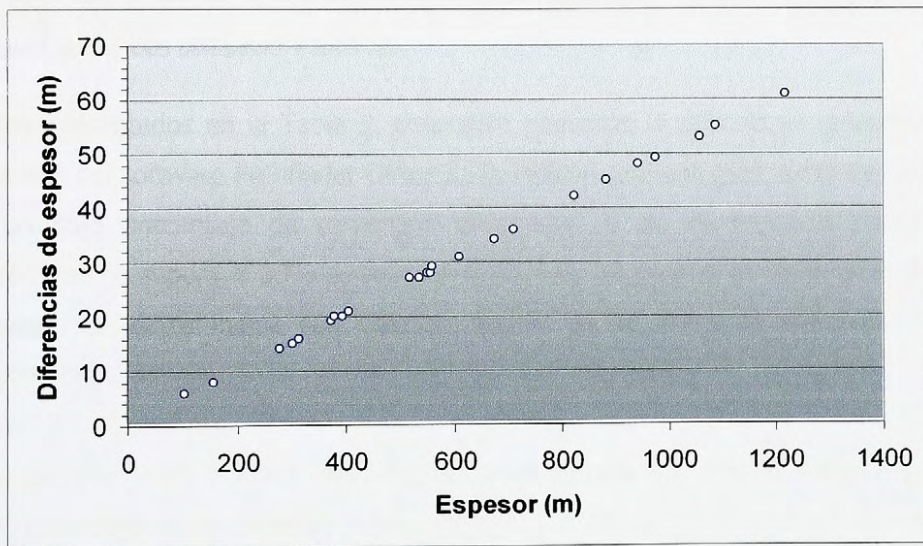
*Tabla 7: Espesores glaciares según distintas velocidades de propagación de la señal.*

Registro	170 m/μs		161,6 m/μs		Diferencia espesor máximo (m)	Diferencia espesor mínimo (m)
	Espesor máximo (m)	Espesor mínimo (m)	Espesor máximo (m)	Espesor mínimo (m)		
cbv3	1315	530	1250	503	65	27
cbmorre	570	417	542	396	28	21
banmorbr	564	284	536	270	28	14
cbv91	904	574	859	545	45	29
cbv5	727	550	691	523	36	27
v6v7	691	322	657	306	34	16
v9v6	1084	390	1031	370	53	20
v13v14	843	108	801	102	42	6
cbbanbri	625	308	594	293	31	15
cbp9naro	1247	999	1186	950	61	49
p9h12osu	1115	965	1060	917	55	48
j02j01	403	160	383	152	20	8
j26j04	965	383	917	364	48	19

Considerando los resultados de la Tabla 7 es claro que el uso de distintas velocidades de propagación de la onda implica la estimación de distintos espesores de hielo. Asumiendo un valor promedio de espesor para cada registro el porcentaje de error en el universo de datos varia en un rango entre 4,9% y 5,2%.

Por otra parte, la Figura 49 muestra que las diferencias en cuanto al espesor estimado tienden a aumentar conforme se profundiza el hielo. A más de 1000 m de profundidad, es decir en aquellos sectores que se encuentran bajo el nivel del mar, las diferencias en el espesor estimado según la velocidad de propagación considerada superan los 60 m. Un error de este orden puede influir directamente sobre los modelos elaborados, generalizando las características del lecho o induciendo errores en la representación de la topografía.

*Figura 49: Diferencias en la estimación de espesores de hielo.*



Si bien es cierto en el presente trabajo los datos GPS permitieron la localización e individualización de los perfiles de RES, tales datos presentaban un importante error en la precisión de las posiciones, tanto en la componente horizontal como en la vertical. Esta situación influyó directamente sobre la calidad de los DEM del área de estudio, puesto que el grado de exactitud de estos se encuentra directamente relacionado con la calidad de los datos GPS.

A la baja calidad de los datos utilizados se debe agregar que la densidad y la distribución espacial de los perfiles de RES realizados en el valle de la Herradura es pobre en relación a los realizados en valle Universidad. La Tabla 8 presenta algunas estadísticas que permiten profundizar acerca de la naturaleza de los datos GPS utilizados.

*Tabla 8: Porcentaje de corrección de archivos GPS.*

<b>Nombre</b>	<b>Total registros</b>	<b>Total posiciones</b>	<b>Posiciones 3D*</b>	<b>posiciones corregidas</b>	<b>%</b>
R112920a	4546	4280	134	1664	38.9
R120117a	3147	2989	72	1871	62.6
R120320a	4706	4455	120	3384	76.0
R120521b	2474	2295	96	24	1.0
R120623a	1246	1047	110	342	32.7
R120817a	1819	1652	116	89	5.4
R120901a	1140	929	146	784	84.4
R120921a	2939	2529	299	1472	58.2
R121019a	4195	3594	468	507	14.1
R121119a	5716	4900	666	394	8.0

*\* Posiciones adquiridas utilizando 4 satélites.*

Los datos presentados en la Tabla 8, obtenidos mediante la utilidad de comprobación de archivos SSF del software Pathfinder Office 2.70, indican que una gran parte de los registros posee un bajo porcentaje de corrección diferencial, 6 de los registros muestran una corrección que no supera el 50% en relación al total de las posiciones capturadas. El análisis del universo de datos indica que sólo un 36.7% de los datos se encuentra corregido diferencialmente.

Por otra parte la Tabla 8 indica que las posiciones obtenidas utilizando cuatro satélites son escasas. Considerando lo anterior, la falta de precisión de las posiciones estaría relacionada con la geometría que presentaban los satélites. En este sentido, la degradación de la señal sería producto de un elevado PDOP, vale decir, los satélites no cubrían todos los cuadrantes derivados de los puntos cardinales y/o se presentaban muy dispersos en el espacio con relación al receptor GPS.

