

MEDICIÓN DE ESPESORES DE HIELO EN CHILE

Andrés Rivera (*)
Gino Casassa (**)

RESUMEN - Se presentan los principales métodos de medición de espesores de hielo empleados en Chile durante las últimas décadas. Se describe en detalle el sistema de radio eco sondaje, el cual se ha empleado con éxito en Chile central y Patagonia, donde se ha revelado una compleja topografía subglacial.

Se presentan resultados de mediciones realizadas en Chile central y en el Norte chico, donde se midieron espesores máximos de hasta 222 m para el glaciar Juncal Norte, empleando un sistema de radar digital portátil, que requiere cañas de fibra de vidrio para portear las antenas. Estos resultados contrastan significativamente con los espesores máximos detectados en Antártica, donde el hielo frío permite una penetración del orden de los 1300 m, así como en Patagonia, donde se han medido hasta 800 m de hielo temperado.

Las mediciones de espesor realizadas en el país hasta la fecha, entregan un importante antecedente para el cálculo del volumen de agua existente en estado sólido, así como sus posibles cambios futuros, debido al fuerte proceso de adelgazamiento y retroceso que han experimentado los glaciares de Chile, permitiéndose una mayor precisión en la determinación del aporte de los glaciares al aumento global del nivel del mar.

1.- INTRODUCCION

La mayor parte de los glaciares del país han experimentado durante las últimas décadas, un importante retroceso, adelgazamiento y pérdida de superficie, debido a las tendencias de aumento de las temperaturas y disminución de las precipitaciones detectadas en gran parte del país (RIVERA et al., 2000a; ANIYA et al., 1997), lo que ha contribuido significativamente al aumento global del nivel del mar (ANIYA, 1999).

Este proceso de deglaciación ha tenido efectos negativos en términos de los volúmenes de reservas sólidas de agua existentes en la Cordillera Andina, puesto que en Chile Central, se han detectado pérdidas de hasta un 50% de la masa de algunos glaciares (RIVERA et al., 2000b).

Una de las principales consecuencias de esta disminución, se relaciona con los caudales de las cuencas asociadas al hielo durante los meses de verano, donde la ablación glaciar, puede representar más del 68% del caudal (PEÑA and NAZARALA, 1987).

Para estimar con mayor precisión el aporte de los glaciares a los caudales de los principales ríos de la región central de Chile, es fundamental completar los inventarios existentes, realizar un mayor número de trabajos glaciológicos e iniciar un programa sistemático de balance de masa para los principales glaciares de esta parte del país.

Hasta la fecha, sólo existe un glaciar con un programa exitoso de balance de masa en Chile Central, el cual es dirigido por la Dirección General de Aguas, del Ministerio de Obras Públicas, en el glaciar Echaurren (ESCOBAR et al, 1995). No obstante lo anterior, es necesario iniciar programas de monitoreo sistemático de glaciares de mayor magnitud y que representen las fluctuaciones y tendencias de otras cuencas del centro del país.

Entre las características menos conocidas de los glaciares del país, destacan su espesor y el volumen equivalente en agua, por lo que el Laboratorio de Glaciología, integrado por la Universidad de Chile en Santiago y la Universidad de Magallanes en Punta Arenas, ha iniciado en colaboración con investigadores extranjeros, un extenso programa de mediciones glaciológicas. Entre los glaciares estudiados destacan el Juncal norte, en la cuenca del Aconcagua, el San Francisco en la cuenca del Maipo y el Tapado en la cuenca del Elqui.

Este trabajo presenta los principales métodos de medición de espesor de hielo empleados en Chile, así como los primeros resultados obtenidos en glaciares de Chile Central.

(*) Departamento de Geografía, Universidad de Chile

(**) Instituto de la Patagonia, Universidad de Magallanes

2.- METODOS DE MEDICIÓN DE ESPESOR DE HIELO EMPLEADOS EN CHILE

Las mediciones de espesor de hielo en Chile han sido realizadas con dos métodos:

2.1.- El método gravimétrico

Este método permite determinar el espesor del hielo a partir de la deficiencia de la componente vertical de la aceleración de gravedad observada sobre un glaciar. Esta deficiencia se origina debido a la menor densidad del hielo, que puede alcanzar un máximo de 0.913 gr/cm^3 , (PATERSON, 1993) con respecto a la roca subyacente, cuya densidad depende de su composición geológica, pudiendo alcanzar valores superiores a 2.6 gr/cm^3 , como ocurre en la unidad geológica "Batolito Patagónico" que predomina en el margen Occidental de Campo de Hielo Sur (FORSYTHE and MPODOZIS, 1983).