Considerando los errores en la precisión de los datos GPS, la interpretación detallada de la topografía subglacial del área de estudio se basó más bien en el análisis de los perfiles

topográficos, los distintos modelos de elevación digital presentados se utilizaron para complementar las interpretaciones preliminares.

La topografía subglacial en el margen Sur del valle de la Herradura posee un carácter abrupto e irregular, se comprobó la existencia de sectores que se encuentran hasta 500 m bajo el nivel del mar. Hacia el Sureste del campamento base se detectó una notoria profundización del lecho. Tal rasgo guardaría relación con la existencia de un valle subglacial que une el área de estudio con el FRIS drenando los glaciares a través del Hercules inlet.

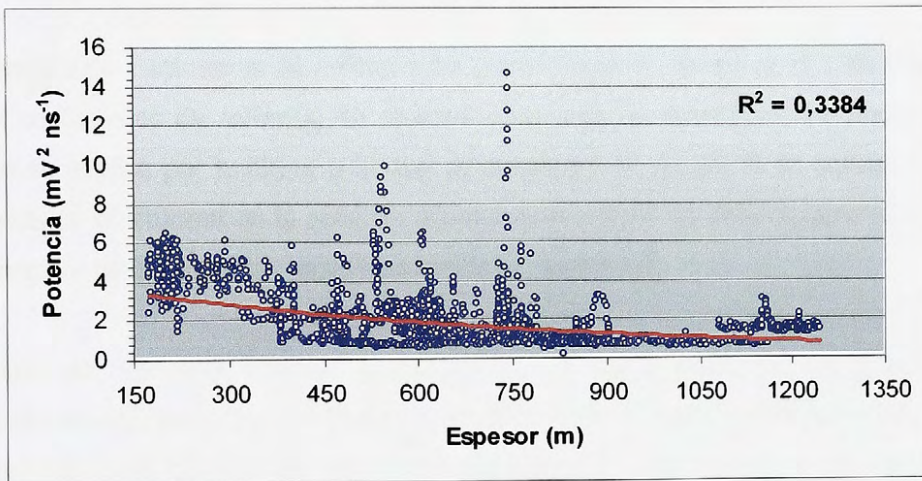
Las características topográficas del valle de la Herradura concuerdan con descripciones anteriormente realizadas por autores como Lythe *et al* (2001), quienes afirman que este sector del continente Antártico corresponde a una sucesión de archipiélagos y unidades topográficas individuales. El sector de los montes Ellsworth corresponde a un bloque tectónico, tal como el "executive comitte" y el "flood range", que se encuentran separados por profundas trincheras, a veces ocupadas por glaciares efluentes y corrientes de hielo.

Los DEM presentados en este trabajo permiten inferir que ciertas características de la topografía subglacial del valle de la Herradura y los montes Patriot presentan algunos rasgos comunes a los descritos por Casassa *et al* (1998) para el valle Universidad. Ambos valles presentan una topografía de carácter abrupto y sectores que se encuentran bajo el nivel del mar, lo que corresponde a una situación normal en este sector del continente. Un rasgo definitorio del valle de Universidad en relación al valle de la Herradura, podría ser la existencia de una morfología subglacial de origen fluvial con laderas en "V" (Rivera, comunicación personal).

El carácter restringido del modelo de elevación digital en el margen Sur del valle de la Herradura, no permite profundizar respecto de las diferencias entre ambos valles. Sin embargo y considerando el análisis realizado en este trabajo, es posible afirmar que las estribaciones subglaciales de los montes Patriot y Marble, juegan un importante rol en la definición de la topografía subglacial de este sector.

Los resultados del análisis de las características de reflexión interna y reflexión del lecho, presentan tendencias que se ajustan a lo planteado por autores como Gades *et al* (2000), respecto a la naturaleza de los glaciares fríos. Estos autores indican que la reducción en la intensidad de la onda electromagnética es un efecto de primer orden conforme se incrementa el espesor de hielo, de esta forma se asume que cambios en el espesor de hielo pueden causar variaciones en el BRP (Gades *et al*, 2000). La Figura 50 muestra las variaciones en el comportamiento de los valores de BRP sometidos análisis en el presente trabajo.

Figura 50: Relación BRP – espesor de los archivos RES analizados.



Si bien es cierto la Figura 50 muestra la existencia de peaks de BRP en un rango de espesores que no concuerda con los mínimos espesores de hielo encontrados en Patriot Hills, es posible visualizar una tendencia a la disminución de los valores de reflexión del lecho a mayores espesores de hielo.

Considerando el comportamiento del BRP mostrado en la Figura 50 y los valores presentes en la Tabla 5, cabe destacar que existe una amplia diferencia entre los peaks de BRP detectados en el valle Universidad en relación a los observados en el valle de la Herradura. En este último los máximos valores de reflexión del lecho son superiores a 10.0 mV<sup>2</sup> ns<sup>-1</sup> (peaks observados entre los 500 y 800 metros de espesor en la Figura 50), mientras que en

el valle Universidad no superan los  $6.5 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ . Tal diferencia en la reflexión del lecho podría ser un indicador de diferencia litológicas en el lecho de ambos valles.

La comparación entre el comportamiento de los coeficientes de reflexión entre los glaciares fríos de Antártica y temperados, como el glaciar Chico en el Campo de Hielo Sur, arroja claras diferencias. El comportamiento del IRP, que presenta valores elevados en los glaciares temperados se explica por la mayor complejidad en la estructura interna del glaciar, esta se debe a factores como la presencia de lentes de hielo o grietas, entre otros. Por otra parte, el agua de fusión que se puede presentar en el lecho se puede traducir en un incremento de los valores de BRP.

Considerando los parámetros de reflexión del glaciar Tapado (Rivera *et al*, 2001), es notorio que los coeficientes de reflexión se ajustan a los valores detectados en Antártica. Esta situación se explica por la altura a la que se encuentra el glaciar. Si se considera que las mediciones se efectuaron en la zona de acumulación a 5336 m, resulta claro que la fusión del hielo se ve limitada por las bajas temperaturas imperantes.

Finalmente, es necesario destacar que la estimación de la migración del grounding line presentada en este trabajo corresponde a un análisis de carácter preliminar y básico, pues se ha omitido gran cantidad de variables tales como: Balance de masa del Carlson inlet, registros históricos de la variación térmica hacia el interior del continente y variaciones locales en el balance de masa de los glaciares del sector, entre otras. La alteración de estos factores podría determinar cambios en el comportamiento del sistema de grounding line, que se pueden traducir en variaciones en las tasas de migración dentro de los próximos 100 años.

## **10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.**

Si bien es cierto las características de la topografía subglacial de los sectores cercanos a Patriot Hills corresponden a las típicas de la sección occidental del continente Antártico, la generación de un escenario de inestabilidad resulta poco probable dentro de las próximas décadas. Esto significa que los glaciares de este sector mantendrían la condición cercana al equilibrio detectada por Casassa *et al*/(1998).

Los diagramas R y perfiles topográficos permitieron detectar en forma clara el retorno subglacial y la presencia de reflectores internos. Los reflectores presentes en los diagramas corresponden a una banda morrénica que se desplaza bajo el hielo a lo largo del margen Sur del valle de la Herradura para posteriormente aflorar en superficie. Esta banda morrenica experimenta cambios notorios en su morfología, en el margen Sur del valle de la Herradura no presenta grandes accidentes en su desarrollo, esto cambia notoriamente en las inmediaciones de los montes Patriot. Los perfiles localizados tanto al Sureste y Noroeste de este sector indican un cambio en la pendiente y una inflexión de la banda morrenica hacia la superficie (Carta 5). La variación en la morfología de la banda morrenica puede deberse a las irregularidades topográficas presentadas por las estribaciones subglaciales de los montes Ellsworth.

Cabe destacar que en el margen Sur del valle de la Herradura, entre los montes Marble y los montes Ellsworth se aprecia una topografía que sugiere la existencia de un exhutorio. Tal morfología podría estar asociada con la presencia de una cuenca entre los montes Marble e Independence pre-existente a la aparición del hielo en este sector. Esta cuenca podría conectarse con otras, a través de las cuales se drenan los glaciares hacia el FRIS, alimentando el volumen de hielo que se descarga hacia esta zona.

El análisis de los registros de radar obtenidos en el valle de la Herradura permitió determinar que la topografía subglacial de este sector es de carácter irregular. El lecho presenta una notoria profundización hacia el Norte de los montes Patriot. En este punto se alcanzó el límite de detección del radar (1300 m) lo que confirma la existencia de sectores que se encuentran bajo el nivel del mar. Tal situación ya había sido documentada por Rivera *et al*

(1998), para el valle Universidad y se enmarca dentro de la descripción general planteada por la iniciativa BEDMAP (Lythe *et al*, 2001) en ese sector del continente.

El lecho entre Patriot Hills y el FRIS presenta características similares, alcanzando espesores mayores a 1400 m en las inmediaciones de la plataforma flotante. El lecho en este sector se proyecta hacia el interior del continente (Lythe *et al*, 2001), lo que puede significar que frente a un eventual colapso del FRIS la topografía subglacial del área cercana a Patriot Hills favorecería una rápida migración del grounding line, drenando los glaciares del interior de Antártica hacia el mar de Weddell. Sólo algunas elevaciones subglaciales localizadas cerca de los cordones montañosos podrían actuar como anclajes someros. Sin embargo, su capacidad de frenar un posible retroceso de los glaciares es discutible.

Los resultados presentados en este trabajo indican que un escenario de inestabilidad y colapso de los glaciares resulta poco probable dentro de las próximas décadas. La estimación de la migración del grounding line, aunque de carácter general, indica que el retroceso de la línea de flotación de los glaciares no superaría la decena de kilómetros, afectando sólo los sectores más cercanos al límite del FRIS.

El análisis de las características internas y la naturaleza del lecho de los glaciares de Patriot Hills indica que actualmente las condiciones de deslizamiento en la base de los glaciares son más bien limitadas. Esto se debe a que el lecho se encuentra bajo la temperatura de congelamiento, lo que minimiza el desplazamiento por lo que los glaciares de este sector muestran rasgos dinámicos asociados principalmente a la deformación del hielo.

No obstante, es necesario reconocer que el análisis de migración del grounding line presentado corresponde a una estimación de carácter general y que puede ser tomada como un indicador, pero que no representa con alto grado de exactitud la situación real. En este sentido, es recomendable la generación de nuevas investigaciones, que permitan analizar en detalle el comportamiento de la línea de flotación de los glaciares.

Surge entonces la necesidad de continuar estudios glaciológicos en el sector de Patriot Hills, la recolección de información detallada acerca de la topografía superficial y subglacial,

estudios de balance de masa, propiedades eléctricas del hielo y aplicación de teledetección, es fundamental para poder estimar el comportamiento de los glaciares en el futuro. En relación a la estimación de espesor de hielo y considerando los problemas abordados en este trabajo, futuras prospecciones de RES requieren de la determinación de la velocidad de propagación de la señal *in situ*. No sólo con el objeto de mejorar la precisión del cálculo de espesores, si no que también para la posterior interpretación detallada de los registros. Es claro que este ejercicio resulta recomendable a otros tipos de glaciares que se localicen en diversos sectores.