Para convertir valores de gravedad observada a espesores de hielo, es necesario en primer lugar llevar todos estos valores a un plano de referencia común, generalmente el nivel medio del mar, obteniendo de esta manera anomalías de gravedad, o anomalías "de Bouguer" sobre el hielo. Al mismo tiempo, es preciso medir la gravedad en los afloramientos de roca aledaños al glaciar, determinando la anomalía regional de Bouguer. La diferencia de las anomalías de Bouguer entre la roca y el hielo resultan en anomalías residuales debidas al hielo, a partir de las cuales se aplica un modelo, o método inverso para evaluar el espesor del glaciar que origina tales anomalías (CASASSA, 1987)

Las ventajas del método gravimétrico, son sus facilidades logísticas y su capacidad de penetración virtualmente ilimitada para determinar espesores de hielo. Sin embargo, este método es limitado en cuanto a su precisión (10-20%), debido al hecho de que se mide un valor promedio de gravedad bajo la estación, que suaviza y subestima en forma importante el espesor máximo del hielo, especialmente en zonas con complejo relieve subglacial (DREWRY, 1975).

2.2.- El método de radio eco sondaje.

La radioglaciología es la disciplina que estudia la determinación del espesor de hielo mediante radar, también conocido como radio eco sondaje. Este método se basa en los mismos principios que el sonar, usado comúnmente en navegación y prospección marina, y el método sísmico utilizado en prospección de petróleo. En esencia, el radio eco sondaje consiste en transmitir una onda hacia el interior del glaciar, la que rebota en la base rocosa y es captada en un receptor instalado en la superficie. El espesor se determina a partir del tiempo que demora la onda, entre su salida desde un transmisor ubicado en la superficie del glaciar y su retorno (debido a su rebote en el relieve subglacial) a un transmisor ubicado en la misma superficie pero a una cierta distancia horizontal.

En el caso del radar, se han utilizado distintos modelos que trabajan con frecuencias entre 30 y 700 MHz (BOGORODSKY et al., 1985). En este rango de frecuencias el hielo frío es permeable a la penetración de ondas electromagnéticas. Sin embargo, en hielo temperado, vale decir al punto de fusión, coexiste agua junto al hielo, con formación de cuerpos de agua de varios metros de dimensión dentro del glaciar. Estos cuerpos de agua producen una importante dispersión, o esparcimiento, y absorción de las ondas electromagnéticas, por lo cual los glaciares temperados no pueden ser sondeados mediante radares tradicionales que trabajan a frecuencias superiores a 30 MHz.

Asimismo, pueden existir reflexiones internas importantes debido a estratos internos depositados por actividad volcánica reciente y a la presencia de numerosas morrenas mediales y laterales (RIVERA et al. 1997), lo que también puede oscurecer el retorno, o reflexión desde el relieve subglacial.

Los primeros en sugerir criterios para la construcción de un radar para hielo temperado fueron WATTS and ENGLAND (1976) quienes concluyeron que el esparcimiento de las señales de radar, se reducía en forma significativa por debajo de los 10 MHz. Es así como VICKERS and BOLLEN (1974) construyeron el primer radar para hielo temperado, sondeando exitosamente el glaciar South Cascade en Washington, EE.UU. Dicho modelo es del tipo "impulso", debido a que el transmisor genera una poderosa señal monopolso, la cual es irradiada por medio de antenas cargadas resistivamente.

Hoy en día, el método de radar ha desplazado al método de gravedad debido a su mayor precisión (1-10%) y capacidad de recolección de datos. Asimismo, es más versátil que el método sísmico, por lo que se ha transformado en el método clásico para determinar espesores de hielo y la estructura interna de los glaciares.

3.- SISTEMA DE RADIO ECO SONDAJE

3.1.- Sistemas de captura

- Radar análogo

Uno de los primeros sistemas empleados en Chile, consistía en un transmisor de pocos cientos de voltios de amplitud y un osciloscopio análogo, cuya pantalla debía ser fotografiada para capturar la señal (CASASSA, 1992). Este sistema permitía mediciones puntuales.

- Radar digital portátil

Para reducir los problemas técnicos que implicaba fotografiar la pantalla del receptor, se diseñó un segundo sistema de radar, compuesto por un transmisor cuya amplitud de salida de la señal era de 680 Vpp y un osciloscopio digital, que permitía el traspaso de las señales a PC, el cual se conectaba directamente al receptor (CASASSA and RIVERA, 1998). Este sistema también tenía carácter puntual.