Considerando lo anterior es recomendable la generación y desarrollo de iniciativas de estudio que promuevan la instalación de instrumental científico o refugios de temporada. Tales instalaciones y su personal no deberían verse afectados por la generación de un escenario de inestabilidad en el mediano plazo.

Finalmente, es necesario destacar que la condición de estabilidad de los glaciares del área de estudio no sólo debería favorecer el desarrollo de nuevas iniciativas científicas, sino que también permitirá el desarrollo de actividades de índole deportiva y turística, que en su conjunto posibiliten el desarrollo integral de este sector del territorio Antártico.

## **11. BIBLIOGRAFÍA.**

Anderson, S. 2002. An Evaluation of Spatial Interpolation Methods on Air Temperature in Phoenix, AZ Department of Geography, Arizona State University, 154 pp.

Benn, D & D. Evans. 1998. *Glaciers & Glaciation*. Oxford University Press. Londres, Inglaterra, 733 pp.

Berguño, J. 1985. *Las 22 vidas de Shackleton*. Editorial Universitaria. Santiago, Chile, 347pp.

Bogorodsky, V., C. Bentley & P. Gundmansen. 1985. *Radioglaciology*. Riedel publishing. Co. Netherlands. 254 pp.

Carvalho, R. 2002. Sistema de radar para hielo: Una propuesta de trabajo para mejorar el rango efectivo, las prestaciones y de análisis posterior en la obtención e información relevante a partir de perfiles. Tesis para optar al grado de Magíster. Departamento de Ingeniería Eléctrica. Universidad de Santiago de Chile (USACH). Chile.

Carrasco, J., G. Casassa & A. Rivera. 2000. A warm event in Patriot Hills, Antarctica: a ENSO related phenomenon?. VI International conference on southern hemisphere meteorology and oceanography. American meteorological society y Universidad de Chile: 240-242.

Carrasco, J & J. Quintana. 2000. Temperature and precipitation behavior during 1961-1968 period at the northern tip of Antarctic Peninsula. VI International conference on southern hemisphere meteorology and oceanography. American meteorological society y Universidad de Chile: 234-235.

Casassa, G., H. Brecher, C. Cárdenas & A. Rivera. 1998. Mass balance of the Antarctic ice sheet at Patriot Hills. *Annals of Glaciology*, 27: 130-134.

Casassa, G. 1999. ¿Se derrite la Antártica?. *Boletín Antártico Chileno*, 18 (2): 30-33.

Casassa, G., A. Rivera, H. Lange & C. Cárdenas. 2000. Estudios glaciológicos en Patriot Hills, Antártica. II Actas del IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas. Chile: 359-363.

Copland, L & M. Sharp. (2001): Mapping thermal and hydrological conditions beneath a polythermal glacier with radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 47 (157): 232-242.

Craddock. C., J. Anderson & G. Webers. 1972. Geologic outline of the Ellsworth mountains. *Antarctic geology*. North Holland publishing. Holanda, 115-170.

Davis, J & P. Annan. 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical prospecting*, 37: 531-551.

Denton, G., J. Bockheim, R. Rutford & B. Andersen. 1992. Glacial history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. *Geological Society of America*, 170: 403-431.

Doake, C. 1985. Antarctic mass balance: Glaciological evidence from Antarctic Peninsula and Weddell sea sector. *Glaciers, ice sheets, and sea level: Effect of a CO<sub>2</sub> - induced climate change*. Department of energy. Office of energy research. Washington DC. USA, Report DOE/ER/60235-1.

Doake, C & D. Vaughan. 1991. Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. *Nature*, 350 (6316): 328-330.

Felicísimo, A. 1994. *Modelos Digitales de Terreno. Introducción y aplicación en las ciencias ambientales*. Pentalfa ediciones. Madrid, España, 222 pp.

Frezzotti, M., A. Capra & L. Vittuari. 1998. Comparison between glacier ice velocities inferred from GPS and sequential satellite images. *Annals of Glaciology*, 27: 54-60.

Gao, J & Y. Liu. 2001. Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review. *Progress in physical geography* 25 (4): 520-540.

Gades, A., C. Raymond, H. Conway & R. Jacobel. 2000. Bed properties of Siple dome adjacent ice streams, West Antarctica, inferred from radio-echo sounding measurements. *Journal of Glaciology*, 46 (152): 88-101.

Gornitz, V., S. Lebedeff & J. Hansen. 1982. Global sea level trend in the past century. *Science*, 215: 1611-1614.

Hulbe, C., E. Rignot & D. MacAyeal. 1998. Comparison of ice-shelf creep flow simulations with ice-front motion of Filchner-Ronne ice shelf, Antarctica, detected by SAR interferometry, *Annals of Glaciology*, 27: 182-186.

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change. (2001a): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental panel on Climate Change.* Cambridge University press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change. (2001b): *Climate change 2001: Impacts, adaptation, and vulnerability. Report of working group II of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Geneva, Switzerland, 17 pp.

Izaguirre, I & G. Mataloni. 2000. *Antártida, descubriendo el continente blanco.* Ediciones Caleuche. Bariloche. Argentina, 190 pp.

Jacka, T & W. Budd. 1998. Detection of temperature and sea-ice-extent changes in the Antarctic and southern ocean, 1949-96. *Annals of Glaciology*, 27: 553-559.

Jacobs, S., H. Helmer, C. Doake, A. Jenkins & R. Frolich. 1992. Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. *Journal of Glaciology*, 38 (130): 375-387.

Jens-ove-Naslünd. 1997. Sub glacial preservation of valley morphology at Amundsenisen, western Dronning Maud land, Antarctica. *Earth surface processes and landforms*, 22 (5): 441-455.

Joughin, I., L. Gray, R. Bindshadler, S. Price, D. Morse, C. Hulbe, K. Mattar & Ch. Werner. 1999. Tributaries of the West Antarctic Ice Streams revealed by RADARSAT Interferometry. *Science*, 286: 283-286.

Joughin, I & S. Tulacsyk. 2002. Positive mass balance of the Ross ice streams, West Antarctica. *Science*, 295: 476-780.

Lambrecht, A., C. Mayer, H. Oerter & U. Nixdorf. 1999: Investigations of the mass balance of the southeastern Ronne ice shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 29: 250-254.

Lythe, M., D. Vaughan and the BEDMAP consortium. 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of geophysical research*, 106 (B6): 11135-11351.

Macharet. Y., M. Moskalevsky & E. Vasilenko. 1993. Velocity of radio waves in Glaciers as an indicator of their hydrothermal state structure and regime. *Journal of Glaciology*, 39 (132): 373-384.

Meier, M. 1990. Reduced rise in sea level. *Nature*, 343: 115-116.

Mellor, M & Ch. Swithbank. 1989. Airfields on Antarctic glacier ice. CREL Report 89-21. US Army corps of engineers. Cold regions research & Engineering laboratory. Washington, USA, 98 pp.

Mercer, J. 1978. West Antarctic ice sheet and CO<sub>2</sub> Greenhouse effect: A threat of disaster. *Nature*, 271: 321-325.

Nereson, N., C. Raymond, E. Waddington & R. Jacobel. 1998. Migration of the Siple dome ice divide, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 44 (148): 643-651.

Nesje, A & O. Dahl. 2000. *Glaciers and environmental Change*. Oxford University Press. Oxford, Inglaterra, 203 pp.

Nixford, U., D. Steinhage, U. Meyer, L. Hempel, M. Jenett, P. Wachs & H. Miller. 1999. The newly developed airborne radio-echo sounding system of the AWI as a glaciological tool. *Annals of Glaciology*, 29: 231-238.

Oppenheimer, M. 1998. Global Warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet. *Nature*, 393: 325-332.

Oyola, O. 1996. Métodos de Interpolación: Una Perspectiva Analítica. Memoria para optar al Título de Cartógrafo, Universidad Tecnológica Metropolitana, Santiago, Chile.

Paterson, W. 1981. *The Physics of Glaciers*. 2ª edición. Pergamon Press. Oxford, Inglaterra, 385 pp.

Plewes, L & B. Hubbard. 2001. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography*, 25 (2): 203-236.

Powell, D & R. Alley. 1997: Deformation of tillbeneath a ice stream B, West Antarctica. *Nature*, 322: 57-59.

Rignot, E. 1998a. Fast recession of a west Antarctic glacier. *Science*, 281: 549-551.

Rignot, E. 1998b. Radar interferometry detection of hinge line migration on Rutford ice stream and Carlson inlet, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27: 25-32.

Rivera, A., G. Casassa, R. Carvallo & C. Cárdenas. 1998. Complex subglacial topography revealed under the Antarctic ice sheet at Patriot Hills. Antarctica. Abstract, I Antarctic Geodesy Symposium – AGS'98.

Rivera, A., G. Casassa & C. Acuña. 2001. Mediciones de espesor de hielo en los glaciares de Chile centro-sur. *Investigaciones Geográficas*. Universidad de Chile, 35: 67-100.

Rivera, A & G. Casassa. 2002: Ice thickness measurements on the Southern Patagonia Ice Field. In *The Patagonian Ice Fields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York. 192 pp.

Scambos, T., C. Hulbe, M. Fahnestock & J. Bohlander. J. 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of glaciology*, 46 (154): 516-530.

Shuman, C & C. Stearns. 2001. Decadal-length composite inland West Antarctic temperature records. *Journal of Climate*, 14:1977-1988.

Siegert, M. 1999. On the origin, nature and uses of Antarctic ice-sheet radio-echo layering. *Progress in Physical Geography*, 23 (2): 159-179.

Spörli, K & C. Craddock. 1992. Stratigraphy and structure of the Marble, Independence and Patriot Hills. Heritage range, Ellsworth mountains. West Antarctica. *Geological society of America. Memoir 170: 351-364.*

Sugden, R & M. Clapperton. 1980. West Antarctic ice sheet fluctuations in the Antarctic Peninsula area. *Nature*, 286: 378-381.

Switbank, Ch. 1998. *Satellite image atlas of glaciers of the world*. Antarctica. United States Geological Survey. Professional paper 1366b.

TRIMBLE Navigation. 1992. *General reference for the GPS Pathfinder system*. TRIMBLE Navigation, Ltd. Sunnyvale. CA. 148 pp.

Van der Veen, C. 1999. *Fundamental of glacier dynamics*. A. A. Balkema, Rotterdam Brookfield, 462 pp.

Vaughan, D., J. Sievers, C. Doake, H. Hinze, D. Mantripp, V. Pozdeev, H. Sanhäger, H. Shenke, A. Solheim & F. Thysen. 1995. Subglacial and seabed topography, ice thickness and

water column thickness in the vicinity of Filchner-Ronne shelves, Antarctica. *Polarforschung*, 64: 75-88.