En la actualidad, se sigue empleando este sistema digital, pero las antenas son amarradas a cañas de fibra de vidrio de 8 m de largo, las que son adosadas a mochilas que son porteadas por dos investigadores, permitiéndose la colección de datos mientras se camina sobre el glaciar. Este sistema permite realizar mediciones puntuales cada pocos segundos, generándose un perfil continuo de retornos. Este sistema de perfilaje ha mejorado significativamente la interpretación de los retornos subglaciales y ha sido especialmente útil en zonas de ablación con gran número de grietas, o en zonas de acumulación de gran altura e inaccesibilidad (RIVERA et. al., 2000c).

- Radar digital de captura continua (perfilaje) empleando motos de nieve

Para mediciones de espesor de hielo en grandes superficies, se ha diseñado un sistema de perfilaje, que permite obtener un dato de espesor cada dos segundos, generando un perfil continuo de retornos subglaciales (CASASSA et al., 1998a).

En este sistema de perfilaje, el transmisor digital y el receptor están montados sobre trineos, que son impulsados por una moto de nieve, mediante el uso de cuerdas de montaña unidas con mosquetones. Se utilizan antenas con longitud de medio dipolo de 20 metros, dispuestas en línea y con un largo total del sistema de radar de 120 metros. El trineo receptor se ubica 40 metros de la moto, y el trineo del transmisor, 100 metros atrás de la moto. Por lo tanto, la separación entre transmisor y receptor es de 60 metros (Figura 1).

Las antenas se conectan a un transmisor de impulso que tiene una amplitud de salida de la señal del orden de 1700 Vpp. En el receptor, las antenas se conectan vía balun a un osciloscopio digital. Los datos son almacenados en el disco duro de un computador portátil mediante una conexión vía puerta serial (RS232). Todo el sistema (computador portátil, transmisor y osciloscopio) es alimentado por baterías de 12 V. El sistema de recepción y el de transmisión, se montan sobre trineos de fibra de vidrio de 2.1 metros de largo.

Para posicionar las mediciones de espesor de hielo con los sistemas de radar en perfilaje, se emplean receptores GPS, que mediante el uso de un procedimiento de corrección diferencial, permite almacenar una posición cada 5 segundos. En el sistema portado por dos investigadores, los receptores GPS son llevados por el investigador con el Transmisor. En el sistema de perfilaje con motos de nieve, el receptor GPS es instalado en la moto (CASASSA et al., 1998b). La precisión de estas mediciones topográficas dependen de la calidad de los receptores, pudiendo alcanzar precisiones sub-métricas, mediante el uso de receptores de calidad geodésica.

- **Radar digital de captura continua (perfilaje) empleando helicópteros.**

En los últimos años se ha implementado un nuevo sistema de medición de espesor de hielo en perfilaje con apoyo de helicópteros. Este sistema fue empleado con éxito en Noruega (KENNET et al., 1993) y consiste en un transmisor de impulso con una frecuencia de 150 MHz. La antena es un cono reflector consistente en planos reflectantes, montados con ángulos de 90°, bajo la cual se colocan las antenas, que se insertan en tubos de fibra de vidrio (DAMM et al., 1999).

3.2.- Transmisores

Cuatro distintos transmisores han sido usados en el sistema de radar empleado por el laboratorio de Glaciología (Tabla 1).

El transmisor Bristol fue diseñado por la Universidad de Bristol (UK), siendo usado con éxito por GILBERT et al., (1996). El transmisor Narod/Clarke, fue diseñado por Barry Narod y Garry Clarke, siendo probado por CARDENAS (1998) en Patagonia. El transmisor O.S.U. (HUFFMAN, no publicado) fue diseñado por The Ohio State University (EE.UU.), y probado con éxito en glaciares temperados y fríos por THOMPSON et al., (1982) y THOMPSON et al., (1988). El transmisor O.S.U. modificado, fue diseñado por CARDENAS (1998), y fue probado en Antártica.

Tabla 1. Transmisores empleados en Chile.

Transmisor	Máxima potencia de salida (kW)	Máximo voltaje de salida (V)	Output resistive load (Ω)	Tiempo de subida (ns)	Consumo (A)	Tasa de repetición de Pulso (pps)	Dimensiones (mm ³)	Peso (kg)
Bristol	9	680	50	< 5	60 mA	?	13x13x12	0,7
Narod/Clarke	24	1100	50	< 2	180 mA	512	102x75x30	0,1
O.S.U.	51	1600	50	≈ 100	0,59 A	200/400/800	200x120x58	0,7
O.S.U. Modificado	168	3000	50	≈ 100	0,8 A	200/400/800	200x120x58	0,7

3.3.- Osciloscopios empleados en Chile como receptores

Diferentes receptores han sido empleados en Chile, destacando:

- Osciloscopio análogo Hitachi, modelo V-209.
- Osciloscopio de almacenamiento digital Tektronics, modelo TekScope THS 720, con un ancho de banda de 100 MHz
- Osciloscopio de almacenamiento digital FLUKE, modelo PM97, con un ancho de banda de 50 MHz
- Osciloscopio de almacenamiento digital Lecroy, modelo 9310-A, con ancho de banda de 400 MHz,

4.- MEDICIONES DE ESPESOR DE HIELO REALIZADAS EN CHILE

Las primeras mediciones de espesor de hielo realizadas en Chile, fueron hechas con el método gravimétrico en el Campo de Hielo Norte (CASASSA 1987), donde se estimó un espesor máximo de 1460 m, definiendo una topografía subglacial por debajo del nivel del mar.

En el año 1990, en el contexto de campañas glaciológicas japonesas en Patagonia (NARUSE and ANIYA, 1992), se midieron espesores de hielo en la zona de ablación del glaciar Tyndall (CASASSA, 1992), las cuales permitieron detectar más de 600 m de espesor. Estas fueron hechas con el sistema de radio ecosondaje de captura análoga.

En el año 1992, un equipo de geólogos y vulcanólogos de la Universidad de Bristol, en conjunto con el SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería) y la Universidad de Chile, realizaron mediciones de espesor de hielo en el glaciar de la caldera del Nevado de Sollipulli, determinándose espesores máximos de más de 600 m, al combinar datos de radar con gravimetría (GILBERT et al., 1996). El sistema de radar empleado fue el digital puntual, conectado a una impresora serial.

En 1993, se volvió a medir el glaciar Tyndall, con un sistema de radar digital puntual, con traspaso a PC mediante interfaz RS232, detectándose valores de espesor levemente inferiores a los de 1990, debido presumiblemente al adelgazamiento ocurrido en el período de dos años (CASASSA and RIVERA, 1998).

Con un sistema de radar de impulso montado en trineos y tirado por motos de nieve, se ha medido hasta 1300 m de espesor de hielo frío en Patriot Hills, Antártica, durante las campañas de 1996 y 1997 (RIVERA et al., 1998; CASASSA et al., 1998a y 1998b). En esta zona, existen espesores totales de hielo bastante mayores, por lo que se requiere combinar sistemas de medición (gravimetría-radar) o emplear métodos sísmicos, para medir la totalidad del espesor de los glaciares.

Con el mismo sistema de radar tirado por motos de nieve, se han medido varios glaciares del Campo de Hielo Sur, especialmente en el Paso de los Cuatro Glaciares (49°s, 73°20'W), desde donde nacen los glaciares Chico, O'Higgins, Pío XI y Viedma. En esta zona se detectaron espesores de más de 800 m, perdiéndose la capacidad de penetración de los transmisores empleados, debido a la fuerte atenuación provocada por el agua allí existente (RIVERA & CASASSA, 2000).

En 1999 se realizaron las primeras mediciones experimentales de espesor de hielo con un sistema de radar montado en helicópteros, en los glaciares Tyndall y Dickson de Torres del Paine, así como en los glaciares Olivares (Alfa y Beta) y Echaurren Norte, de Chile central. Sus resultados aún no están disponibles (DAMM et al., 1999).

5.- RESULTADOS DE CHILE CENTRAL

- Glaciar Tapado

En febrero de 1999, durante una campaña para extraer un testigo de hielo desde la cumbre del Co. Tapado (5536 msnm, 30°08'S, 69°55'W, Chile, Figura 2), se realizaron mediciones de espesor de hielo con un sistema portátil de radar digital, obteniéndose tres perfiles cuyo espesor máximo alcanzó 42 m (Figura 3).

Estas mediciones han sido muy importantes para determinar la edad del hielo extraído en el testigo y modelar el flujo del glaciar, lo cual está siendo realizado por un equipo de investigadores suizos del Instituto Paul Scherrer, Suiza (GINOT et al., 2000).

- Glaciar San Francisco

En Enero de 1998 se realizó una campaña a la zona de ablación (2800 msnm) del glaciar San Francisco (33°S, 70°045'W), ubicado en la cuenca alta del río Maipo. Allí se midieron cuatro perfiles, destacándose el perfil longitudinal, que presentó un espesor máximo de 94 m (Figura 4).

Este glaciar presenta en su superficie una gran cantidad de material morrénico de recubrimiento, el que no impidió la penetración de las ondas de radar, obteniéndose un perfil bastante claro de la topografía subglacial.

- Glaciar Esmeralda

En Diciembre de 2001, se realizó una campaña al glaciar Esmeralda, ubicado en la cumbre del Co. El Plomo (33°14'S, 70°13'W, 5330 msnm), donde se midieron 2 perfiles con espesor máximos de 114 m de hielo, mediante el uso de un sistema de radar digital portátil que permitió obtener datos continuos de la topografía subglacial.

En el formato típico de despliegue de los datos, la topografía subglacial tiene forma en V, sin embargo al aplicar un modelo de migración de Kirchoff desarrollado por el departamento de geofísica de la Universidad de Chile (Vera, comunicación personal) pudo mejorarse la resolución determinándose una forma en U típica de morfología glacial (Figura 5).

- **Glaciar Juncal Norte**

En Enero de 1999 y 2000, se realizaron dos campañas a la zona de ablación (2900 msnm) del glaciar Juncal Norte (33°02', 10°06'W), en la cuenca alta del río Aconcagua.

En ambas campañas se midieron espesores de hielo con un sistema de radar portátil digital (Figura 6), que permitió determinar espesores máximos de hasta 222 m (Figura 7). Interesante resulta constatar que a pesar de la gran cantidad de material morrénico que recubría el glaciar, así como del agua supra e intra glacial, las ondas del radar pudieron atravesar la totalidad del hielo, permitiéndose una clara determinación de la topografía subglacial.

6.- CONCLUSIONES

El sistema de radio eco sondaje empleado hasta la fecha ha demostrado su versatilidad y capacidad de penetración en condiciones bastantes extremas, desde hielo frío en Antártica, donde opera con una gran capacidad de penetración, hasta hielo temperado y recubierto, como el existente en los glaciares Juncal Norte y San Francisco, donde la atenuación y ruido son significativos, pero no impiden una penetración total del hielo allí existente.

En términos de los sistemas empleados, destacan aquellos que permiten una medición continua (perfilaje) que entrega datos cada dos segundos, equivalentes a muy pocos metros de espaciamiento horizontal, dependiendo de la velocidad de transporte sobre el hielo, la que puede fluctuar desde 15 km/hora en sistemas tirados por motos de nieve, hasta 2 km/hora en los transportados a pié. Estos sistemas transportados a pié, permiten recorrer zonas de grietas y topografía compleja, midiendo espesores donde los sistemas motorizados no pueden acceder, o donde los aerotransportados no tienen la resolución adecuada.

7.- AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte del proyecto del Fondo Nacional de Ciencias y Tecnología (FONDECYT) N° 1980293 y 1000445. Se agradece la colaboración de Cesar Acuña en la confección de cartas y figuras. Carlos Cárdenas y Rubén Carvallo, han colaborado con el diseño y mantención del sistema de radar. Jorge Quinteros de la Dirección General de Aguas, ha sido nuestro logístico y montañista durante casi todas nuestras expediciones. Se agradece la colaboración y financiamiento de la Facultad de Arquitectura y Urbanismo de la Universidad de Chile, para la realización de campañas de terreno a los glaciares de Chile Central.

8.- REFERENCIAS

- ANIYA, M. 1999. Recent Glacier Variations of the Hielos Patagónicos, South America, and their Contribution to Sea-level Change. *Arctic and Alpine Research* 31(2): 165-173.
- ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA and G. CASASSA, 1997. Recent Variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, 29: 1-12.
- BOGORODSKY, V., C. BENTLEY and P. GUDMANSEN. 1985. *Radioglaciology*. Riedel Publishing Co., Netherlands, 254 pp.
- CÁRDENAS, C. 1998. Evaluación de transmisores de radar para hielo: aplicación en Patriot Hills, Antártica. Tesis de Ingeniero Civil Eléctrico, Universidad de Magallanes, 213 p.
- CASASSA, G. 1987. Ice thickness deduced from gravity anomalies on Soler Glacier, Nef Glacier and the Northern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glacier Research*, 4, 43-57.
- CASASSA, G. 1992. Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10, 69-74.
- CASASSA, G. and A. RIVERA, 1998. Digital Radio-Echo Sounding at Tyndall Glacier, Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia, Ser. Cs. Nat.*, 26:129-135.
- CASASSA, G., R. CARVALLO, C. CÁRDENAS, B. JELINIC, and A. RIVERA, 1998a. Performance of a Snowmobile-Based radio Echo Sounding System at Patriot Hills, Antarctica. In: *Proceedings VIII SCALOP Symposium*, Santiago: 93-101.
- CASASSA, G., A. RIVERA, H. LANGE, R. CARVALLO, H. BRECHER, C. CÁRDENAS, AND R. SMITH. 1998b. Radar and GPS studies at Horseshoe Valley, Patriot Hills, Antarctica. *FRISP Report* 12, 7-18.
- DAMM, V., G. CASASSA, D. EISENBURGER and M. JENETT, 1999. Glaciological and hydrogeological studies of glaciers in Central Chile and Patagonia using a helicopter borne radio echo sounding system. *Operational report and Preliminary Results*, BGR, Germany, 35 pp.