Warrick, R., E. Barrow & T. Wigley. 1993. *Climate and sea level change: A synthesis. Climate and sea levels Change. Observations, projections and implications.* Cambridge University press. Cambridge, Inglaterra, 424 pp.

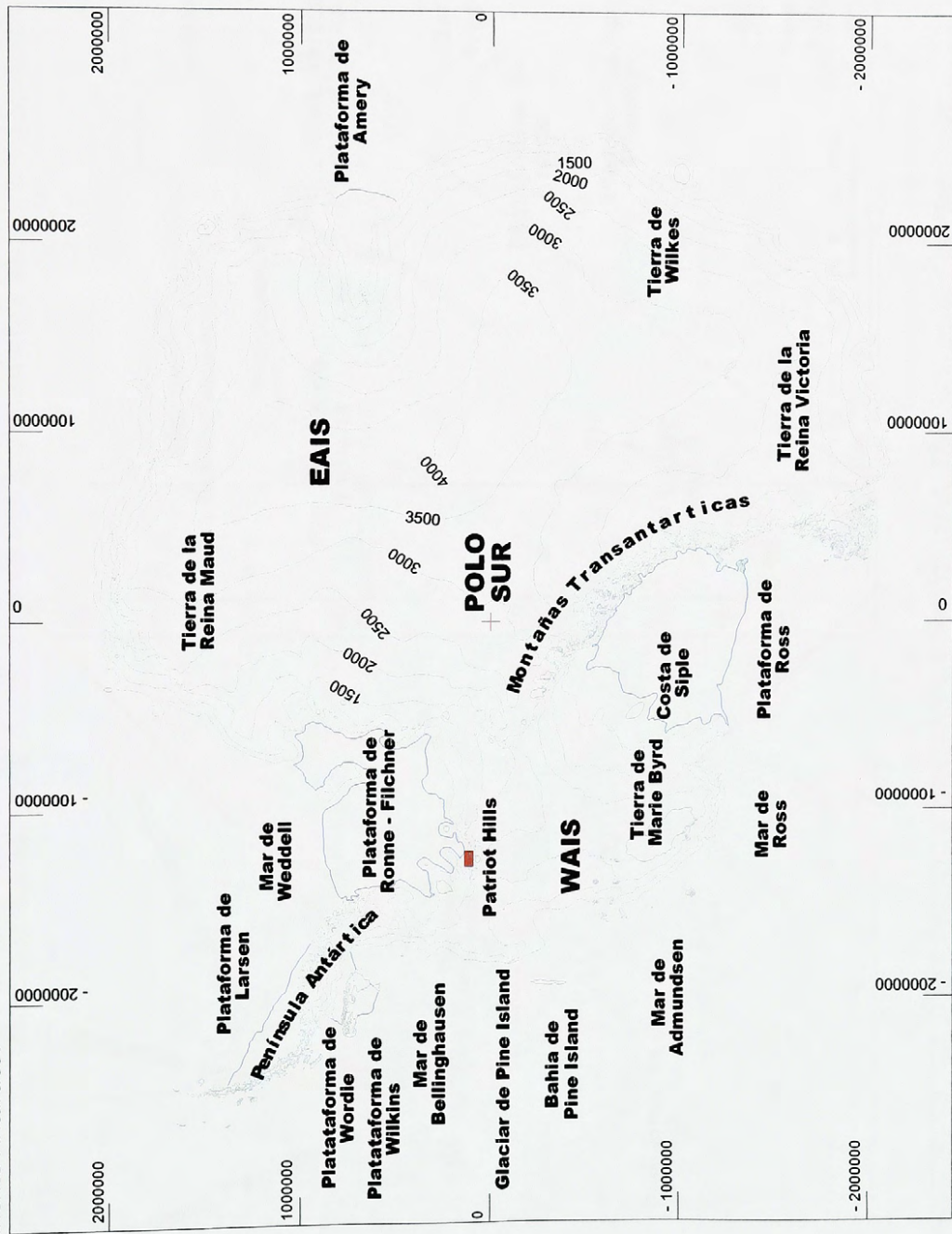
Watts, R & W. Isherwood. 1978. Gravity surveys in glacier-covered regions, *Geophysics*, 43 (4): 819-822.

Weertman, J. 1976. Glaciology's grand unsolved problem. *Nature*, 260: 284-286.

Wigley, T & S. Raper. 1993. Future changes in global mean temperature and sea level. En: *Climate and Sea level Change. Observations, Projections and Implications.* Cambridge University Press. Cambridge, England. 424 pp.

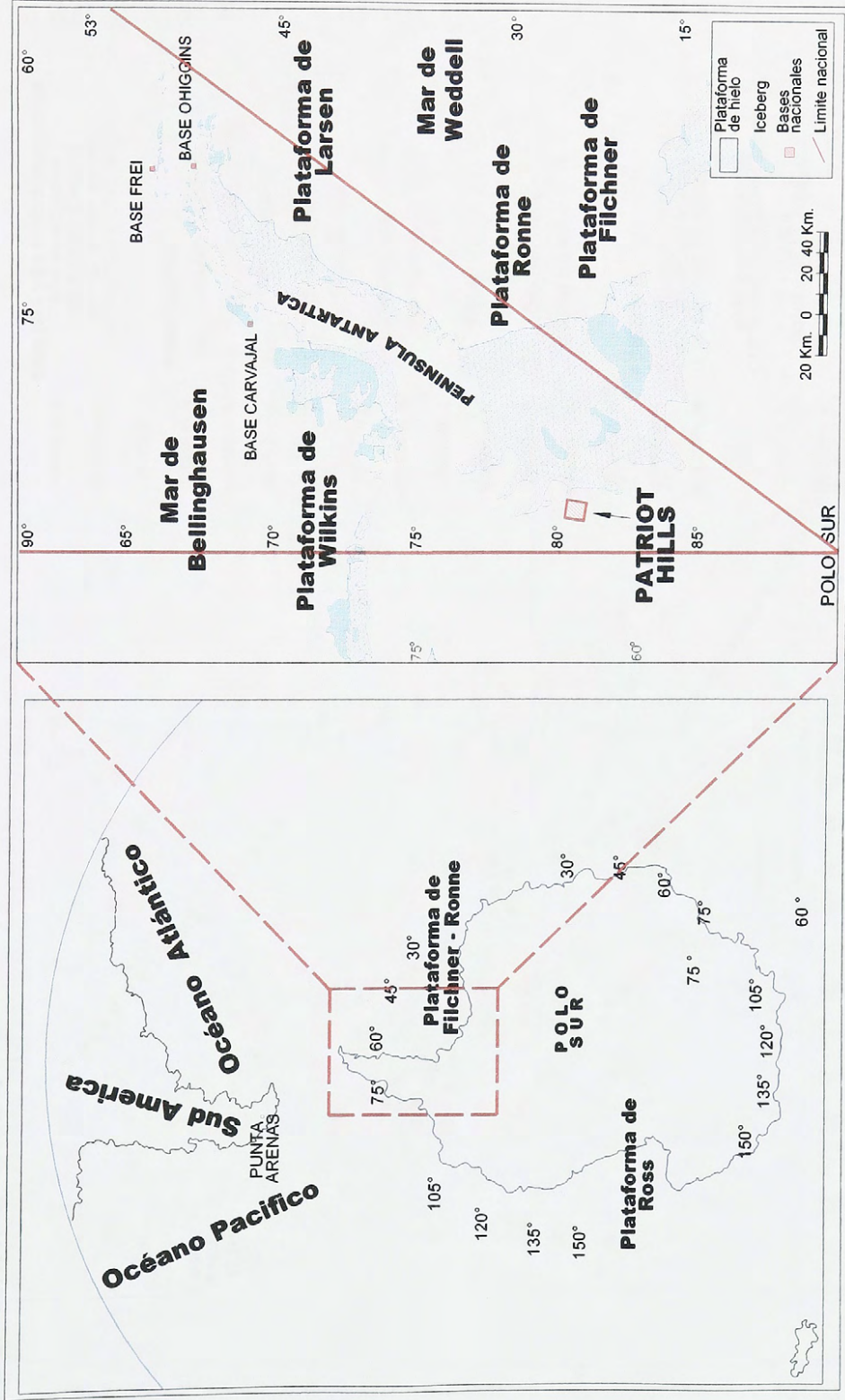
## **12. ANEXO CARTOGRAFÍA.**

Carta 1: Continente Antártico.



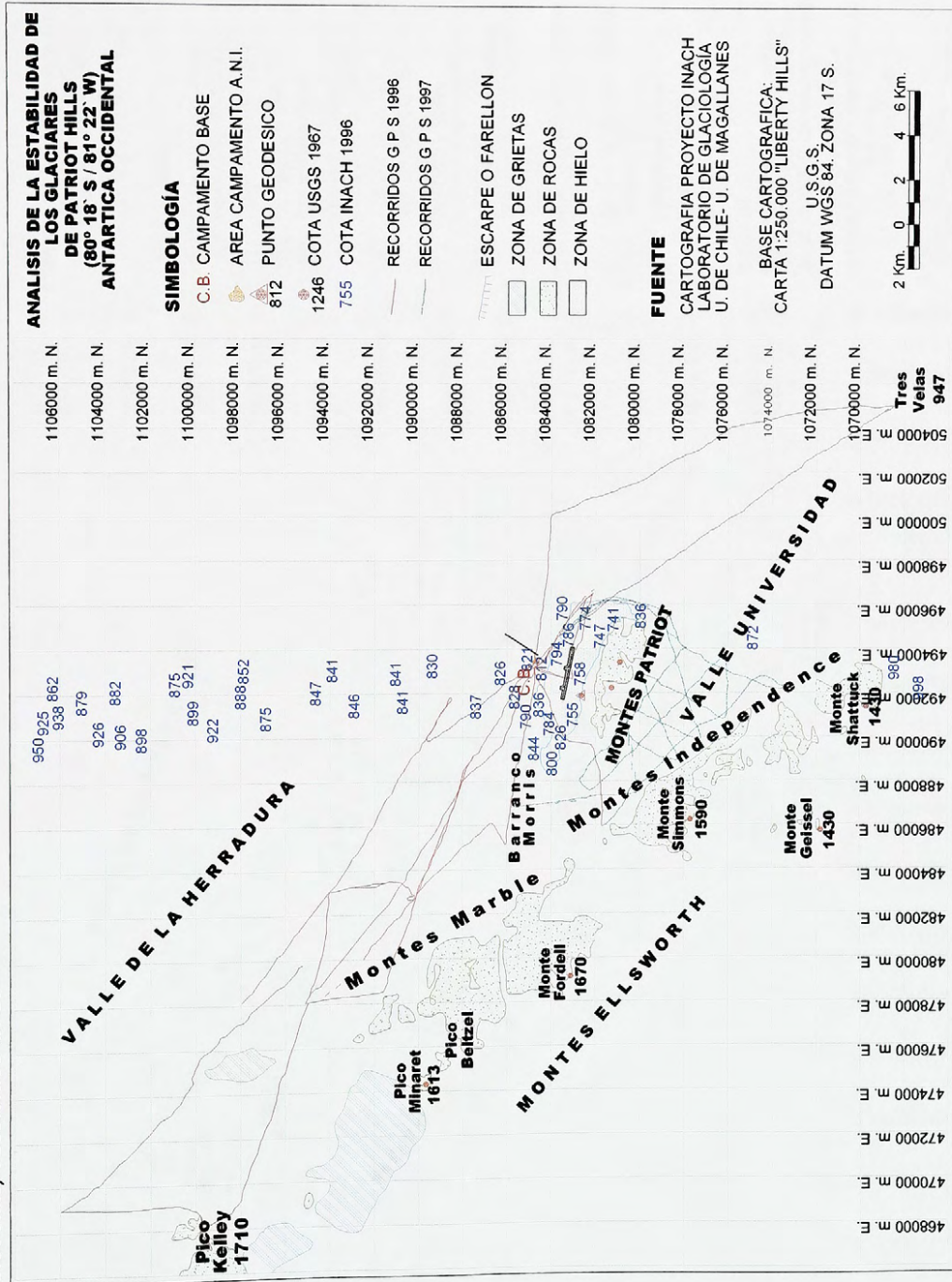
Fuente: Curvas de nivel cada 250m. Proyecto BEDMAP (Lythe et al, 2001).