DREWRY, D. 1975. Comparison of electromagnetic and seismic-gravity ice thickness measurements in East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 15(73), 137-50.

ESCOBAR, F., G. CASASSA and V. POZO, 1995. Variaciones de un Glaciar de Montaña en los Andes de Chile Central en las últimas dos décadas. *Bulletin de l'Institut Francais d'Études Andines* 24(3): 683-695.

FORSYTHE, R. and MPODOZIS, C. 1983. Geología del basamento pre-Jurásico superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Boletín* 39, Servicio Nacional de Geología y Minería, 63 pp.

GILBERT, J., M. STASIUK, S. LANE, C. ADAM, M. MURPHY, S. SPARKS and J. NARANJO, 1996. Non-explosive, Constructional Evolution of the Ice-filled Caldera at Volcán Sollipulli, Chile. *Bulletin of Volcanology* 58: 67-83.

GINOT, P. H. GAGGELER, V. FURRER, U. SCHOTTERER, M. SCHWIKOWSKI, W. STICHLER, B. POUYAUD and A. RIVERA, 2000. PALALEO Atmospheric Chemistry and Climate Record from Cerro Tapado Ice Core. In: *Annual Report 1999, Labor für Radio-Und Umweltchemie der Universität Bern und des Paul Scherrer Instituts, Switzerland, Villigen*: 37.

KENNET, M, T. LAUMANN and C. LUND. 1993. Helicopter-borne radio-echo sounding of Svaritsen, Norway. *Annals of Glaciology*, 17, 23-26.

NARUSE, N. and M. ANIYA, 1992. Outline of Glacier Research in Patagonia, 1990. *Bulletin of Glacier Research* 10: 31-38.

PATERSON, W. 1993. *The Physics of Glaciers*. 2nd edition, revised. Pergamon Press, Great Britain, 385 pp.

PEÑA, H. and N. NAZARALA, 1987. Snowmelt-runoff Simulation Model of a Central Chile Andean Basin with Relevant Orographic Effects. In: *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symposium) IAHS Publ. 166*: 161-172.

RIVERA, A., J. ARAVENA and G. CASASSA, 1997. Recent Fluctuations of Glaciar Pío XI, Patagonia: Discussion of a Glacial Surge Hypothesis. *Mountain Research and Development*, 17(4): 309-322.

RIVERA, A., G. CASASSA, R. CARVALLO and H. LANGE, 1998. Complex Subglacial Topography Revealed Under The Antarctic Ice Sheet at Patriot Hills. In: *Abstracts Antarctic Geodesy Symposium, U. de Chile, Santiago*.

RIVERA, A., G. CASASSA, C. ACUÑA and H. LANGE, 2000a. Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones geográficas* 34: 25-52.

RIVERA, A., G. CASASSA, C. ACUÑA and R. VIEIRA, 2000b. Recent glacier variations and snow line changes in central Chile. In: *Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, pp. 274-275.

RIVERA, A., A. GIANNINI, J. QUINTEROS and M. SCHWIKOWSKI, 2000c. Ice thickness measurements on the glacier of Cerro Tapado, Norte Chico, Chile. In: *Annual Report 1999, Labor für Radio-Und Umweltchemie der Universität Bern und des Paul Scherrer Instituts, Switzerland, Villigen*: 38.

RIVERA, A. & CASASSA, G. 2000. Variaciones Recientes y Características de los glaciares Chico y O'Higgins, Campo de Hielo Sur. In: *IX Congreso Geológico Chileno, Vol 2*, pp. 244-248.

THOMPSON, L., J. BOLZAN, H. BRECHER, P. KRUSS, E. MOSLEY-THOMPSON and K. JEZEK. 1982. Geophysical investigations of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. *Journal of Glaciology*, 28(98), 57-69.

THOMPSON, L., W. XIAOLING, E. MOSLEY-THOMPSON and X. ZICHU. 1988. Climatic records from the Dunde Ice Cap, China. *Annals of Glaciology*, 10, 178-182.

VICKERS, R. and R. BOLLEN. 1974. An experiment in the radio echo sounding of temperate glaciers. Menlo Park, California, Stanford Research Institute, Final Report, 16 p., unpublished.