Carta 2: Patriot Hills en el continente Antártico.

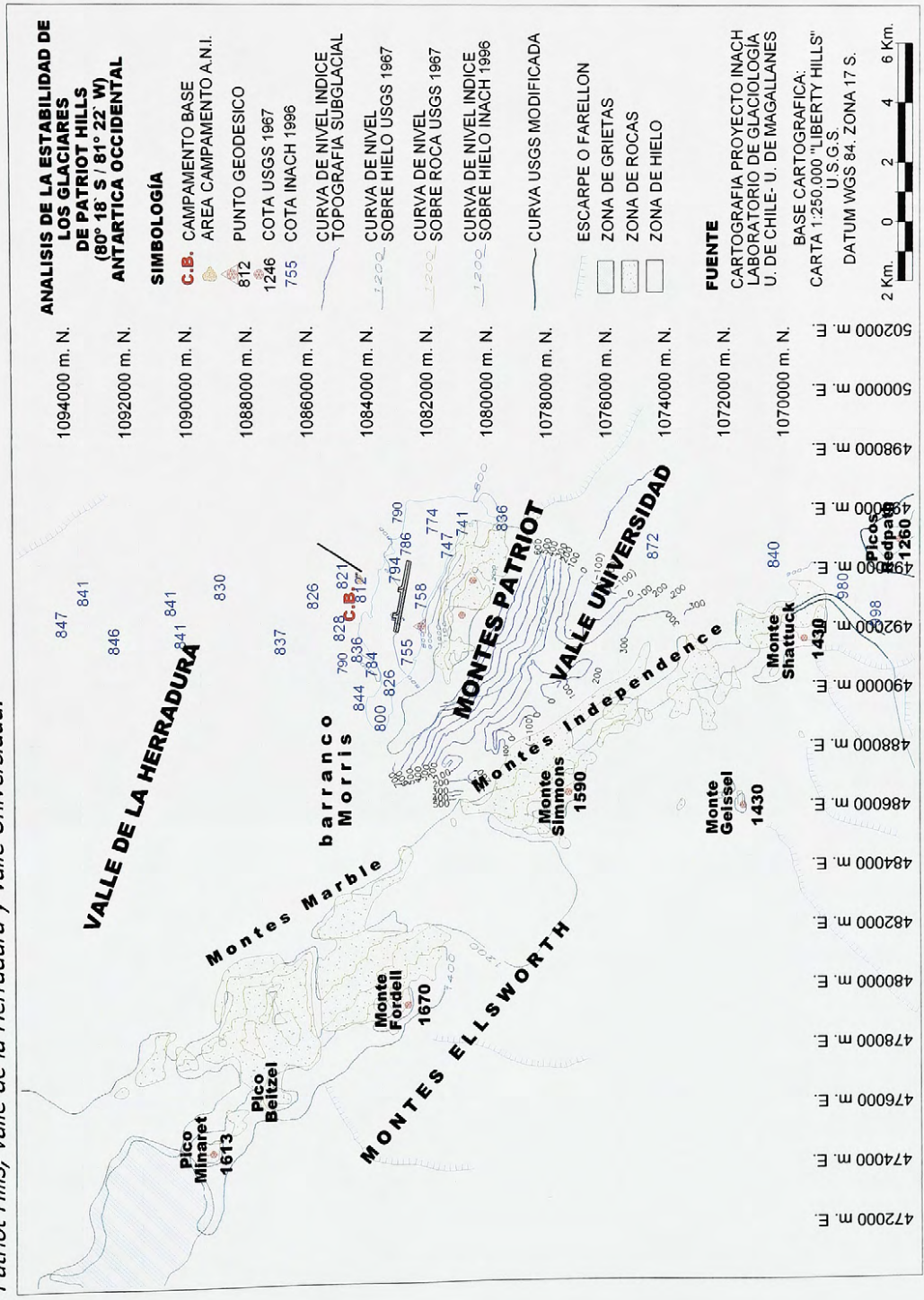


Fuente: Cartografía proyecto INACH. Laboratorio de Glaciología Universidad de Chile, Universidad de Magallanes.

Carta 3: Patriot Hills, recorridos GPS.



Carta 4: Patriot Hills, valle de la Herradura y valle Universidad.



Carta 5: Patriot Hills, imagen ASTER compuesta por Rivera (en preparación).