WATTS, R. and A. ENGLAND. 1976. Radio-echo sounding of temperate glaciers: ice properties and sonder design criteria. *Journal of Glaciology*, 17(75), 39-48.

9.- FIGURAS

- Figura 1. Sistema de radar montado en trineos y tirado por motos de nieve
- Figura 2. Carta de ubicación de mediciones en glaciar del Co. Tapado, Norte Chico
- Figura 3. Perfil de radar con espesor de hielo de glaciar Tapado
- Figura 4. Perfil longitudinal de espesor de hielo en glaciar San Francisco
- Figura 5. Perfil de radar con espesor de hielo migrado.
- Figura 6. Fotografía del sistema de radar transportado a pié.
- Figura 7. Perfil longitudinal de espesor de hielo del glaciar Juncal Norte.

Figura 1.

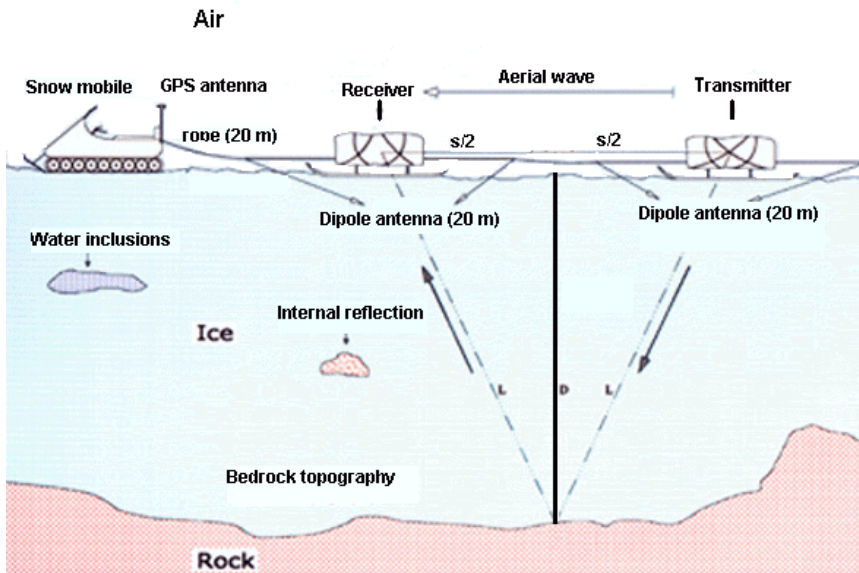


Figura 2.

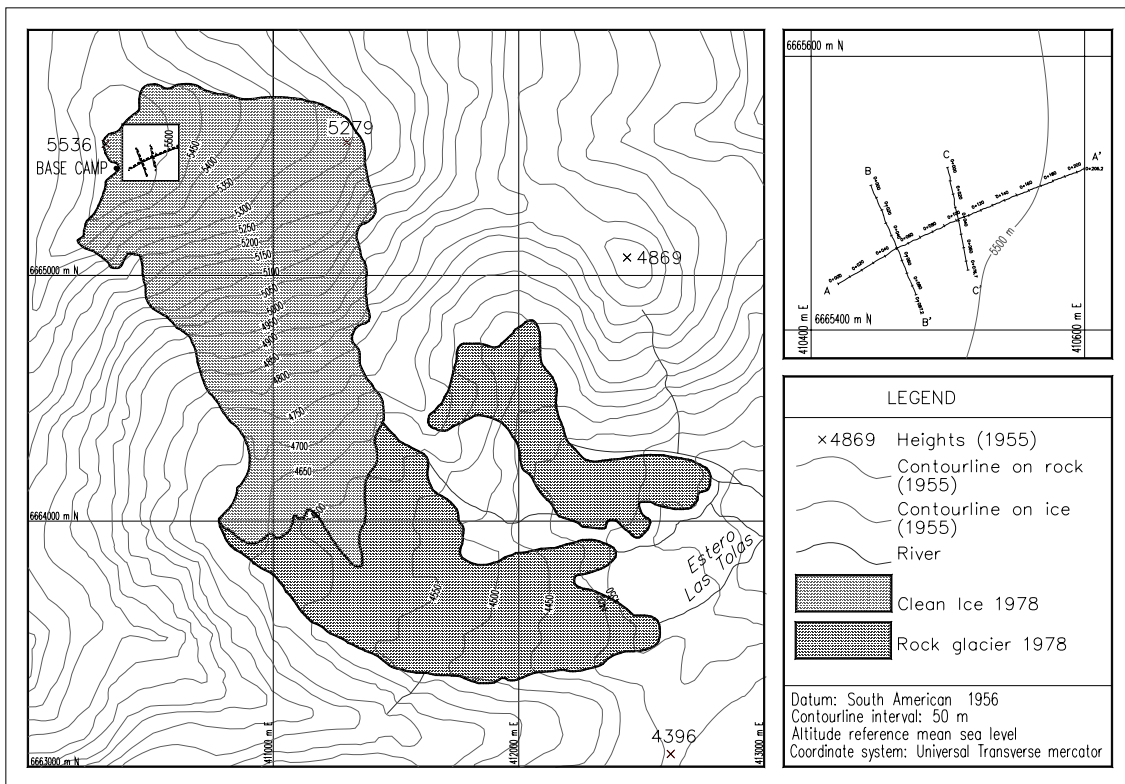
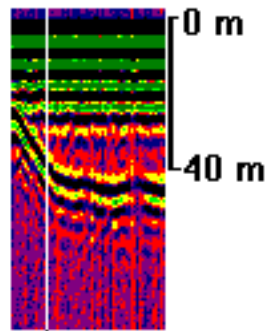


Figura 3.

Ice Thickness Profile



↓
Ice Core
Drill site
Feb, 99

Figura 4.

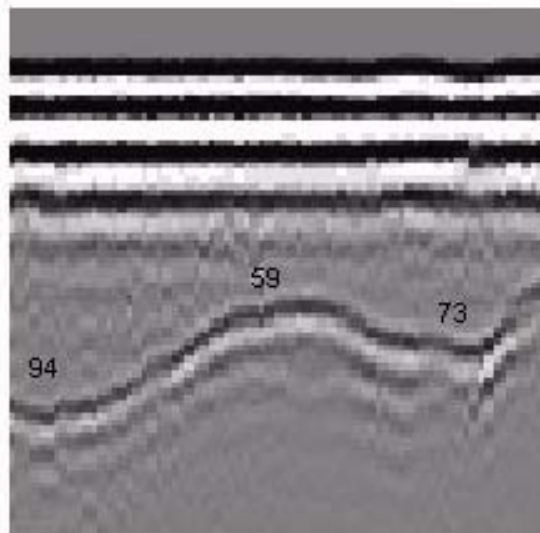


Figura 5.

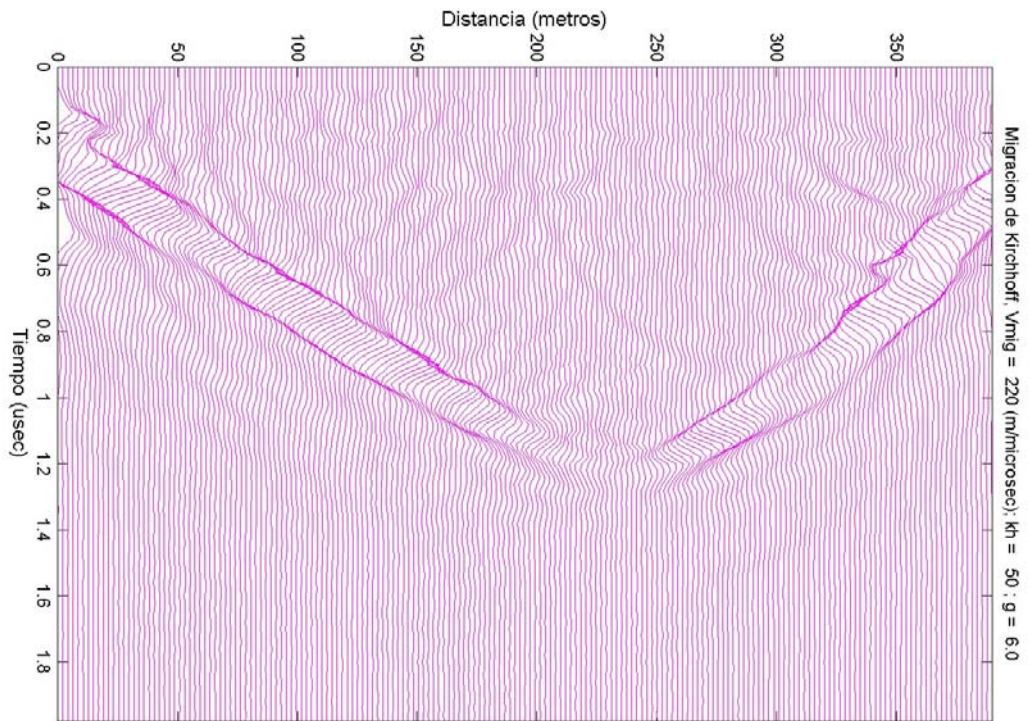


Figura 6.



Figura 7.

